



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Geocronología (U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

JOSE FERNANDO DUQUE TRUJILLO

JURADO EXAMINADOR

- 1) Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel (TUTORA)
- 2) Dr. Luca Ferrari Pedraglio - (PRESIDENTE)
- 3) Dr. Luigi Solari - (VOCAL)
- 4) Dra. Margarita López Martínez - (SUPLENTE)
- 5) Dr. Agustín Cardona Molina - (SUPLENTE)



Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla. Enero de 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A mi familia.
Pasado, presente y futuro.*

A Sarita.....

Agradecimientos

Agradezco de manera muy especial a Teresa Orozco por ser una excelente asesora y compañera durante este trabajo, por toda su dedicación, paciencia, esfuerzo y sobre todo por buscar siempre mi aprendizaje. Gracias Tere.

A Sarita, por todo su amor incondicional, por ser desde la distancia mi mayor soporte en todos los momentos y lugares. Espero que nos quede mucha vida y sueños por compartir juntos.

A mis padres y hermanos por su apoyo en todas mis decisiones, sé que siempre estoy en sus corazones. Igualmente a Mela, el doc, Ana y Ricky por estar siempre pendientes y dispuestos a ayudarnos en todo.

Agradezco al Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) y en especial a la Comisión de Geofísica por el apoyo prestado por medio de su programa de becarios de posgrado 2007-2009.

También agradezco el financiamiento de este trabajo por el proyecto PAPIIT, No. IN-114508 “El plateau del Caribe y el magmatismo de arco en Colombia: implicaciones para la evolución tectónica del sur de México”; y al proyecto BANREP “Caracterización petrotectónica del plutonismo del Cenozoico Inferior de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: implicaciones en la dinámica orogénica del NW de Suramérica y el Caribe” del banco de la Republica de Colombia.

Al Dr. Luca Ferrari por su interés en todo momento y su apoyo en los innumerables trámites burocráticos y su gran apoyo económico y la oportunidad de participar en el proyecto CONACyT, numero 82378.

Agradezco al proyecto interinstitucional “Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta” (Invemar-Ingeominas-Ecopetrol) y en especial a Georgina Guzmán por su labor en el préstamo de algunas de las muestras.

Gracias especiales al Dr. Agustín Cardona, quien creyó en este proyecto desde el principio, quien sin su ayuda habría sido imposible sortear algunas “genialidades”....

Agradecimientos muy especiales a Edwin Marin, excelente persona, del cual he aprendido muchas cosas poco evidentes. A Elizabeth Cortéz por su ayuda...

Agradezco a Marta Pereda por estar siempre atenta a papeles, firmas, trámites, fechas, formatos, etc., incluso antes de mi llegada a México. Igualmente a Sonia Juárez y los abogados del campus por los trámites migratorios.

Gracias muy especiales a los Drs. Uwe Martens y Antonio García-Casco y a todos los integrantes del proyecto IGCP-546 “Subduction zones of the Caribbean” por sus muy constructivas discusiones, enseñanzas, ideas y amistad. Agradezco también al Dr. Víctor

Valencia por su apoyo al proyecto e interesantes discusiones.

Muchas gracias a todos los profesores con los cuales tuve el agrado de recibir clases y de los cuales aprendí bastante. Además agradezco a Marina y Vlad Manea, Roberto Molina, Luigi Solari, Ángel Nieto y Alex Iriondo, por sus enriquecedoras discusiones.

Gracias a la Dra. Margarita López, por sus enseñanzas en la técnica de Ar-Ar, discusiones, hospitalidad y amistad. A Doris, Miguel Ángel, Gaby y Nain por su ayuda y enseñanzas en el laboratorio. Gracias a Doris, Fernando y Jose por su hospitalidad.

Muchas gracias a Ofelia Pérez, Rufino Lozano-Santa Cruz, Juan Tomás Vásquez, Oscar Aguliar, Manuel Albarrán, Jesús Silva, Teresita Pérez, Teresa Medina y Carolina Muñoz, Dionisio y a todo el personal administrativo. Por su colaboración cada uno en sus áreas.

Muchas gracias igualmente a mis amigos y compañeros del Centro de Geociencias, los que están y los que han llegado, con quienes he compartido unos años muy enriquecedores. En particular a Pao, Victor, Jaz, Micke, Jobo, Chilo, Uru, Aldo, Angel, Toño, Edu, Monse, Nelly por su sincera amistad. A Lina Serrano gracias por un feliz aterrizaje. Gracias a las hermanas Padilla y la padi-casa.

Tabla de contenido

Página

Resumen	1
I. Introducción	5
II. Metodología propuesta	7
1. Generalidades	9
1.1. Localización	9
1.2. Evolución tectónica del Caribe y el Noroeste de Colombia	7
1.3. La Sierra Nevada de Santa Marta	16
1.4. El magmatismo Cenozoico de la Sierra Nevada de Santa Marta	21
2. Geología de campo y petrografía	25
2.1. Batolito de Santa Marta	25
2.1.1. Facies principal	31
2.1.2. Facies poikilítica	36
2.1.3. Facies de grano fino	38
2.1.4. Diques aplíticos	39
2.2. Granitos Leucocráticos	40
2.3. Plutón de Buritaca	45
2.4. Plutón de Latal	48
2.5. Plutón de Toribio	52
3. Geocronología	55
3.1. Fundamentos teóricos	55
3.1.1. Metodología U/Pb en circón	55
3.1.2. Metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	57
3.2. Metodología	59
3.2.1. Análisis U/Pb LA-ICP-MS en circones	59
3.2.2. Análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calentamiento por pasos en horblenda, biotita y feldespato potásico	62
3.3. Resultados	65
3.3.1. Descripción de resultados U/Pb (LA-ICP-MS)	65
3.3.1.1. Granitos Leucocráticos	67
3.3.1.2. Plutón de Toribio	68
3.3.1.3. Batolito de Santa Marta	68
3.3.1.4. Diques aplíticos	73
3.3.1.5. Plutón de Buritaca	75
3.3.2. Análisis de resultados U/Pb (LA-ICP-MS)	75
3.3.2.1. Evento magmático del Paleoceno temprano	77
3.3.2.2. Evento magmático del Paleoceno tardío - Eoceno temprano	77
3.3.2.3. Evento magmático del Eoceno temprano	81
3.3.3. Resultados de fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	82
3.3.3.1. Resultados muestra BSM 05	84
3.3.3.2. Resultados muestra BSM 12E	86
3.3.3.3. Resultados muestra BSM 111	88



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

4. Geoquímica	91
4.1. Muestreo, trituración y pulverizado	91
4.2. Análisis de muestras	92
4.2.1. Análisis de elementos mayores	92
4.2.2. Digestión y análisis de elementos traza	92
4.3. Resultados de análisis geoquímico	95
4.3.1. Elementos mayores	95
4.3.2. Elementos traza	102
5. Discusión	111
5.1. Evento magmático del Paleoceno temprano	111
5.1.1. Edad del magmatismo	112
5.1.2. Petrogénesis	112
5.2. Evento magmático del Paleoceno tardío-Eoceno temprano	121
5.2.1. Edad del magmatismo	122
5.2.2. Petrogénesis	123
5.3. Enfriamiento del Batolito de Santa Marta y levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta	132
5.4. Implicaciones tectónicas	137
6. Conclusiones	139
7. Bibliografía	143
<hr/>	
Anexos	
Anexo 1. Composición modal	157
Anexo 2. Datos analíticos U/Pb	161
Anexo 3. Datos analíticos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	167
Anexo 4. Análisis geoquímicos	175
Anexo 5. Localización sitios de muestreo	183
Anexo 6. Mapa de muestras y análisis	187

RESUMEN

En el extremo noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia, aflora una serie de cuerpos intrusivos del Paleoceno-Eoceno entre los que se encuentran el Batolito de Santa Marta y los plutones de Buritaca, Latal y Toribio. Aunque no se habían realizado estudios geoquímicos y geocronológicos detallados de estas rocas, en la literatura por lo general se les ha considerado como el producto de magmatismo de arco. Sin embargo, el hecho de que estos cuerpos (1) se hayan emplazado en un área restringida muy cercana al margen continental; (2) se localicen dentro de terrenos metamórficos alóctonos de origen oceánico; (3) se asocien a una actividad magmática de relativamente corta duración; y (4) se encuentren aislados de la cordillera de los Andes, plantea problemas difíciles de reconciliar con un modelo clásico de arco magmático asociado a subducción.

Trabajo de campo detallado, nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circón y Ar-Ar en anfíbol, biotita y feldespato potásico, así como nuevos datos geoquímicos obtenidos para el Batolito de Santa Marta (BSM) y los cuerpos asociados, permitieron caracterizar las rocas, establecer con detalle la secuencia de emplazamiento y definir tasas de enfriamiento. Además, esta información permitió plantear un modelo petrogenético para los intrusivos del Paleoceno – Eoceno de la Sierra Nevada de Santa Marta, y evaluar su relación con la tectónica del Caribe.

La integración de nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circón y geoquímica de elementos mayores y trazas, permitieron identificar un evento magmático temprano, ocurrido hacia los ~64 Ma, durante el cual se emplazaron pequeños volúmenes de magmas trondhjemiticos. Para este evento, que no había sido reportado anteriormente, se propone un origen por la fusión de rocas de afinidad oceánica en facies de anfíbolita, rocas posiblemente asociadas al cinturón metamórfico de Santa Marta que ha sido interpretado como un complejo de subducción. Por lo tanto, la formación de estos magmas en el Paleoceno temprano sería un marcador del choque del Gran Arco del Caribe contra la margen noroccidental de Suramérica en esta parte de los Andes del Norte.

Por otra parte, el trabajo detallado realizado en campo y la caracterización petrográfica del BSM, permitieron la identificación de al menos tres facies magmáticas importantes que conforman este cuerpo y que sugieren que éste habría sido formado por diversos pulsos magmáticos. Aunque texturalmente las facies encontradas difieren unas de otras, las variaciones composicionales de las masas graníticas principales que las componen varían solamente de granodioritas a tonalitas. Sin embargo, complejos procesos magmáticos son evidenciados por



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

rocas cumulíticas, mezcla entre diversas facies; “mingling” entre la masa granítica y magmas máficos, formando enclaves; entre otras.

Los nuevos datos geocronológicos obtenidos para el BSM y sus rocas asociadas, indican que aunque este es un evento volumétricamente importante presenta una corta duración (~58 a ~49 Ma), identificándose dos eventos magmáticos principales: uno entre los ~55 y 56 Ma y que corresponde principalmente a la formación del BSM y el Plutón de Latal y un segundo evento, ocurrido entre los ~49 y 52 Ma que habría formado la parte NE del BSM y los plutones de Buritaca y Toribio.

La formación de los magmas que dieron lugar al BSM y sus rocas asociadas comprendería una compleja relación de procesos magmáticos y posiblemente diversas fuentes. Esta serie de procesos habría sido iniciada por la deshidratación y posible fusión de la placa oceánica del Caribe subducida bajo Suramérica en condiciones de un alto régimen térmico, asociado a un bajo ángulo de subducción, una baja tasa de convergencia debida a la oblicuidad de la convergencia misma y a la juventud de la placa del Caribe. Así mismo, la importante deshidratación de la corteza oceánica habría permitido la fusión parcial de la parte inferior de la corteza continental, produciendo así magmas híbridos de características intermedias, que habrían evolucionado mediante cristalización fraccionada con una importante segregación de anfíbol.

El hecho de que los eventos magmáticos del Paleoceno tardío y Eoceno tardío identificados en la Sierra Nevada de Santa Marta fueran de corta duración y que no haya registros de magmatismo posterior en el área indican que el magmatismo cenozoico en esta región corresponde a un evento puntual, con producción volumétricamente importante de magmas, pero que no estaría asociado al establecimiento de un arco magmático ligado a una zona de subducción bien establecida.

La integración de fechamientos U-Pb en circón, que representarían edades de emplazamiento del magma (~900 °C) y fechamientos Ar-Ar en hornblenda, biotita y feldespato potásico, los cuales representarían edades de enfriamiento del magma a ~550, ~300 y ~250 °C, respectivamente arrojaron como resultado tasas de enfriamiento cercanas a los 80 °C/Ma, entre los 55 y 48 Ma. Estas altas tasas de enfriamiento se asocian a levantamiento de corteza continental y en particular de la Sierra Nevada de Santa Marta. Así mismo, estos datos son coincidentes con una amplia serie de evidencias que sugieren una tectónica importante en los Andes del Norte a partir del Cretácico tardío asociada a la interacción de la Placa Suramericana con la Placa Caribe.

Eventos magmáticos con composiciones similares (series TTG) han sido reportados alrededor de la margen circun-caribeña, generalmente asociados a complejos de subducción exhumados. Entre éstos se encuentran el Stock de Parashi (norte de Colombia), el Batolito de Aruba, Sierra del Convento (sur de Cuba), La Blanquilla e Isla Margarita (Venezuela), La Española, Puerto Rico e Islas Vírgenes. Esto indica que eventos puntuales de magmatismo son comunes a los sitios donde el margen de la placa Caribe habría interactuado con otras placas tectónicas generando procesos de fusión a medida que progresaba su desplazamiento hacia el Este hasta su posición actual.

I. INTRODUCCIÓN

Las rocas graníticas constituyen uno de los principales mecanismos de crecimiento de la corteza continental, especialmente en zonas de importante actividad tectónica (Wilson, 1989, Harris, 1996). Por lo tanto una gran variedad de granitoides puede ser generada, la cual a través del tiempo se ha tratado de clasificar según el ambiente tectónico, con algunos aciertos (Winter, 2001, Barbarin, 1999 y 1990) y desaciertos debido a la complejidad y la gran diversidad de orígenes, fuentes, génesis y evolución. Sin embargo todas estos factores imprimen a los granitoides una firma que utilizando una amplia serie de técnicas de análisis puede ser leída para reconstruir su proceso de formación y evolución, y a su vez dilucidar las características tectónicas del ambiente de formación.

En este trabajo se busca aplicar diversas técnicas al estudio de una serie de cuerpos intrusivos de edad Paleoceno-Eoceno que afloran en el extremo noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia, cerca a la ciudad de Santa Marta (Fig. I-1). El mayor de estos cuerpos es el llamado Batolito de Santa Marta, al cual se asocian otras rocas que forman los plutones de Buritaca, Latal y Toribio.

La SNSM es un importante ente topográfico de forma triangular, con una de sus puntas saliendo hacia el Mar Caribe (Fig. I.1). Su relieve es fuertemente empinado, pues se eleva desde el nivel del mar hasta los 5775 msnm a tan sólo 42 km de distancia de éste en línea recta. Así mismo es bastante particular, pues la SNSM se encuentra separada de los sistemas cordilleros de Colombia por importantes cuencas sedimentarias de relieve plano. Estas características implicarían procesos tectónicos muy importantes para esta zona y que en la actualidad no han sido totalmente estudiados.

La zona en que se emplazan el Batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas constituye el borde noroccidental de la placa Suramericana. La intrusión de esta serie de cuerpos intrusivos se da en rocas de las denominadas provincias Sevilla y Santa Marta (Tschantz et al., 1974). La provincia de Santa Marta está formada por una serie de rocas metamórficas de afinidad oceánica y edad cretácica, obducidas a la margen continental en este mismo periodo mediante procesos de colisión entre la placa Caribe y la placa Suramericana, mientras que la provincia de Sevilla está compuesta por una serie de gneises y esquistos de edad proterozoica y paleozoica (Cardona et al., 2007-A, Tschantz et al., 1974).

El batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas presenta una gran variedad de rocas, características composicionales, texturales y relaciones de campo, que sugieren complejidad en



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

el proceso tanto de granitogénesis como en su evolución. Sin embargo el batolito de Santa Marta y en general el magmatismo Paleoceno - Eoceno de la SNSM ha sido poco estudiado, y no existe un modelo petrogenético ni temporal que explique la presencia de magmatismo en esta área y que pueda ayudar a conocer con mayor detalle las características tectónicas de la margen noroeste de Suramérica.

Del ambiente tectónico en el cual fueron formados estos granitoides no mucho ha sido publicado. Sin embargo, las características de la margen noroccidental de la placa de Suramérica, y en especial de la porción norte de los Andes, han permitido sugerir la inversión de una margen pasiva a una margen convergente entre la placa suramericana y la placa Caribe, lo cual habría permitido, como proceso asociado a esta convergencia, la acreción de una serie de materiales de afinidad oceánica al continente (Pindell, 1993, Pindell y Kennan, 2001, Ramos y Aleman, 2000).

Aunque la información geológica, geoquímica y geocronológica de los cuerpos intrusivos es escasa, comúnmente han sido considerados como producto de un magmatismo de arco. Sin embargo, el hecho de que estos cuerpos (1) se hayan emplazado muy cerca del margen continental; (2) intruyan terrenos metamórficos alóctonos de origen oceánico; (3) se asocien a una actividad magmática de relativamente corta duración; y (4) se encuentren aislados de la cor-

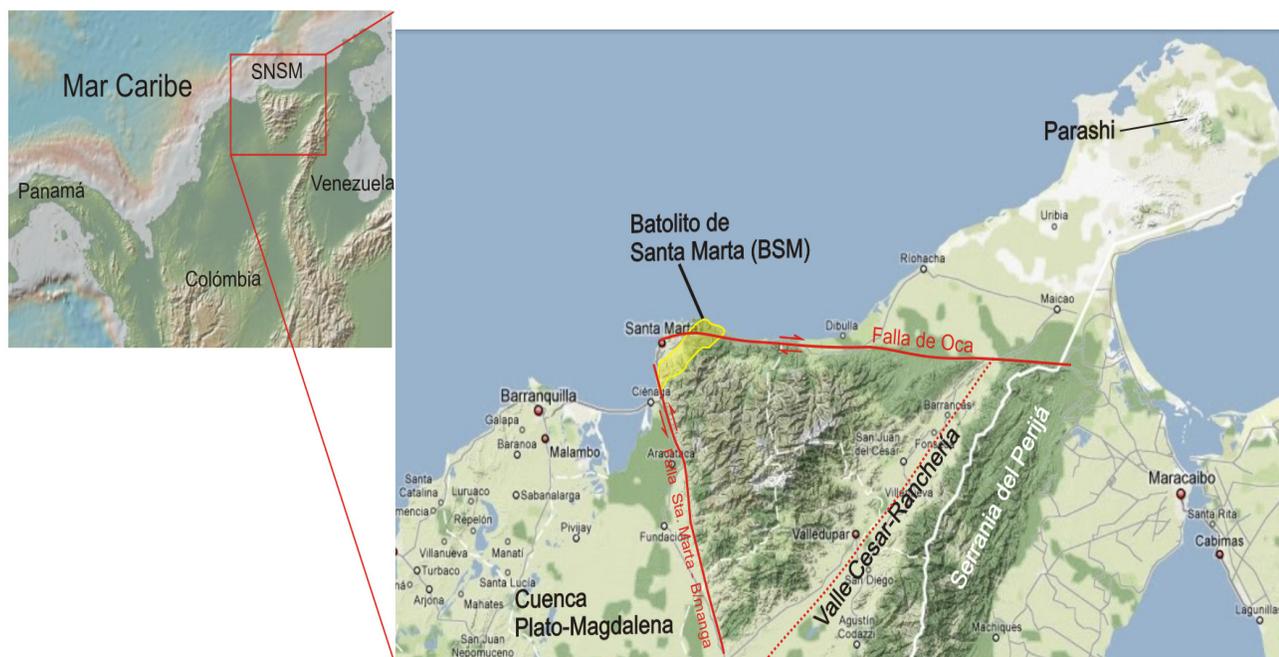


Fig. 1.1. Ubicación de la Sierra Nevada de Santa Marta. **A)** Mapa de los principales accidentes topográficos del norte de Colombia. Tomado de GeoMapApp. **B)** Mapa con las principales elevaciones topograficas del norte de Colombia (Sierra Nevada de Santa Marta y Serranía de Perijá) y principales fallamientos. Tomado de Google Maps.

dillera de los Andes, plantea problemas difíciles de reconciliar con un modelo clásico de arco magmático asociado a subducción.

Las características de las rocas en estudio y la complejidad tectónica de la margen noroccidental de la placa Suramericana, hacen del batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas un excelente objeto de trabajo, donde integrando varias técnicas de análisis geológico se podría llegar a conocer la historia de generación y evolución de este magmatismo, su relación con la interacción entre la placa Caribe y la placa Suramericana, y a su vez conocer parte de la historia de exhumación cortical que implica el levantamiento de la SNSM.

II. METODOLOGÍA PROPUESTA

Las características composicionales (mineralógicas, geoquímicas) y texturales de los diferentes cuerpos magmáticos y las variaciones de éstas están determinadas por la naturaleza de la fuente (corteza y/o el manto), procesos de evolución magmática (diferenciación, contaminación), y por el ambiente tectónico donde fueron generadas (Pearce et al., 1982, Pearce, 1996, Barbarin 1999, Faure, 2001, Winter, 2001).

Con el fin de determinar un modelo de formación para el batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas, y de evaluar sus características composicionales, texturales, temporales, etc., se integraron diversas técnicas de análisis geológico a fin de cuantificar los procesos geológicos involucrados en su formación y evolución.

El primer paso para el presente estudio para alcanzar estos objetivos fue realizar un muestreo detallado y la delimitación de los diferentes tipos de rocas y sus variaciones dentro de los cuerpos estudiados, apoyando esta clasificación en análisis petrográficos. Posteriormente y con base en la distribución espacial de los diferentes tipos de rocas encontrados se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza con la finalidad de establecer de una manera más minuciosa las características de estos cuerpos y a partir de éstas proponer un modelo para el origen y evolución de los intrusivos.

Un estudio geocronológico detallado permite la evaluación de la temporalidad, duración y evolución de los distintos pulsos magmáticos a lo largo del "arco magmático". Además, la integración de una serie de sistemas geocronológicos, con diferentes temperaturas de cierre permite reconstruir la evolución térmica de las rocas a lo largo del tiempo. La integración de estos sistemas geocronológicos con sistemas geotermobarométricos permitiendo cuantificar la tasa

de exhumación de los cuerpos intrusivos (Reiners, 2001, Reiners y Brandon, 2007, Reiners et al., 2005).

Para llevar acabo este objetivo se realizó la selección de una serie de muestras, en las cuales su asociación mineral permitiera la separación de un buen concentrado de circón, anfíbol, biotita y feldespato potásico, ésto con el fin de hacer análisis geocronológicos de U/Pb (LA-ICP-MS) en circón y de Ar/Ar en anfíbol, biotita y feldespato potásico, a partir de los cuales poder determinar tanto la edad de cristalización de los cuerpos como la historia térmica entre los ~800 y ~200°C (Reiners, 2001).

1. GENERALIDADES

1.1. Localización

La zona de estudio se encuentra localizada en la parte norte de los Andes Colombianos, cerca de la ciudad de Santa Marta (Fig. 1.1), y enmarcada entre las coordenadas Lat N $11^{\circ}20'$ a $10^{\circ}45'$ y Long W $74^{\circ}14'$ a $73^{\circ}34'$ (Fig. 1.1).

Más específicamente, el área de estudio comprende tres zonas distribuidas en la parte noroccidental del importante accidente geográfico conocido como la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM). Estas tres zonas son: 1) la zona de Santa Marta – Parque Tayrona, donde se encuentra ubicado el Batolito de Santa Marta. 2) La zona de río Buritaca – río Don Diego, donde se encuentra el Plutón de Buritaca (Anexo 6). 3) La zona de Sevilla y la quebrada Latal, donde se encuentra el Plutón de Latal (Fig. 1.2).

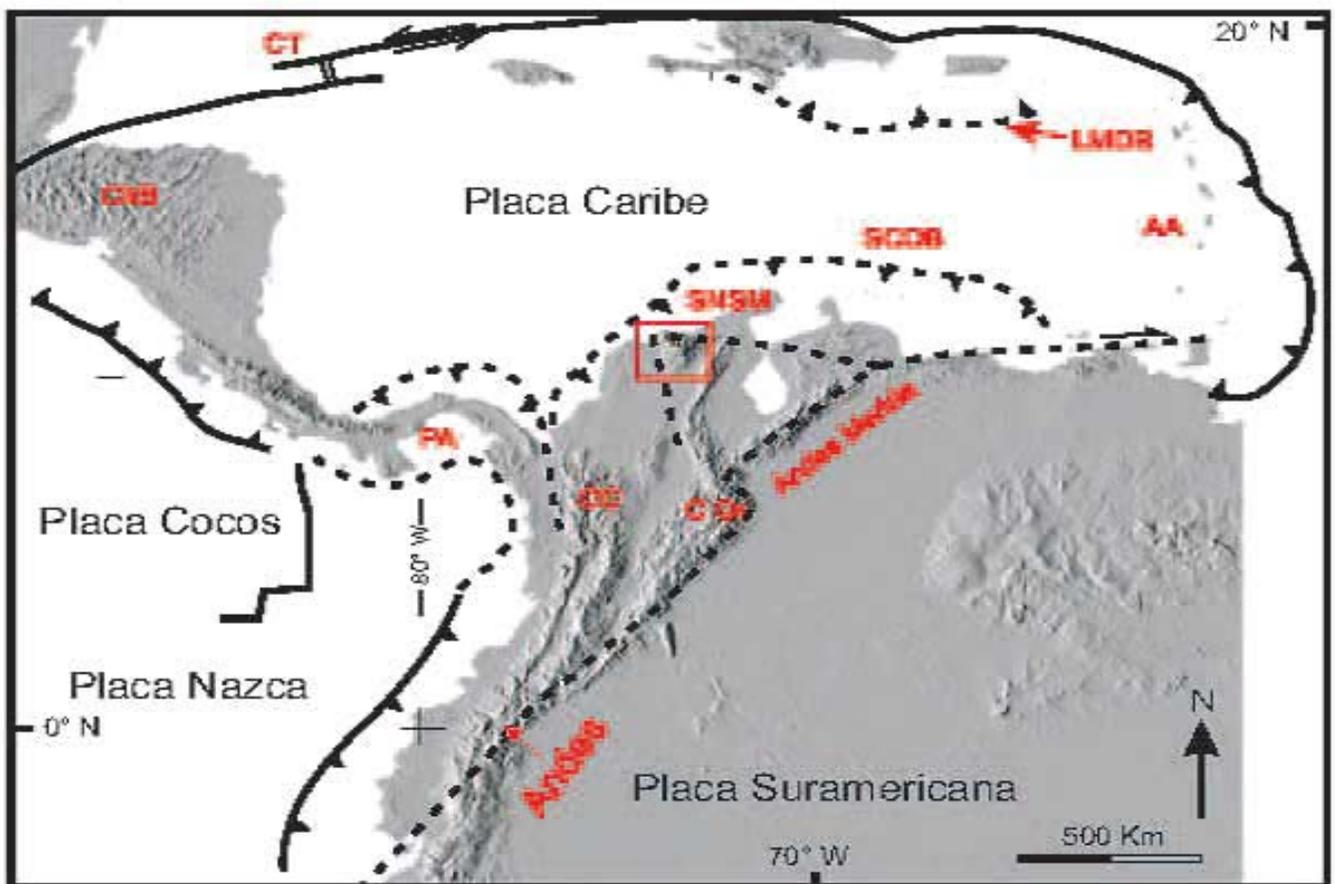


Fig. 1.1. Mapa tectónico general de la región Caribe mostrando la configuración actual. AA: arco de las Antillas, OC: Cordillera Central, CO: Cordillera Occidental, SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta (recuadrado rojo), CT: Cayman Trough, ChB: Bloque Chortis, LMDB: cinturón deformado de Los Muertos, PA: Arco de Panamá, SCDB: cinturón deformado del Sur del Caribe. Modificado de Montes et al. (2005).



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

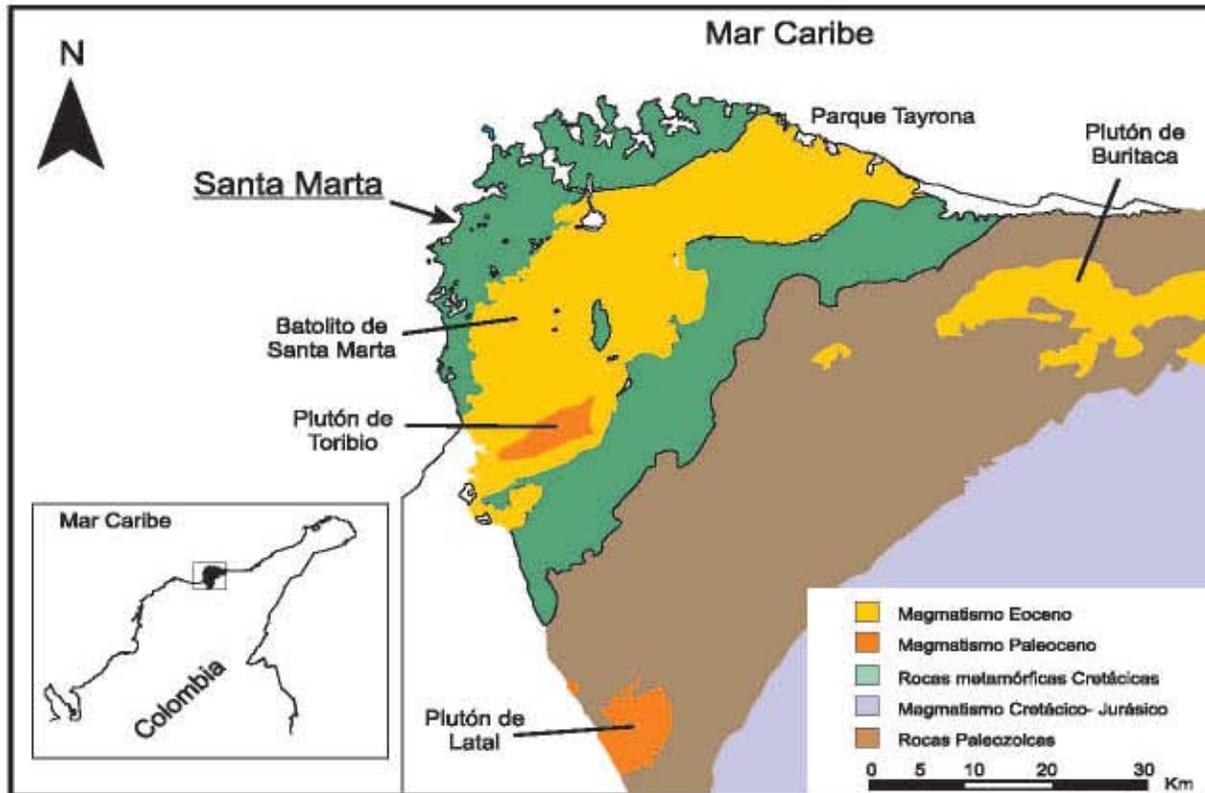


Fig. 1.2. Localización de los cuerpos intrusivos estudiados en la Sierra Nevada de Santa Marta. Modificado de Tschanz et al. (1969).

1. 2. Evolución tectónica del Caribe y el noroeste de Colombia

Aunque la región Caribe en general ha sido ampliamente estudiada debido a su complejidad, especialmente tectónica, las características geológicas de la región Caribe de Colombia, y los efectos de la tectónica del Caribe en la historia geológica de Colombia es un tema que no ha sido explorado a profundidad. Debido a esto, el conocimiento de la geología de esta zona, y especialmente de la SNSM y su relación con el Caribe es aún escaso.

La evolución tectonoestratigráfica del NW de Suramérica se encuentra íntimamente ligada a la historia evolutiva de la placa Caribe y a, quizás, la redistribución tectónica de placas más importante en tiempos post-triásicos: la desintegración del megacontinente Pangea. Esta redistribución geodinámica comenzaría con la formación del llamado "Océano Proto-Caribe" y poco después del Golfo de México, separando a Norte y Suramérica y formando así las márgenes norte y sur de la placa Caribe, la cual no existía para este momento (Pindell, 1988).

Actualmente la teoría más aceptada para la formación de la placa Caribe propone que ésta debió tener origen en el actual océano Pacífico, alóctono a su posición actual, y que mediante un complejo proceso de reorganización tectónica, que principalmente involucra las placas de Farallon, Norteamérica y Suramérica, la placa Caribe llega a su posición actual (Kennan y Pin-

dell, 2009; Pindell y Kennan, 2009), posición que se considera estacionaria y atrapada entre las dos grandes placas de Norte y Suramérica (Müller et al. 1999) y sufriendo (en la parte final de su historia) una tectónica de extrusión, análoga a la ocurrida en la placa Escocia (Thomas, et al., 2003).

El comienzo del movimiento de la placa Caribe o su entrada sobre el proto-Caribe comenzaría durante el Aptiano inferior (± 125 Ma), cuando se forma una nueva zona de subducción con vergencia al Oeste, mediante la cual el proto-Caribe subduce bajo la placa Caribe, dando lugar a la formación del Gran Arco del Caribe (Pindell y Kennan, 2009).

Posteriormente (Aptiano-Albiano, ± 112 Ma) la polaridad del Gran Arco del Caribe se invierte y pasa de tener vergencia al Oeste a tener vergencia Este, deformándose y fragmentándose fuertemente. Para finales del Aptiano (± 100 Ma), el movimiento del Caribe continuaría hasta que el cinturón frontal de deformación del Caribe choca con la parte noreste de la placa Suramericana, generando una importante deformación, evidenciada en metamorfismo (esquistos azules, eclogitas, anfibolitas, esquistos verdes) y obducción de materiales oceánicos al continente (Pindell y Kennan, 2009) (Fig. 1.3).

Esta compleja interacción habría sido bastante prolongada, abarcando desde finales del Cretácico (Turoniano) hasta el Eoceno, tiempo en el cual el avance del Gran Arco del Caribe y el

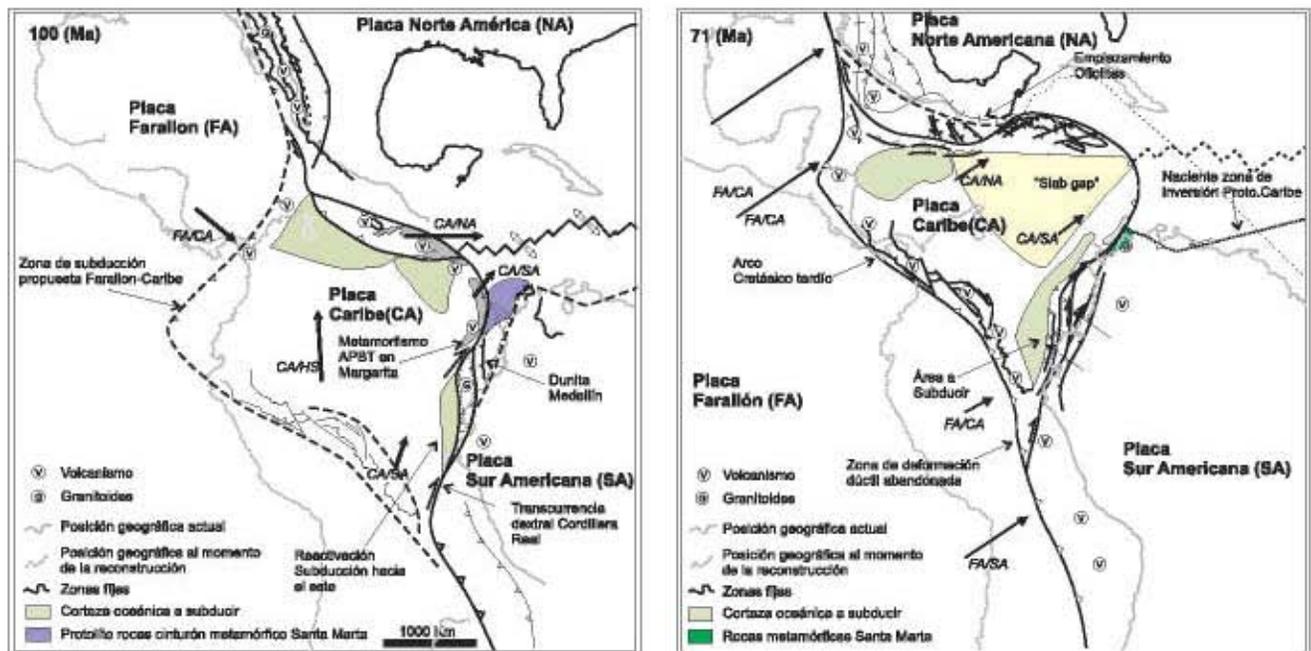


Fig. 1.3. Reconstrucción paleo-tectónica del Caribe para el (A) Albiano (100 Ma) y (B) Maestrichtiano (71 Ma) donde se indican los principales rasgos tectónicos involucrados en la evolución del Caribe (Pindell y Kennan, 2009). La ubicación de las rocas de afinidad oceánica, que constituyen los protolitos de las rocas metamórficas del cinturón de Santa Marta fue tomada de Cardona et al. (2009).

frente de deformación/fosa del Caribe avanzaban hacia el Este a través del estrecho Guajira-Yucatán. Durante este dificultoso paso, la flotabilidad del Caribe obliga a que parte de esta placa y zonas de trinchera fueran acrecionadas al continente formando la cordillera Occidental de Colombia (Pindell, 1993, Pindell y Kennan 2001, Pindell y Kennan, 2009) (Fig. 1.4, 1.5 y 1.6).

Para efectos de la presente investigación, lo más importante de la interacción entre la placa Caribe y Suramérica comienza a finales del Cretácico (~74 a 65 Ma). Pindell y Kennan (2001), Montes et al. (2005) y Kennan y Pindell (2009) proponen una subducción bastante oblicua, debido a que en este momento cesa la divergencia entre Norte y Suramérica, lo que habría generado un mayor acoplamiento entre las placas Caribe y Suramérica, que la deformación por medio de fallas strike-slip (de tipo lateral derecho) que venía ocurriendo en este límite.

Sin embargo, Montes et al. (2005) proponen además la formación de grandes fallas transformantes de tipo lateral derecho con componente inversa. Esta configuración generaría una

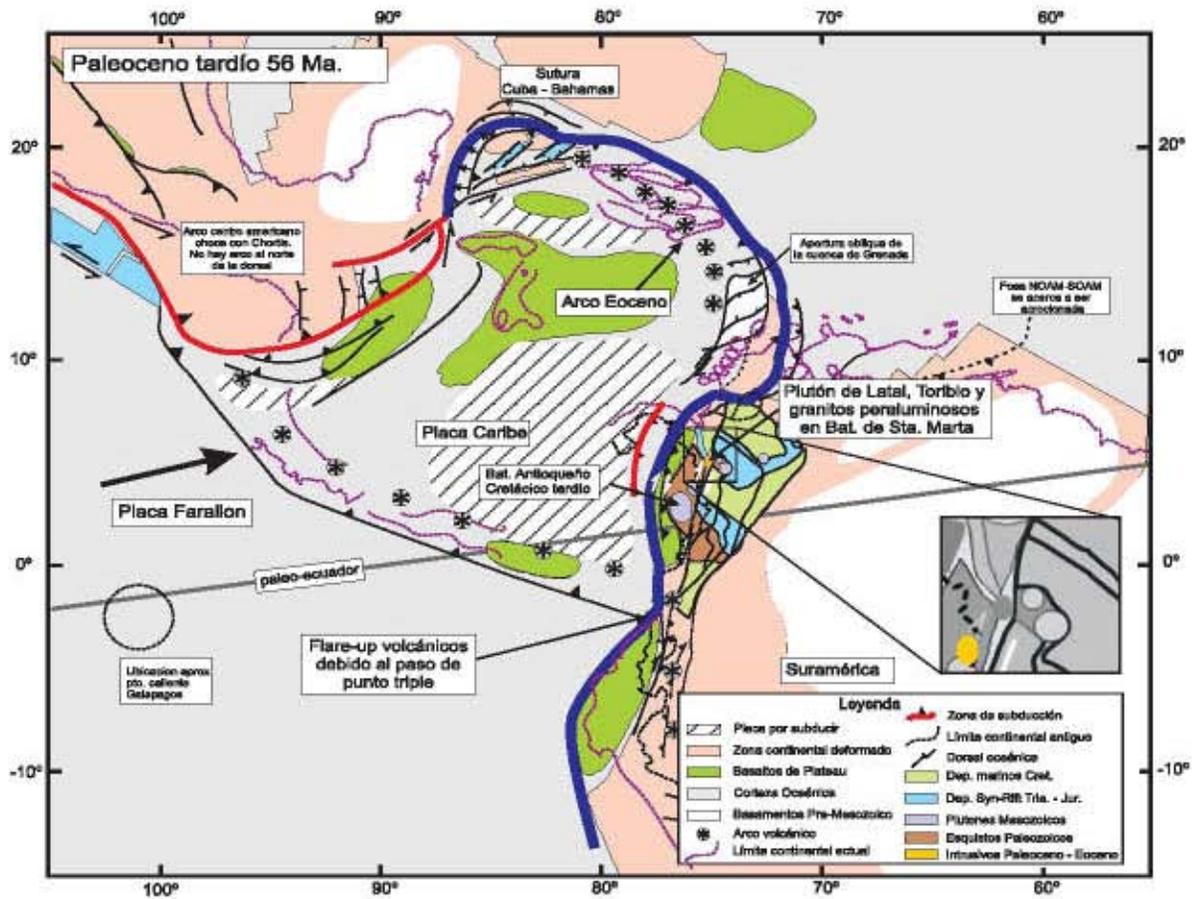


Fig. 1.4. Reconstrucción paleo-tectónica del Caribe y la margen NE de Suramérica para el Paleoceno tardío (56 Ma) donde se indican los principales rasgos tectónicos. En amarillo ubicación hipotética de las rocas objeto del presente estudio. Compilado y modificado de Pindell y Kennan (2001) y Montes et al. (2005). NOAM, Norteamérica; SOAM, Suramérica.

fuerte deformación transpresiva a lo largo de los Andes colombianos, fragmentación, rotación y translación en sentido horario de bloques con comportamiento reológico distinto. Mientras que la componente de subducción consume parte de la placa Caribe, genera magmatismo y obduce materiales de afinidad oceánica en la margen continental de la colisión (Fig. 1.4, 1.5 y 1.6).

Es importante aclarar que este evento es diacrónico a lo largo de los Andes del Norte, pues el proceso de acoplamiento comienza al sur y se va propagando a medida que avanza el frente de deformación/fosa del Caribe y el arco de Panamá a lo largo del borde NW de la placa Suramericana (Pindell y Kennan, 2007; Kennan y Pindell, 2009).

Mientras tanto un fenómeno similar ocurre en la parte norte del Caribe, donde el remanente de corteza oceánica proto-Caribe adosado al continente norteamericano, subduce bajo la placa Caribe con vergencia SW en la fosa Cuba- Bahamas (Fig. 1.4), generando así magmatismo

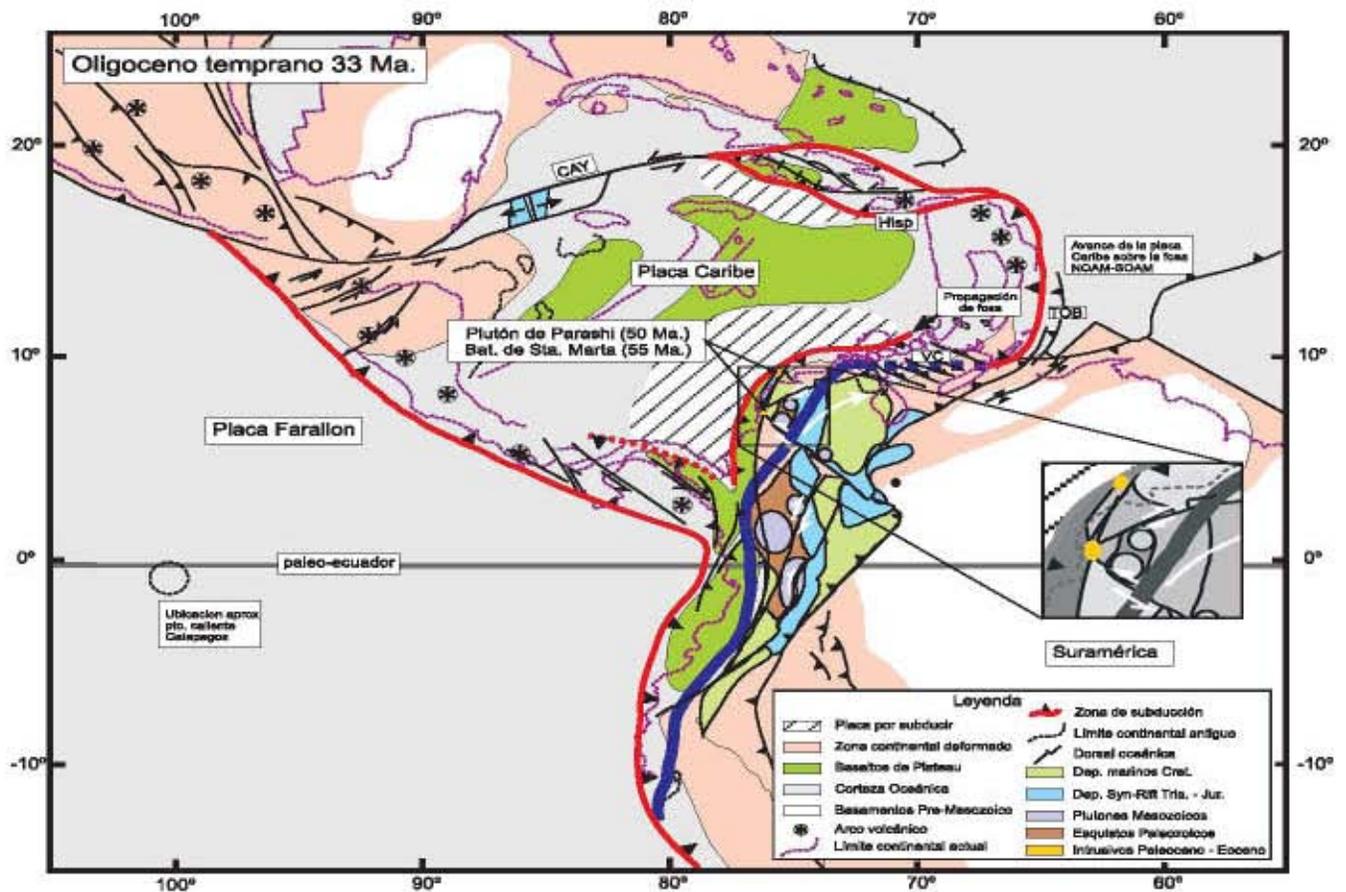


Fig. 1.5. Reconstrucción paleo-tectónica del Caribe y la margen NE de Suramérica para el Oligoceno temprano (33 Ma) donde se indican los principales rasgos tectónicos. Se muestran sobrepuestos los modelos de Pindell y Kennan (2001) y de Montes et al (2005). En amarillo se indica la ubicación hipotética de las rocas objeto del presente estudio. NOAM, Norteamérica; SOAM, Suramérica; DR, República Dominicana.

en parte sur de Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes (Rojas-Agramonte et al. 2004). Este fenómeno termina completamente hacia los 46 Ma.

Sin embargo, el movimiento Este-Oeste de Norte y Suramérica continúa y su desplazamiento se acomoda a lo largo de importantes fallamientos de rumbo en las márgenes de las placas y zonas de expansión importantes como la fosa de Cayman (Fig.1.5). Este cambio se encuentra bien marcado por el punto triple del arco panameño, el cual detiene su desplazamiento a lo largo de la trinchera colombiana y se queda fijo para el resto del Cenozoico (Pindell y Kennan, 2001; 2009).

Sin embargo, la componente Este-Oeste del movimiento neto del Caribe produciría una mayor convergencia del arco de Panamá contra la zona del Choco-Baudó (Colombia), generando un importante esfuerzo orogénico Este-Oeste, responsable en gran medida del levantamiento de los Andes colombianos. Este periodo orogénico se extendería desde Eoceno medio hasta el Oligoceno tardío (Pindell and Kennan 2001).

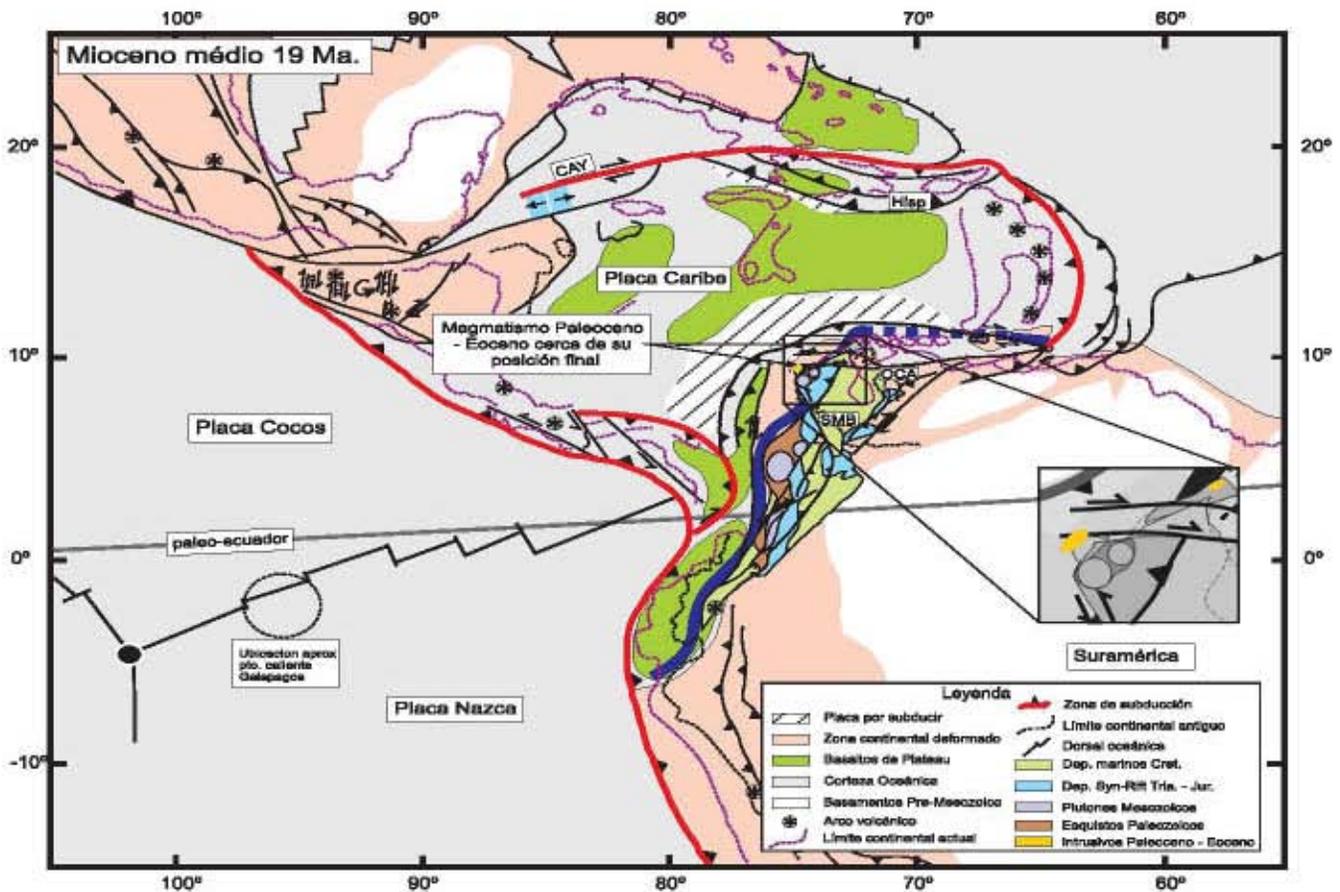


Fig. 1.6. Reconstrucción paleo-tectónica del Caribe y la margen NE de Suramérica para el Mioceno medio (19 Ma) donde se indican los principales rasgos tectónicos. En amarillo se muestra la ubicación hipotética de las rocas objeto del presente estudio. Compilado y modificado de Pindell y Kennan (2001) y Montes et al. (2005). NOAM, Norteamérica; SOAM, Suramérica.

A partir del análisis de la reconstrucción de bloques de Montes et al. (2005) deduc que el cambio la dirección de convergencia entre Caribe y Suramerica produce a partir del Eoceno tardío un aumento en la deformación y un escape al NE, por translación, de los bloques que conforman los Andes colombianos, especialmente del bloque Maracaibo (que contiene la SNSM) y de la parte norte de la Cordillera Central (Fig. 1.5).

Durante el Oligoceno, los vectores de desplazamiento entre Norte y Suramérica continúan con dirección Este-Oeste. Este movimiento produce una obligada interacción de la placa Caribe con las tierras circun-caribeñas. Esta interacción es acomodada al norte (Cuba, Hispaniola e Islas Vírgenes) a lo largo de fallas transpresivas de dirección NW-SE, las cuales generan imbricación sinistral de bloques corticales (Pindell and Kennan 2001) y que dispersan el arco magmático del Paleoceno-Eoceno (French y Schenk, 2004).

Por otra parte, en la zona sur del Caribe el acomodo de este movimiento parecería ser más complejo a pesar de estar mejor estudiado, pues existe discrepancia entre si existe o no un cabalgamiento de la placa suramericana sobre la placa Caribe. Por un lado Pindell & Kennan (2001) postulan una subducción oblicua casi horizontal de la placa Caribe bajo el bloque Maracaibo. Por otra parte, Clark et al. (2008a) y Clark et al. (2008b) sugieren que esta interacción se da a lo largo de una falla de tipo transformante subvertical que involucra la parte superior del manto, ya que no encuentran ninguna evidencia de una subducción de la placa Caribe bajo Suramérica.

Van der Hilst y Mann (1994), basados en una serie de imágenes tomográficas, proponen la existencia del "Maracaibo slab", una placa oceánica subducida bajo Suramérica y que sería el remanente subducido de la placa Caribe, la cual subduciría bajo Suramérica a un ángulo de $\sim 17^\circ$ en dirección SW. Otros autores como Taboada et al. (2005) y Cortez y Angelier (2005) proponen interpretaciones similares a la presentada por van der Hilst y Mann (1994).

Sin embargo, el problema no parece resuelto totalmente y autores como Miller et al. (2009) proponen un proceso de cabalgamiento por algunos cientos de kilómetros de la parte costera de la placa suramericana sobre la placa Caribe, en lugar de una subducción *sensu stricto* como lo interpretan los autores anteriormente mencionados.

El proceso de acreción de terrenos exóticos de afinidad oceánica y la deformación de bloques corticales de reologías distintas, producto de la interacción del borde sur de la placa Caribe, son las características más importantes del segmento norte de los Andes y la cual los hace totalmente distintos al resto de esta cadena orogénica (Ramos y Alemán, 2000; Kerr y Tarney, 2005; Montes et al.; 2005, Kennan y Pindell, 2007)

Para el Mioceno la situación tectónica continua bastante similar, dominada por la componente de movimiento relativo Este-Oeste del Caribe vs. Suramérica. Este vector de desplazamiento continúa generando transpresión en la zona de interacción de las placas Caribe y Norteamérica (Fig 1.6). En la parte sur de la placa Caribe, la relación transpresiva continúa. Clark et al. (2008 b) sugieren que a lo largo de este límite se ha dado un proceso de “*detachment*” cortical entre la parte oceánica y continental de Suramérica, el cual se ha ido propagando en sentido Este a medida que la placa Caribe se desplaza. El choque casi E-W del arco Panameño contra Colombia (ocurrido hacia el Mioceno Medio, ~10 Ma.) genera orogénesis y translación y rotación de bloques dentro de los Andes colombianos (Fig 1.6), entre los que se encuentra el bloque Maracaibo que contiene a la Sierra Nevada de Santa Marta.

En este contexto, Montes et al. (2009) proponen un nuevo modelo para la evolución de la SNSM, igualmente basado en rotaciones de eje vertical, esta vez con un modelo más refinado que propone una rotación de 30° en sentido horario, donde la SNSM se comporta como un bloque rígido que se traslada y rota separado de la Cordillera Central (fija) y de la Serranía de Perijá. De esta manera se explica no sólo el posicionamiento actual de la SNSM, sino la apertura de la cuenca Plato – San Jorge (SW de la SNSM) en el Eoceno tardío a Mioceno, el acortamiento (simultáneo a la apertura) en la cuenca de Cesar–Ranchería (SE de la SNSM) y el importante desplazamiento en las fallas de Oca y Santa Marta-Bucaramanga (Fig.1.7).

Mantilla (2007) presenta algunos datos geofísicos, principalmente sobre la configuración del prisma de acreción y la estructura del basamento de manera perpendicular a la subducción de la placa Caribe. Estos datos apoyan de manera importante el modelo de Montes et al. (2009), ya que la autora llega a la conclusión que la configuración actual de la margen norte de la placa Suramericana es producto del desplazamiento relativo en sentido NE de la placa Caribe, la cual habría subducido con un ángulo de ~5° bajo la placa Suramericana. Asociado a esta subducción se presenta un prisma de acreción, representado por los cinturones Sinú-San Jacinto (inactivo actualmente y acrecionado entre el Cretácico tardío y Mioceno medio) y un cinturón de acreción activo hacia la parte más externa de la colisión (Fig. 1.7-3).

Así mismo, Mantilla (2007) presenta una serie de fallas intracontinentales de rumbo con un importante componente compresivo, las cuales generan engrosamiento del basamento, al mismo tiempo que el desplazamiento dextral generara distensión y fallamiento normal perpendicular a la transpresión (Fig. 1.7-3).

1.3. La Sierra Nevada de Santa Marta

La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) corresponde a la parte más noroccidental del blo-

que Maracaibo, el cual ha sido definido una subplaca coherente (Cediél, 2003). Montes et al. (2005) subdivide el bloque de Maracaibo en tres bloques, dos de comportamiento rígido, el bloque Sierra Nevada de Santa Marta y el bloque Lago de Maracaibo y un bloque alóctono, el bloque Falcón. Los autores anteriormente citados concuerdan en la rigidez de este bloque, razón por la cual proponen que su desplazamiento ocurriera en forma de gran bloque, aunque las historias y mecanismos de desplazamiento propuestos difieren radicalmente.

La SNSM es una región montañosa que abarca más de 13 000 km², su cima, que en línea recta se encuentra a tan solo 42 km del Mar Caribe, se eleva sobre los 5775 m snm, siendo la más alta en Colombia y además de ser la montaña litoral más alta en el mundo. Se encuentra ais-

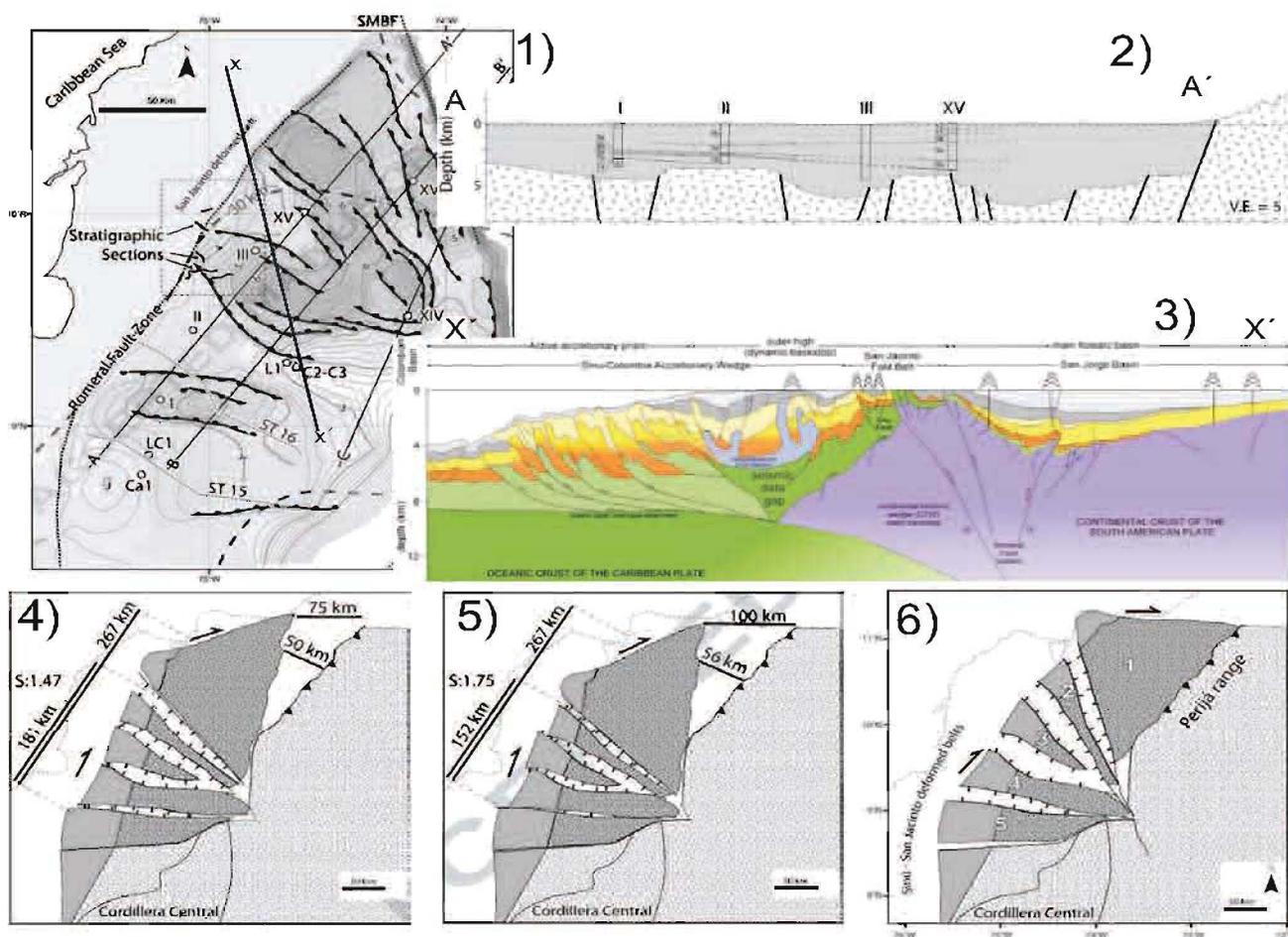


Fig. 1.7. Modelo geométrico para la apertura de la cuenca Plato-San Jorge y rotación de la SNSM propuesto por Montes et al. (2009). 1) Mapa del basamento de la cuenca Plato-San Jorge y fallas de tipo normal en el basamento asociadas a la extensión. 2) Perfil geológico que ilustra el estilo estructural de la cuenca. 3) Perfil geológico esquemático que representa la interacción de la placa Caribe con la placa Suramérica. Mantilla (2007). 4 y 5) Situación inicial para un escenario de 23 y 30° de rotación respectivamente. 6) Configuración actual de los bloques del basamento en la cuenca Plato-San Jorge y SNSM luego de la rotación y extensión de la cuenca. 1,2,4,5 y 6: Modificado de Montes et al. (2009), 2: modificado de Mantilla (2007).

lada de los sistemas orogénicos de Colombia por una serie de cuencas sedimentarias rellenas por sedimentos del Cretácico al Cenozoico (Villamil, 1999).

La SNSM está limitada al norte por la falla de Oca, importante falla de rumbo lateral derecho, la cual separa la SNSM de la llamada Baja Guajira; al suroeste está limitada por la falla Santa Marta-Bucaramanga, importante sistema de falla lateral derecho que separa la SNSM del valle del bajo Magdalena o cuenca Plato-San Jorge; y en el flanco sureste la sierra se encuentra delimitada por las fallas Cerrejón y Ranchería, que se encuentran parcialmente enterradas en el valle Cesar-Ranchería y que separan la SNSM de la Serranía del Perijá.

El principal trabajo de reconocimiento geológico de la zona fué realizado por Tschanz et al. (1969 y 1974), quienes presentan una cartografía geológica 1:200 000 de toda la SNSM, descripciones de campo y petrográficas de las unidades identificadas y algunas edades isotópicas, en su mayoría de K/Ar. Esos autores describen la SNSM como un macizo compuesto en un 80% por rocas ígneas y metamórficas, las cuales contienen el registro de muchos de los

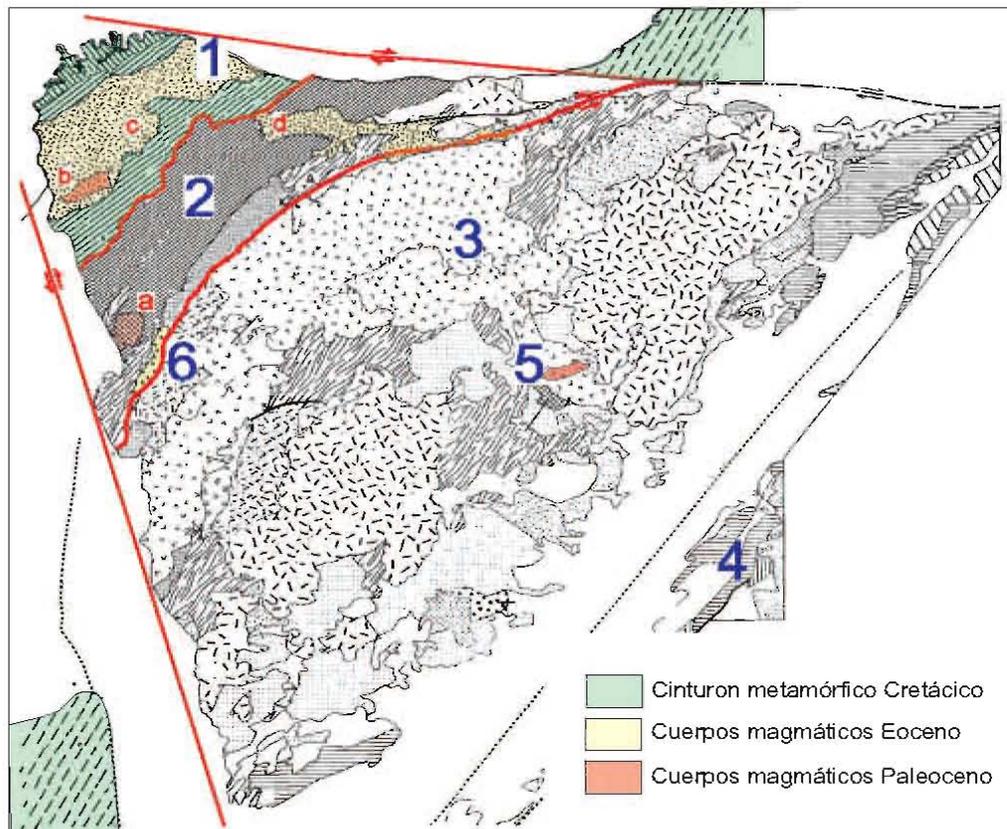


Fig. 1.8. Mapa geológico simplificado de la SNSM. 1) Cinturón Santa Marta, 2) Cinturón Sevilla, 3) Cinturón Sierra Nevada, 4) cinturón Perijá, 5) lacolito de Atanques, 6) stock de Socorro. En rojo, intrusivos de edad Paleocena: a) Plutón de Latal y b) Plutón de Toribio. En amarillo intrusivos Eocenos: c) Batolito de Santa Marta, d) Plutón de Buritaca. Modificado de Tschanz et al. (1974).

eventos geológicos importantes ocurridos en la margen noroccidental de la placa Suramericana. Las rocas en la SNSM se encuentran dispuestas predominantemente en sentido NE, paralelas a las tendencias estructurales principales, las cuales corresponden con la disposición de la mayoría de las rocas que conforman los Andes colombianos (Tschanz et al., 1969). Así mismo, Tschanz et al. (1969 y 1974) identifican cuatro cinturones metamórficos o provincias, que asocian con otros cinturones metamórficos del resto del país y los nombran de SE a NW como: Perijá, Sierra Nevada, Sevilla y Santa Marta (Fig. 1.8). Este último es el más externo y alberga la mayor parte del magmatismo Cenozoico de la SNSM.

El cinturón metamórfico de Santa Marta está compuesto principalmente por dos grupos metamórficos separados por el Batolito de Santa Marta (Fig. 1.8): un cinturón interior de esquistos en facies esquistos verdes y anfibolita (Esquistos de Gaira, Esquistos de San Lorenzo y Esquistos sin diferenciar; Tschanz et al., 1969), y un cinturón exterior costero formado por anfibolitas, esquistos verdes y filitas (Esquistos de Santa Marta) (Doolan, 1971) (Fig.1.9). La estratigrafía del cinturón exterior corresponde a grandes rasgos con la estratigrafía más detallada presentada por Doolan (1970), donde las metapelitas y metabasitas que constituyen los Esquistos de Santa Marta son subdivididos en las formaciones Concha (ubicada en la parte externa del cinturón), Punta Betín, Cinto y Rodadero (ubicados en posiciones cada vez más

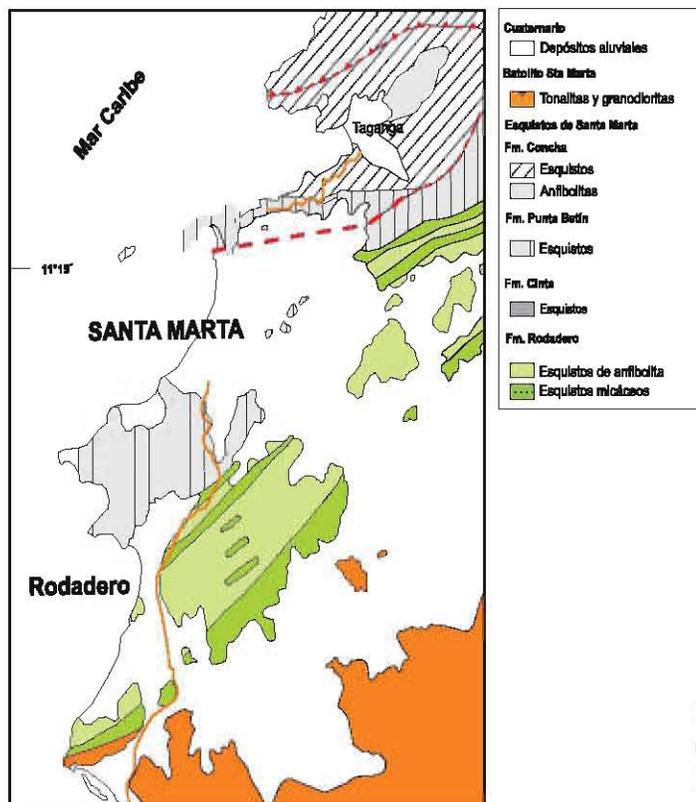


Fig. 1.9. Geología del cinturón metamórfico Cretácico Tardío de Santa Marta. Modificado de Doolan (1970).

internas dentro de este cinturón) (Fig. 1.9).

McDonald et al. (1970) y Tschanz et al. (1974) obtuvieron una serie de fechamientos (K/Ar en diferentes minerales) para las rocas metamórficas en el rango de edad del Eoceno al Oligoceno. Estas edades fueron interpretadas por los autores como relacionadas a recalentamiento por el magmatismo del Eoceno por lo que no representarían la edad de formación de las rocas metamórficas. Cardona et al. (2009), basado en análisis de circones detríticos, determina que la cuenca a partir de la cual se forman las rocas metamórficas de Santa Marta habría permanecido activa hasta los ~82 Ma (Cretácico Temprano), y que habría tenido importantes aportes corticales de edad jurásica, permo-triásica, cámbrica a neo-proterozoica y de mediados del Mesoproterozoico, edades claramente identificadas en rocas que afloran en la SNSM, lo cual indica que esta cuenca habría estado cerca del continente.

Bustamante y Saldarriaga (2007), basados en análisis petrogenéticos, geoquímicos y termobarométricos, proponen para las metabasitas de la Fm. Rodadero un metamorfismo en facies de anfibolita y anfibolita alta, a temperaturas entre 500 y 650 °C y presiones entre 6.4 y 7.6 kb, mientras que para las formaciones Concha y Punta Betín reportan un metamorfismo en facies esquistos verdes, alcanzando facies anfibolita en algunas zonas, con condiciones de temperatura de $541 \pm 40^\circ\text{C}$ y presión de 5 kb. Por otra parte, estudios geoquímicos de metabasitas de las formaciones que componen los Esquistos de Santa Marta indican protolitos asociados a la placa Caribe (tipo MORB) o a un arco insular (Cardona et al., 2009).

Según las características geológicas, geoquímicas y las condiciones metamórficas se ha propuesto que los protolitos de las rocas metamórficas se originaron en el arco del Caribe y su región de back-arc, y que choque de la placa Caribe con la margen NW de Suramérica habría generado la acreción de fragmentos del arco oceánico causando inicialmente deformación y un metamorfismo de baja T y P. Posteriormente un aumento en ambas variables, con la Fm. Rodadero en un "nivel inferior", favoreció un mayor grado metamórfico (650°C) en facies alta de anfibolita, mientras que las formaciones Concha y Punta Betín habrían alcanzado un metamorfismo con un pico a ~550°C en facies de esquistos verdes (Bustamante y Saldarriaga, 2007). Los autores asocian este gradiente metamórfico (principalmente térmico) al cierre de la cuenca back-arc, donde existirían zonas de mayor temperatura, en este caso correspondientes a la Fm. Rodadero. Posteriormente al metamorfismo, o en la fases finales del mismo, se da la intrusión del Batolito de Santa Marta, el cual no causa efectos de metamorfismo de contacto sobre las rocas de la Fm. Rodadero, observándose tan sólo algunas anfibolitas con textura decusada.

Este evento tectono-metamórfico asociado a la acreción de fragmentos alóctonos relacionados a la placa Caribe, no sólo es identificable en los esquistos de Santa Marta, sino también en rocas correspondientes al cinturón metamórfico de Sevilla, donde Cardona et al. (2007-A) identifican perturbaciones térmicas entre los 60 y 50 Ma (basado en geocronología de Ar/Ar en Anf y Bt) en anortositas correspondientes a la Granulita de los Mangos, de edad Proterozoica (Tschanz et al., 1969).

1.4. El magmatismo Cenozoico de la Sierra Nevada de Santa Marta

Tschanz et al. (1969 y 1974) es el primero en describir el magmatismo intrusivo Cenozoico en la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), el cual intruye los cinturones metamórficos más externos de la SNSM: los cinturones de Santa Marta y Sevilla. Tschanz et al. (1969) divide este magmatismo en dos cinturones principales:

Un primer grupo formado por intrusivos de edad paleocena, compuestos por dioritas, dioritas hornbléndicas y dioritas pegmatíticas, entre los que se encuentran los plutones de Latal y Toribio. Estos son pequeños cuerpos, de algunos kilómetros de diámetro, y aunque el plutón de Toribio se encuentra incluido en el Batolito de Santa Marta y podría corresponder a una facies de este batolito, es incluido en este grupo debido a que no fue datado por Tschanz et al. (1969) y presenta gran similitud con las dioritas hornbléndicas del plutón de Latal (Fig. 1.8).

El Plutón de Latal, fechado en 54.15 ± 2.3 Ma (K/Ar, hbl) es más complejo que el plutón de Toribio pues contiene tres tipos de rocas distintas con relaciones complejas entre ellas (a y b en Fig. 1.8). Está compuesto principalmente por dioritas hornbléndicas y hornblenditas, las cuales forman cuerpos alargados dentro de las dioritas, siendo entonces más antiguas las dioritas, cortadas posteriormente por las hornblenditas (Tschanz et al., 1969, 1972). El fechamiento anteriormente presentado fue recalculado según Steiger y Jager (1977) y corresponde a la muestra No. 10 de Tschanz et al. (1974).

El otro grupo de rocas intrusivas de edad cenozoica (c y d en Fig. 1.8), ha sido denominado complejo intrusivo de Santa Marta y se encuentra compuesto por el Batolito de Santa Marta (45.52 ± 2.0 Ma, K-Ar, hbl y 41.32 ± 1.2 Ma, K-Ar, bt) y el plutón de Buritaca (45.88 ± 2.9 Ma K-Ar, hbl y 45.26 ± 1.4 Ma K-Ar, bt) (Tschanz et al., 1969). Fechamientos recalculados según Steiger y Jager (1977) y corresponden, respectivamente, a las muestras No. 8 (batolito de Santa Marta) y No. 7 (plutón de Buritaca) de Tschanz et al. (1974).

Estos cuerpos están constituidos por masas uniformes de granodioritas de hornblenda y bio-

tita, comúnmente presentan foliación marcada por el lineamiento de los minerales máficos, lineamiento que se hace más marcado hacia la zona oriental del Batolito de Santa Marta, donde se encuentran rocas que Tschanz et al. (1969) llama zona de borde e interpreta como producto de una intensa interacción del intrusivo con la roca caja, generando metasomatismo y granitización de algunos bloques metamórficos, un mayor cambio textural y foliación que en ocasiones es interpretada como debida a relictos metamórficos y otras como debida a flujo magmático.

Como pertenecientes a este complejo, Tschanz et al. (1969) describe una serie de pequeños cuerpos de granitos leucocráticos de moscovita en la zona al NE del Batolito de Santa Marta y W del Plutón de Buritaca. Estos cuerpos no fueron fechados isotópicamente, sin embargo Tschanz et al. (1969) les asigna una edad tentativa de 50.5 Ma pues parecieran ser posteriores a las granodioritas y posteriores a una serie de diques aplíticos (pegmatitas de moscovita) que cortan el Batolito de Santa Marta y que fueron fechados en 44.69 ± 1.5 Ma (K/Ar, Ms) (recalcado según Steiger y Jager (1977); muestra No. 9 de Tschanz et al., 1974).

Otros cuerpos magmáticos con edades del Paleoceno - Eoceno son descritos por Tschanz et al. (1969): el lacolito de Atanques y el stock de El Socorro. Sin embargo, éstos han sido poco estudiados y por lo tanto su relación con el batolito de Santa Marta y rocas asociadas no es clara.

El lacolito de Atanques es un intrusivo que aflora en la parte sur del batolito de Atanques (Fig. 1.8). Petrográficamente se clasifica como granodiorita porfídica, y se ha reportado una edad de 57.3 ± 1.7 Ma (K-Ar; Tschanz et al., 1969), para biotita del batolito de Atanques, edad presuntamente afectada por la intrusión del lacolito. El autor anota que este lacolito parece no estar relacionado con ninguna otra roca en sus cercanías ni tener una correlación aparente.

El stock de Socorro está ubicado al SE del plutón de Latal y parece intruir a lo largo del lineamiento Sevilla. Tschanz et al. (1969) clasificaron este cuerpo como una granodiorita de biotita (Tschanz et al., 1969). Estos autores reportan dos edades bastante discordantes por K/Ar en biotita: 37.8 ± 1.1 Ma y 131 ± 4 Ma, donde eligen la edad de ~ 131 Ma para el stock de El Socorro e interpretan la edad de ~ 37 Ma como resultado de alteración posiblemente relacionada a la deformación que afectó este cuerpo. Por otra parte, Cardona et al. (sometido-A) obtuvo una edad de 54.3 ± 1 Ma (U/Pb LA-ICP-MS) en circón para el stock de Socorro, confirmando una edad paleocena para este cuerpo y sugiriendo la existencia de al menos otro cuerpo de edad cretácica (~ 131 Ma).

Tschanz et al. (1969 y 1974) correlacionan regionalmente las rocas del batolito de Santa Marta

con otros intrusivos, especialmente con el de Parashi (Fig. 1.10) de edad eocena (48 ± 4 Ma K/Ar), el cual intruye rocas metamórficas similares a las encontradas en Santa Marta. En términos generales, estos autores proponen que los magmas habrían sido generados al mismo tiempo que el metamorfismo del Paleoceno presente a lo largo de esta zona.

Compilaciones de las rocas intrusivas presentes en las zonas circum-Caribeñas (Lidiak and Jolly 1996) (Fig. 1.8) hacen factible realizar correlaciones entre estos cuerpos magmáticos y asociarlos a la tectónica del Caribe, pues claramente se ve como éstos se encuentran en los bordes de la placa Caribe (Fig. 1.10). El estudio de este magmatismo ha sido más intenso en la parte norte y noreste del Caribe, donde se encuentra una gran cantidad de este tipo de rocas, generalmente asociadas a cinturones metamórficos de afinidad oceánica (Tabla 1.1) y cuyas características posiblemente reflejen el proceso tectónico de la subducción y los procesos de generación de magma.

Así mismo existe en los Andes colombianos una serie de rocas plutónicas con edades paleogenas, que podrían ser regionalmente correlacionables con las rocas Paleoceno - Eoceno de la SNSM. Éstas se encuentran principalmente en las Cordilleras Occidental y Central.

En la Cordillera Central este magmatismo parece estar restringido a una pequeña zona, donde se concentran cuerpos como el plutón de Manizales (57 ± 2 Ma, K-Ar en bt), stock de Florencia (54.9 ± 1.9 Ma, K-Ar en bt), stock del Hatillo (53 ± 1.8 Ma, K-Ar en hbl), batolito del Bosque (49 ± 1.7 Ma, K-Ar) (Aspen et al., 1987 y referencias en este trabajo). En la Cordillera Occidental, el

Tabla 1.1. Resumen de las características principales de los cuerpos magmáticos circum-Caribeños.

Ubicación	Edad	Método	Composición	Referencia
Cuba (Turquino, Peladero, Nima-Nima y Daiquirí)	39 Ma (Daiquirí) a 65 Ma (Turquino) y algunas edades de 76 Ma (Daiquirí)	K/Ar	Dioritas a granitos	(Rojas-Agramonte et al. 2004)
	49 a 50 Ma (Daiquirí)	U/Pb		(Mattiotti-Kysar 1999)
Puerto Rico	49 a 39 Ma	?	dioritas, tonalitas y granodioritas (similares a las de Cuba)	(Jolly, Lidiak, and Dickin 2007)
La Española	~50 Ma	?	Tonalita porfídica	(Pindell y Barrett 1990)
Islas Vírgenes	37 a 42 Ma	Ar/Ar	gabros, dioritas, tonalitas, trondhjemitas y granodioritas (similar a Cuba y Puerto Rico)	(Smith, et al. 1998)
San Martín	31 a 26 Ma	K/Ar	Tonalitas, trondhjemitas, granodioritas, granitos y cuarzo-monzodioritas	(Lidiak y Jolly 1996)

magmatismo se encuentra ubicado en el flanco occidental de ésta. Compuesto por los batolitos de Acandí y Mandé, sobre los cuales se ha reportado una serie de edades entre 53 ± 1.3 Ma a 42.7 ± 0.9 Ma (K-Ar), y composiciones predominantemente tonalíticas-granodioríticas (Aspen et al., 1987). Estos cuerpos parecen formar parte del cinturón de pórfidos cupríferos descrito por Sillitoe et al. (1982).

Este magmatismo, especialmente el emplazado en la Cordillera Central, posiblemente corresponda al proceso de subducción de la Placa Caribe bajo Suramérica a medida que esta avanzaba hasta su posición actual. Taboada et al. (2000) y Cortés y Angelier (2005) interpretan dos placas oceánicas subducidas bajo Suramérica, una correspondiente a la antigua subducción de la Placa Caribe y otra correspondiente a la actualmente activa subducción de Nazca bajo Suramérica. Este hecho sustentaría la asunción de que este magmatismo pudiera corresponder a la subducción de esta antigua placa bajo el continente.

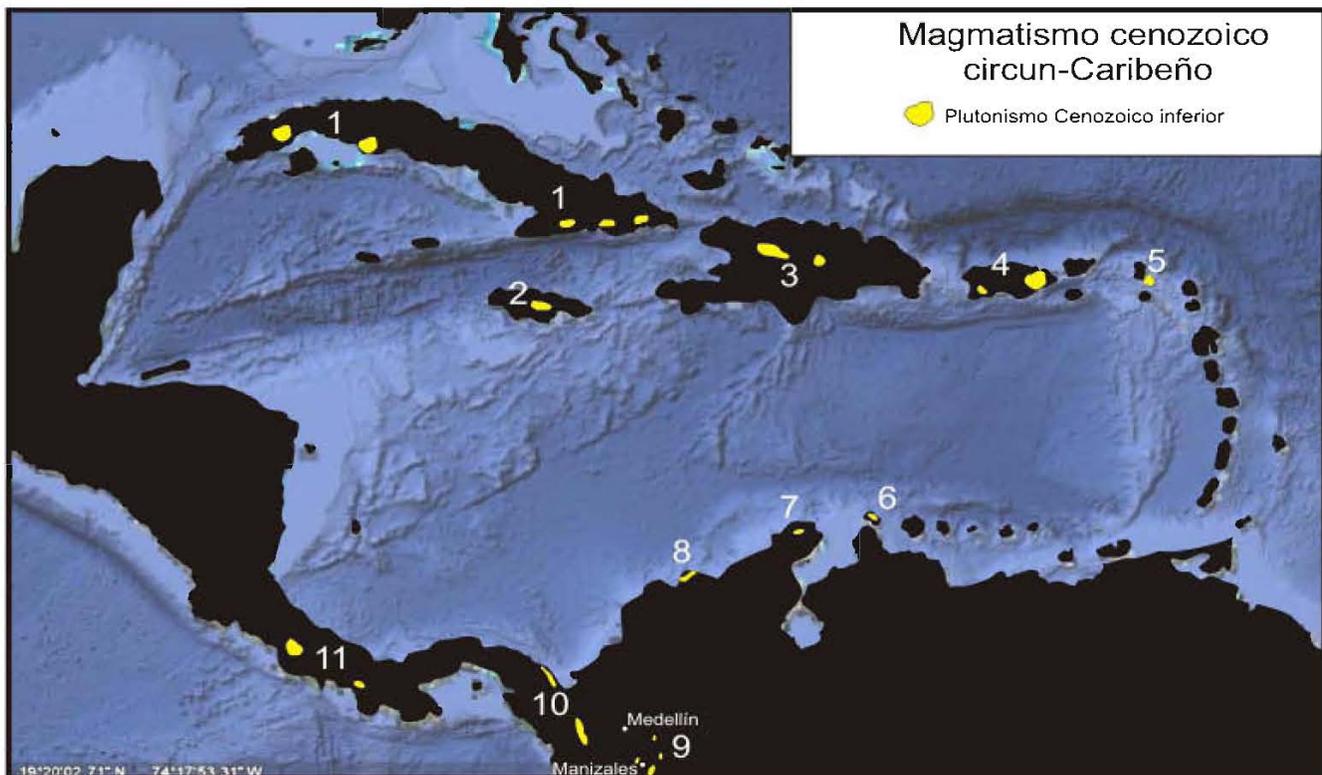


Fig. 1.10. Ubicación de los principales afloramientos de rocas ígneas intrusivas del Cenozoico inferior en la región circun-Caribeña y Andes del Norte. 1) Cuba, 2) Jamaica, 3) La Española, 4) Puerto Rico, 5) San Martín, 6) Aruba, 7) Guajira, 8) Santa Marta, 9) Cordillera Central, 10) Cordillera Occidental, 11) Panamá. Modificado de French y Schenk (2004), imagen de fondo, GoogleEarth.

2. GEOLOGÍA DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

En este capítulo se pretende hacer una descripción integral de la geología de los intrusivos del Paleoceno-Eoceno de la Sierra Nevada de Santa Marta mediante la integración de las descripciones y la cartografía de las diferentes unidades de roca identificadas en campo y las variaciones que éstas presentan. Adicionalmente a estas observaciones se integran las descripciones petrográficas realizadas.

Debido a la espesa vegetación que domina la zona de estudio, el muestreo realizado en los diferentes cuerpos se vió fuertemente influenciado por la existencia de vías de acceso o arroyos sobre los cuales aflorara la roca. La coordenadas de ubicación de las muestras en las que se realizó el estudio petrográfico se encuentra en el anexo 5 y un mapa general en el anexo 6. En cuerpos como el plutón de Buritaca y plutón de Toribio fue imposible el acceso debido a problemáticas sociales, por lo tanto se solicitaron muestras de estos cuerpos al proyecto interinstitucional “Evolución Geohistorica de la Sierra Nevada de Santa Marta” (Invemar-Ingeominas-Ecopetrol).

Las descripciones de los diferentes tipos de roca han sido realizadas mediante compilación tanto de las descripciones realizadas en afloramiento como de la descripción petrográfica de un total de 85 láminas delgadas. Las composiciones modales (Anexo 1) fueron determinadas mediante conteo de 500 puntos en lámina delgada de tamaño convencional. Estos análisis microscópicos fueron realizados en el Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. Las abreviaturas para los nombres de los minerales fueron usadas según Kretz (1983).

La identificación geológica de los diferentes cuerpos intrusivos fue basada en la cartografía y nomenclatura de Tschanz et al. (1969), quien realizó un excelente trabajo cartográfico e identificó cuatro unidades diferentes: Batolito de Santa Marta, plutón de Buritaca, plutón de Toribio y plutón de Latal (Fig. 2.1).

El principal cuerpo de esta suite es el Batolito de Santa Marta (BSM), por lo que este será descrito primero, mientras que las otras unidades serán descritas más adelante y además se expondrá la relación de éstas con dicho batolito.

2.1 BATOLITO DE SANTA MARTA

El Batolito de Santa Marta es un cuerpo intrusivo, alargado en sentido NE, como la tendencia general de las unidades metamórficas que este intruye. Tiene una longitud de 45 km,



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

que comprende desde la zona bananera ubicada al sur del aeropuerto de la ciudad de Santa Marta, hasta la zona del Parque Nacional Natural Tayrona. A lo ancho tiene una extensión de 15 km que comprende aproximadamente desde el poblado de Gaira (0 msnm) hasta la zona del Cincinati (1800 msnm) (Fig 2.1).

Este cuerpo está compuesto principalmente por una masa relativamente homogénea que varía de granodiorita a tonalita de anfíbol y biotita (Fig. 2.2), con tamaños de grano desde medio fino a grueso, predominando el tamaño medio-grueso. Las variaciones en composición son generalmente puntuales y corresponden principalmente a enclaves y cumulos máficos. Los primeros se encuentran distribuidos a lo largo de todo el cuerpo, mientras que los segundos se forman en grandes masas concentradas en zonas específicas.

Como se anotó anteriormente, las variaciones mineralógicas entre las facies son menores, por lo tanto éstas se describirán como particularidades para cada una de las facies magmáticas, mientras que las principales características de los minerales que componen el BSM se presentan a continuación.

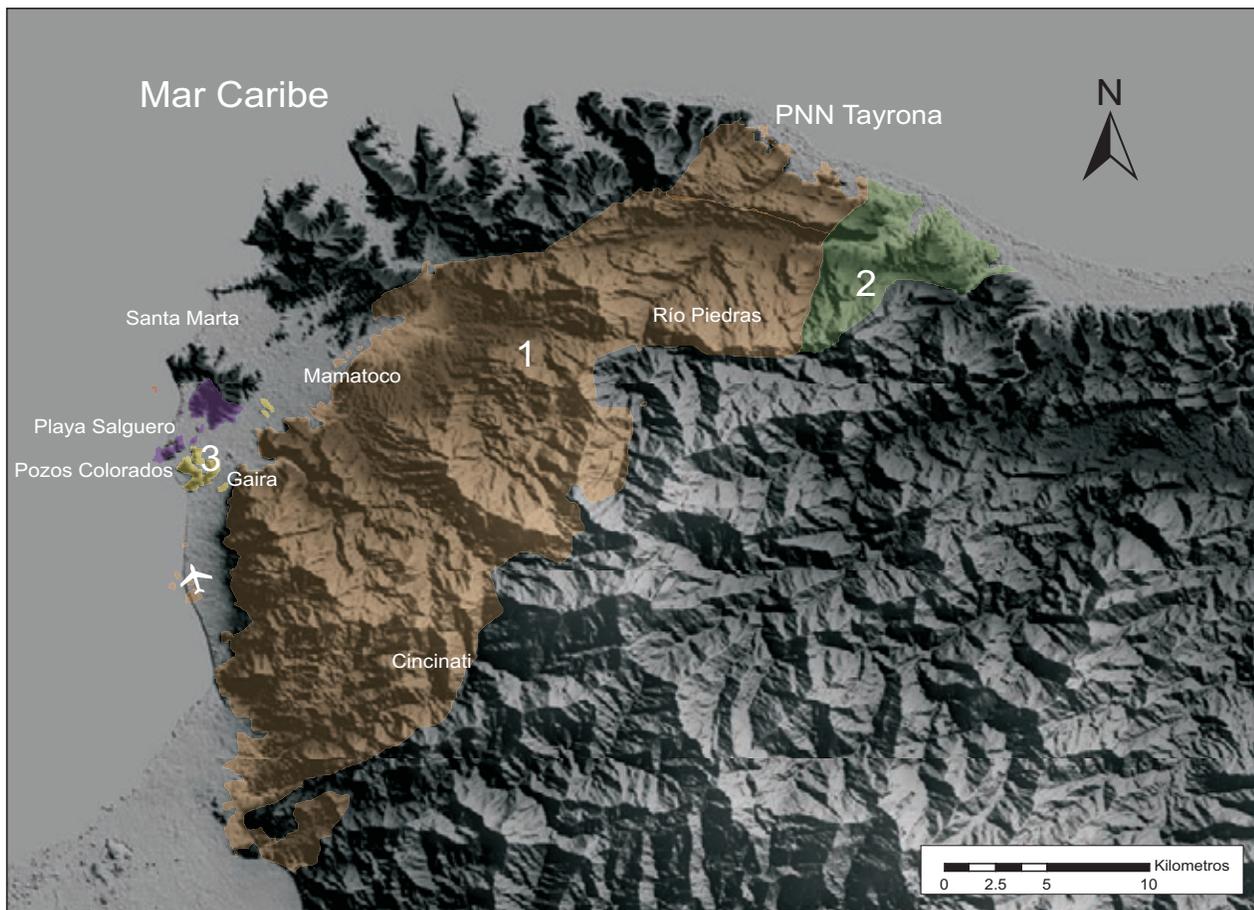


Fig. 2.1. Mapa de variaciones faciales del Batolito de Santa Marta. 1) Facies principal, 2) facies Poikilítica, 3) facies de grano fino. PNN Tayrona: Parque Nacional Natural Tayrona. Modificado de Tschanz et al. (1969).

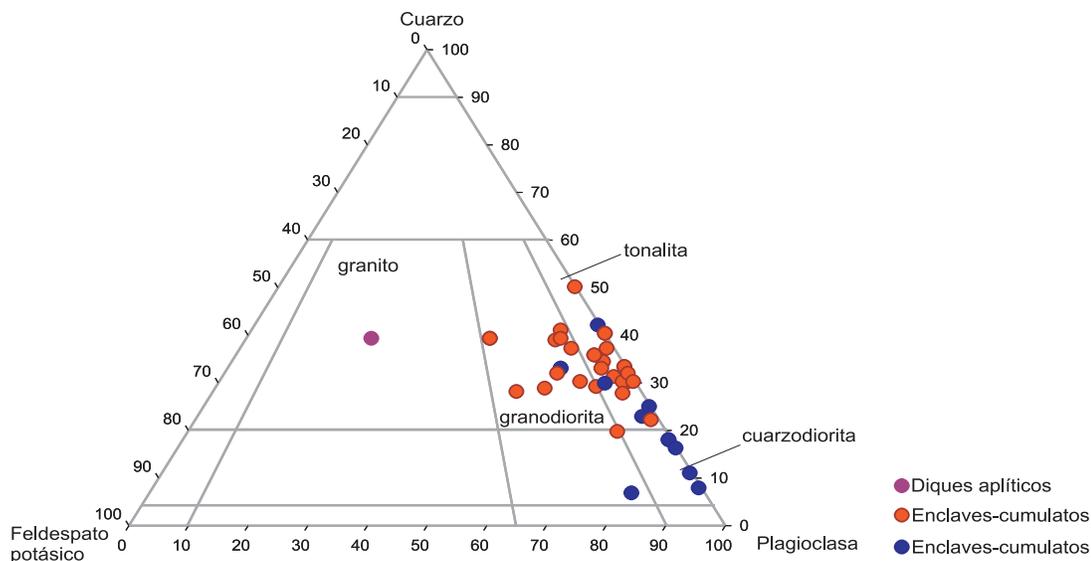


Fig. 2.2. Diagrama QAP para muestras del Batolito de Santa Marta, clasificadas según la forma de ocurrencia.

La plagioclase presenta composiciones intermedias, en su mayoría andesina; es común la zonación oscilatoria. En términos generales se pueden encontrar bastante frescas y en algunos casos pueden presentar leves alteraciones a sericita y arcillas, además de fracturas rellenas de epidota y/o clinozoicita. Las texturas mirmekíticas son comunes en contacto con el feldespato potásico. También son comunes los cristales fracturados y en algunos casos con algo de desplazamiento, además de deformación dúctil, en algunos casos tan intensa que llega a doblar el cristal en forma de “S” (Fig. 2.3).

El feldespato potásico, ortoclase, en la mayoría de los casos se encuentra relleno de espacios intercristalinos y en ocasiones formando megacristales que con la apariencia de oikocristal, evidenciando así una baja tasa de nucleación durante la cristalización, pero una mayor tasa de cristalización. Además, la ausencia de texturas perfiticas indica una cristalización a altas presiones (Morse, 1970) (Fig. 2.3).

El anfíbol, de tipo hornblenda, es generalmente de grano medio a medio fino. Presenta inclusiones de cuarzo, plagioclase, opacos y apatito, así como alteración a clorita y reemplazamientos de partes del cristal por epidota-clinozoicita. Se le puede encontrar como cristales aislados, pero generalmente está intercreciendo en cúmulos con biotita y algo de titanita y opacos, indicando una cristalización temprana en grupos de nucleación (Fig. 2.3).

La biotita se encuentra íntimamente asociada con el anfíbol en cúmulos, en los cuales además se puede encontrar titanita y opacos (Fig. 2.3). El tamaño de grano es medio a medio fino,

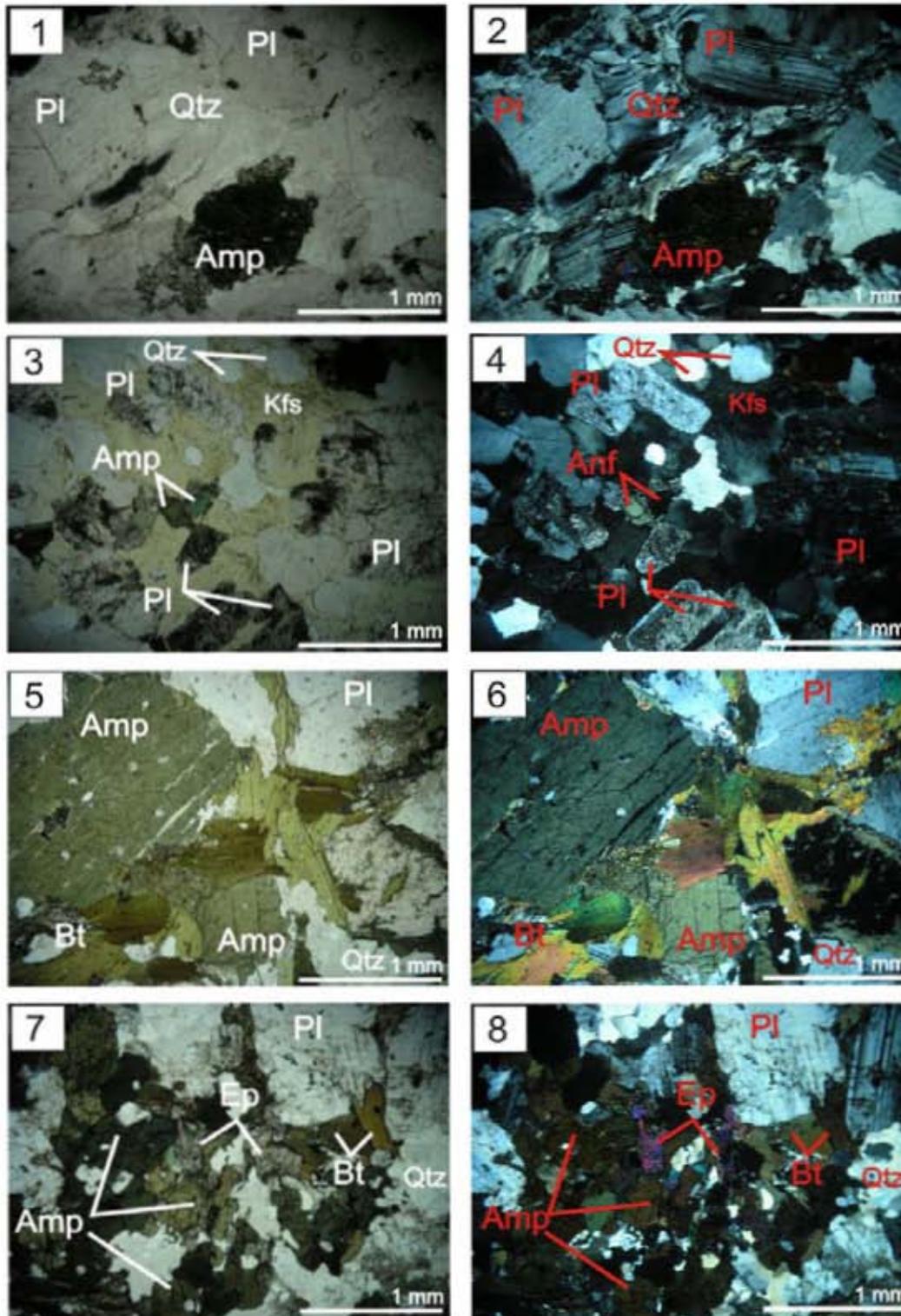


Fig. 2.3. Microfotografías que ilustran particularidades y singularidades de las rocas que componen la masa granítica principal de la facies principal del BSM. **1 y 2)** Deformación cataclástica en la zona de intensa deformación (zona de borde), nótese como el cuarzo se deforma plásticamente mientras el resto de los minerales lo hacen de manera frágil. **3 y 4)** Cristal de feldespato potásico que crece rellenando espacios y genera apariencia de oikocrystal. **5 a 8)** Cúmulos cristalinos comunes a todos los cuerpos intrusivos estudiados, integrados casi exclusivamente por anfíbol, biotita, opacos y titanita. 1,3, 5 y 7 nicoles paralelos, 2, 4, 6 y 8 nicoles cruzados. Números impares corresponde a nicoles paralelos, números pares corresponde a nicoles cruzados.

equivalente al del anfíbol. En la mayoría de las muestras se la encuentra alterada a clorita y en algunos casos parcialmente reemplazada por epidota-clinozoicita. Es común encontrarlas deformadas y en algunos casos fracturadas o con presencia de *kink-bands*.

Como minerales accesorios generalmente se encuentran minerales opacos, titanita, apatito y circones. Los opacos, en su mayoría magnetita, pueden llegar a componer el 2% de la roca, generalmente, y se encuentran asociados al igual que la titanita a los cúmulos de anfíbol y biotita, y en menor proporción como cristales aislados en la muestra. El apatito al igual que el circón se encuentran como cristales aislados, siendo el apatito más importante en tamaño y abundancia que el circón.

Los enclaves máficos son un componente muy común dentro del BSM. Éstos se encuentran en todas las facies y en general presentan una apariencia similar entre ellos. Están compuestos básicamente por los mismos minerales que la roca principal: anfíbol, plagioclasa, cuarzo, biotita y opacos, sin embargo en términos generales representan composiciones más máficas que el granitoide que los contiene (Fig. 2.2).

Las relaciones intercrystalinas son similares a las de la masa principal, sin embargo presentan una mayor variación textural, dentro de la que se pueden encontrar enclaves de grano fino a medio, orientados, porfíricos, con evidencias de deformación y otros con texturas cumúlíticas (Fig. 2.4).

Las amplias variaciones texturales de los enclaves observadas en campo no permiten ligar éstos a un origen bien definido, sin embargo el tipo de afloramiento indica que estos enclaves podrían estar íntimamente ligados a una disgregación de intrusiones máficas dentro de la masa granítica, a removilización de materiales cumúlíticos durante distintos estados reológicos de la masa granítica o al proceso de “mingling” de los diques en la masa granítica (Barbarin et al., 2005, Tobisch et al., 1997) (Fig 2.4 y.2.5).

Las alteraciones ocurren de manera diferencial dentro del cuerpo y están dominadas por alteraciones de tipo propilítico, cuya manifestación principal es el depósito de epidota-clinozoicita en pequeñas fracturas, espacios intracrystalinos y en algunos casos como reemplazamiento parcial de anfíbol y biotita. Esta alteración también es la responsable de la cloritización de anfíbol y biotita (Fig. 2.3).

Los xenolitos también hacen parte de la gran variedad de rocas que se pueden encontrar en el BSM. Éstos corresponden principalmente a gneises biotíticos y/o cuarzofedespáticos, posiblemente ortogneises. También se pueden encontrar algunos xenolitos de anfibolita (Fig. 2.6),

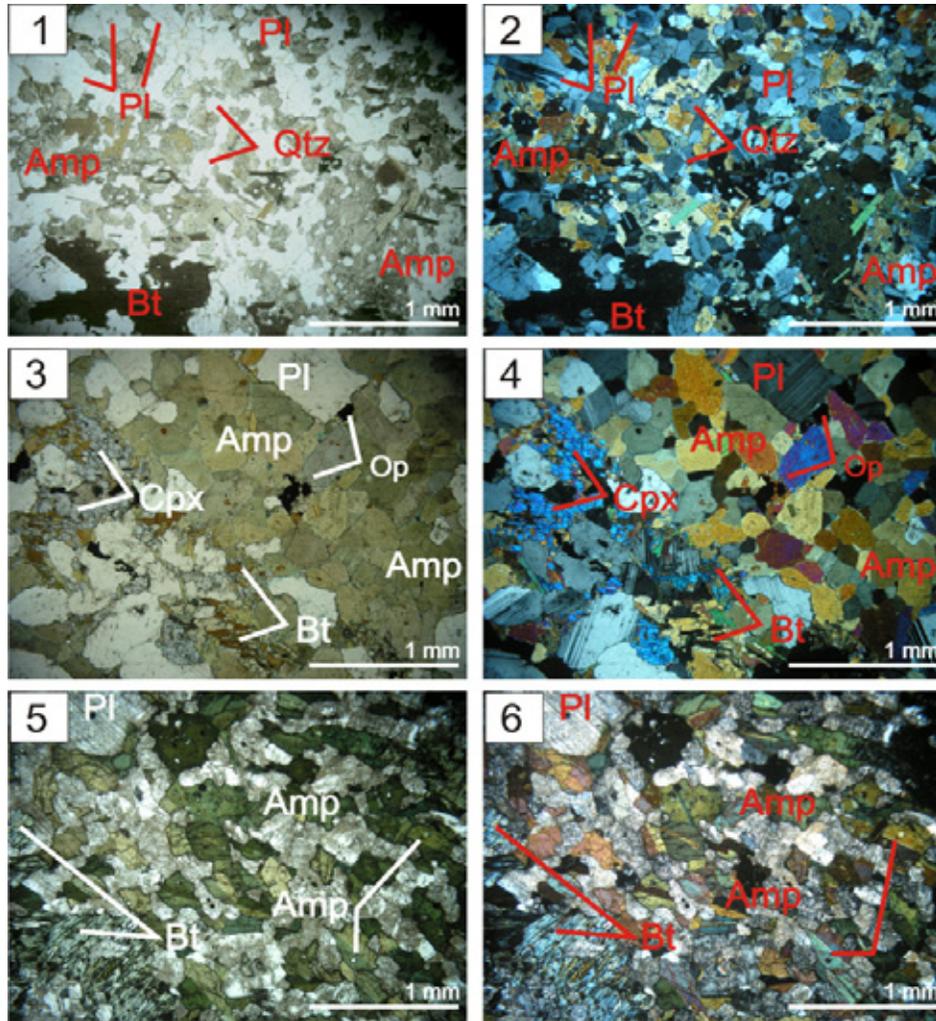


Fig. 2.4. Microfotografías de esclaves máficos encontrados en el BSM. Nótese la amplia variación textural que éstos presentan. **1 y 2)** Enclave con textura porfírica y poikilitica en los fenocristales. **3 y 4)** Enclave con textura cumúlítica bastante similar a la encontrada en las rocas cumúlíticas encontradas en el plutón de Latal y el propio BSM. Además se encuentran relictos de un cristal de clinopiroxeno. **5 y 6)** Enclave con textura porfírica (fenocristales de plagioclasa y biotita) y el anfíbol con textura cumúlítica pero disgregada y con desarrollo de lineación. 1,3 y 5 nícoles paralelos, 2, 4 y 6 nícoles cruzados.

los cuales sólo fueron encontrados en la zona del Parque Tayrona, indicando una variación en el tipo de basamento que se encuentra bajo el BSM.

Más importante que la variación composicional dentro del batolito de Santa Marta es su variación textural, razón principal por la que se pudieron identificar tres facies magmáticas distintas (Fig 2.1). Una serie de diques de apariencia porfírica, fue identificada en el islote “Morro de Rodadero”. Los diques intruyen concordantemente los Esquistos de Santa Marta con orientación 238/81 (d/d). Estos diques inicialmente habían sido considerados como una posible facies magmática, por poseer una historia magmática distinta al resto del cuerpo ígneo. Sin embargo

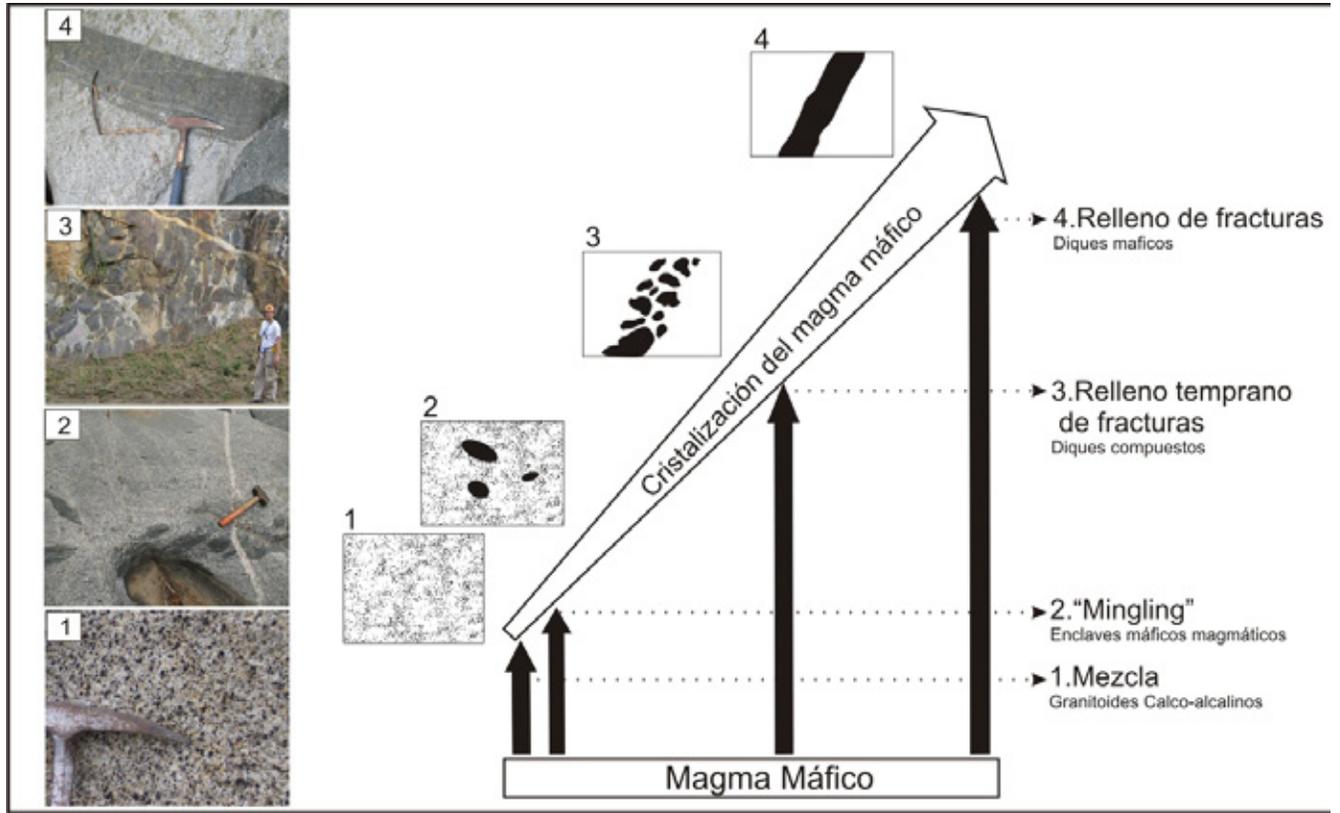


Fig. 2.5. Diagrama que ilustra la formación de las diferentes formas de aparición de enclaves en el BSM, basado en la mezcla de magmas más máficos con distintas reologías y diferentes grados de mezcla de los magmas. Modificado de Barbarin et al. (2005).

al analizar petrográficamente estas rocas se determinó que la apariencia porfírica de estos diques no es dada por cambios en las condiciones de cristalización sino por una deformación sintectónica, al intruir estos diques a lo largo de planos de esquistosidad de los Esquistos de Santa Marta. Petrográficamente se observa una serie de porfidoblastos, principalmente de cristales de plagioclasa y anfíbol, en una matriz microcristalina de cuarzo, plagioclasa y cristales de biotita estirados casi formando bandas (Fig. 2.7). Los porfidoclastos presentan fracturamiento y disolución a los bordes (plagioclasa) (Fig. 2.7).

Las diferentes facies identificadas dentro del Batolito de Santa Marta son descritas a continuación.

2.1.1 Facies principal

Corresponde aproximadamente al 80% de la superficie expuesta del Batolito de Santa Marta. Esta facies se caracteriza por estar compuesta principalmente por granodioritas y tonalitas de anfíbol y biotita, constituidas generalmente por plagioclasa (33–54 %), cuarzo (18–

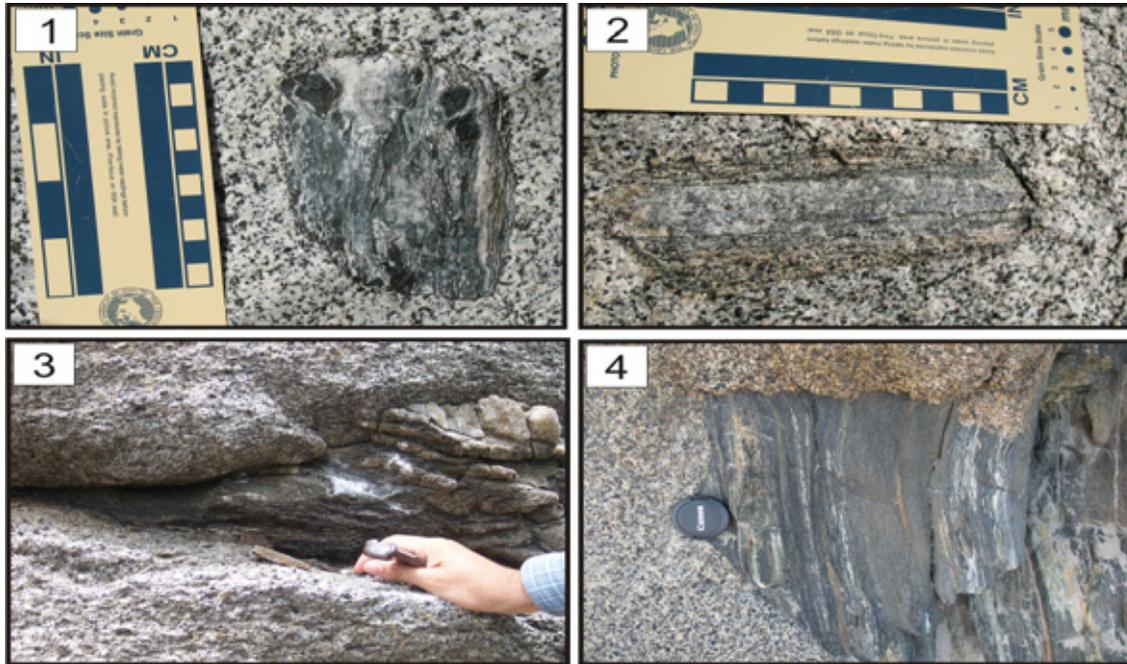


Fig. 2.6. Xenolitos encontrados en el BSM. **1 y 2)** Xenolitos de ortogneises encontrados en la facies principal del BSM. La forma del contacto indica cierto grado de asimilación del xenolito. **3 y 4)** Xenolitos de anfibolita encontrados en la zona del Parque Tayrona. Al contrario de los gneises, éstos presentan exsolución cuarzofeldespática y no tanto una asimilación.

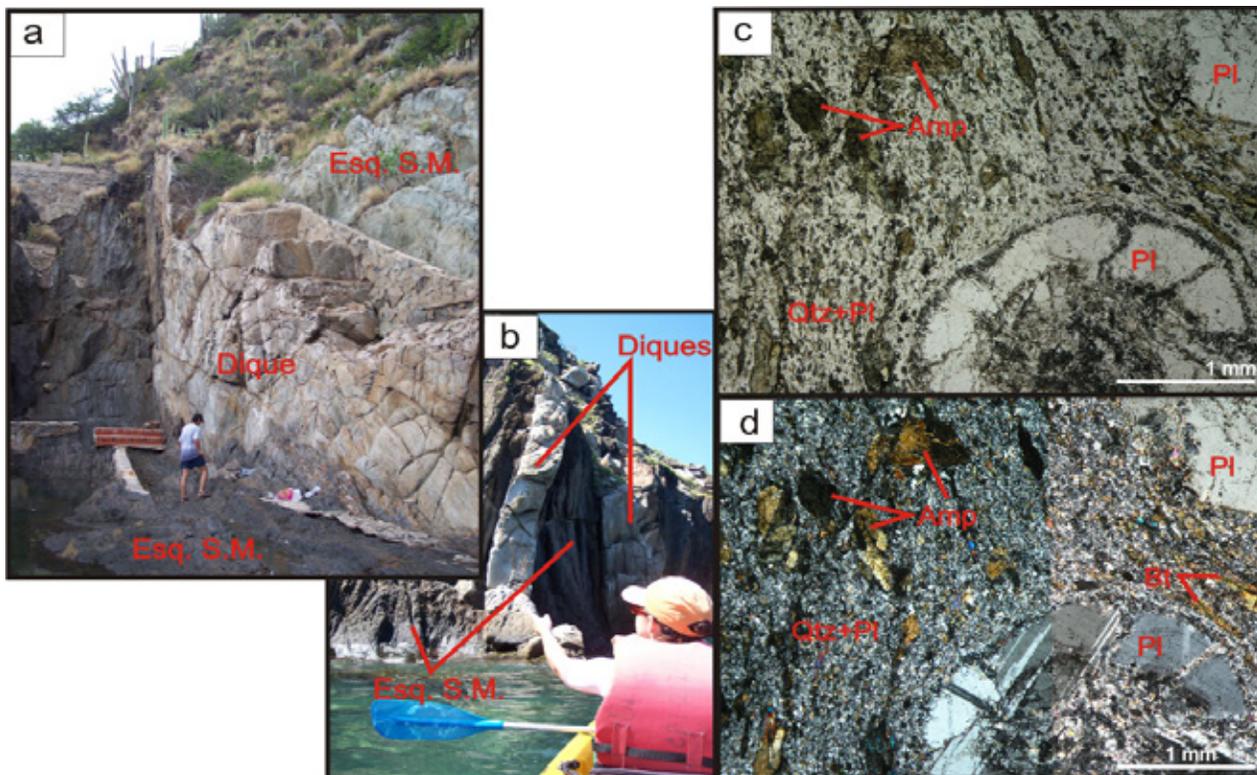


Fig. 2.7. Vistas paralelas al rumbo (**A**) y al buzamiento (**B**) de los diques en el islote “El Morro”. Nícoles paralelos (**C**) y cruzados (**D**) de muestras de los diques porfíricos. Nótese la textura de la matriz y el fracturamiento y disolución de los fenocristales.

34%), ortoclasa (0–17 %), hornblenda (2–24 %) y biotita (5–19 %); generalmente presenta minerales opacos, titanita y en menor proporción circón y apatito como minerales accesorios (Fig. 2.2). Estos minerales presentan características texturales comunes al BSM como formación de cúmulos por los minerales máficos y opacos y formación de megacristales poikilíticos de ortoclasa.

La textura general de la roca es holocristalina con cristales sub-euédricos, cuya textura puede variar un poco en función del grado de deformación de la roca. Deformación que generalmente se expresa como una lineación mineral moderada, pero que puede llegar a estar bien desarrollada hacia la parte oriental del plutón. Esta lineación generalmente se encuentra evidenciada por orientación de los minerales máficos (anfíbol y biotita) (Fig 2.8).

Parte del sector sur-oriental de esta facies está caracterizada por un importante bandeamiento composicional, posiblemente producto de flujo magmático controlado tectónicamente. Adicionalmente y sobreimpuesta a este bandeamiento existe una deformación en estado plástico, especialmente de los minerales menos refractarios (Fig. 2.8). Esta zona anteriormente había sido identificada por Tschanz et al. (1969), quien la nombra zona de borde (Tb) y la interpreta

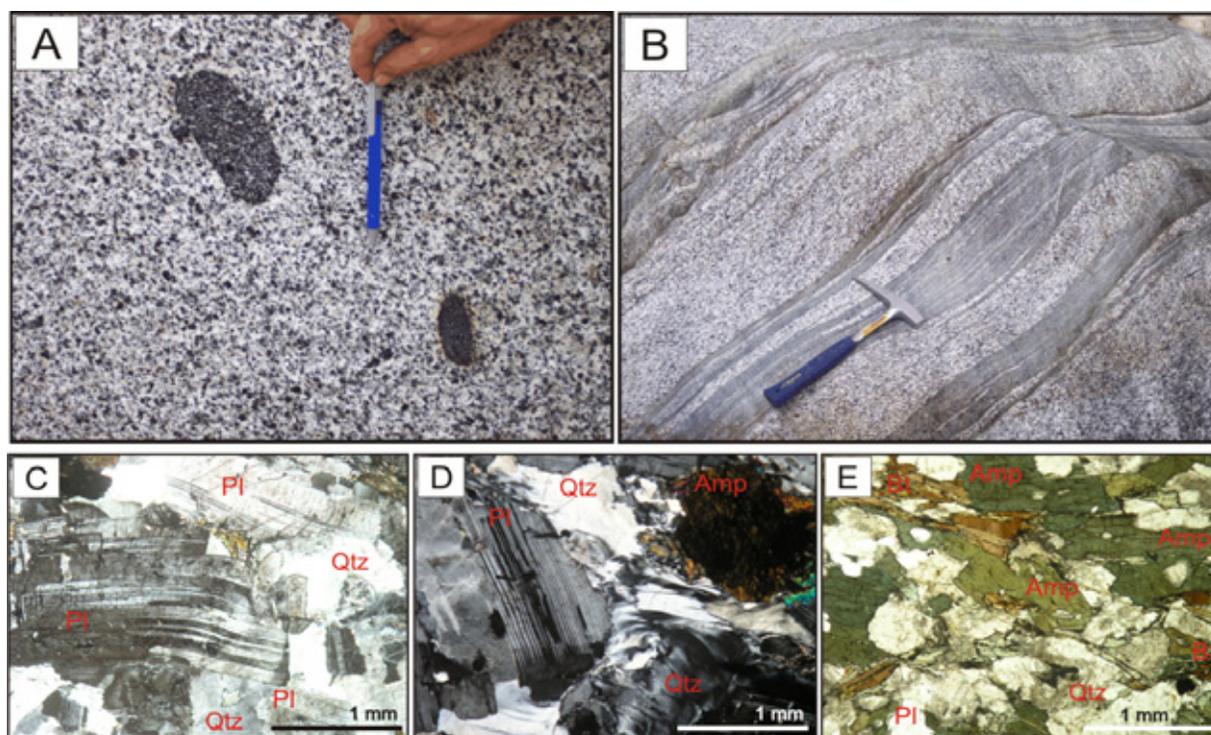


Fig. 2.8. Variaciones texturales extremas de las rocas que componen la facies principal del Batolito de Santa Marta. **A)** Afloramiento con casi ausencia de lineación mineral y enclaves poco deformados. **B)** Afloramiento con alta deformación, lineación mineral muy bien definida y zonas de enriquecimiento de minerales máficos (enclaves máficos?) estirados formando bandas centimétricas. **C, D y E)** Microfotografías del sitio (B), donde se puede observar la deformación en estado plástico. C y D, nicoles cruzados; E, nicoles paralelos.

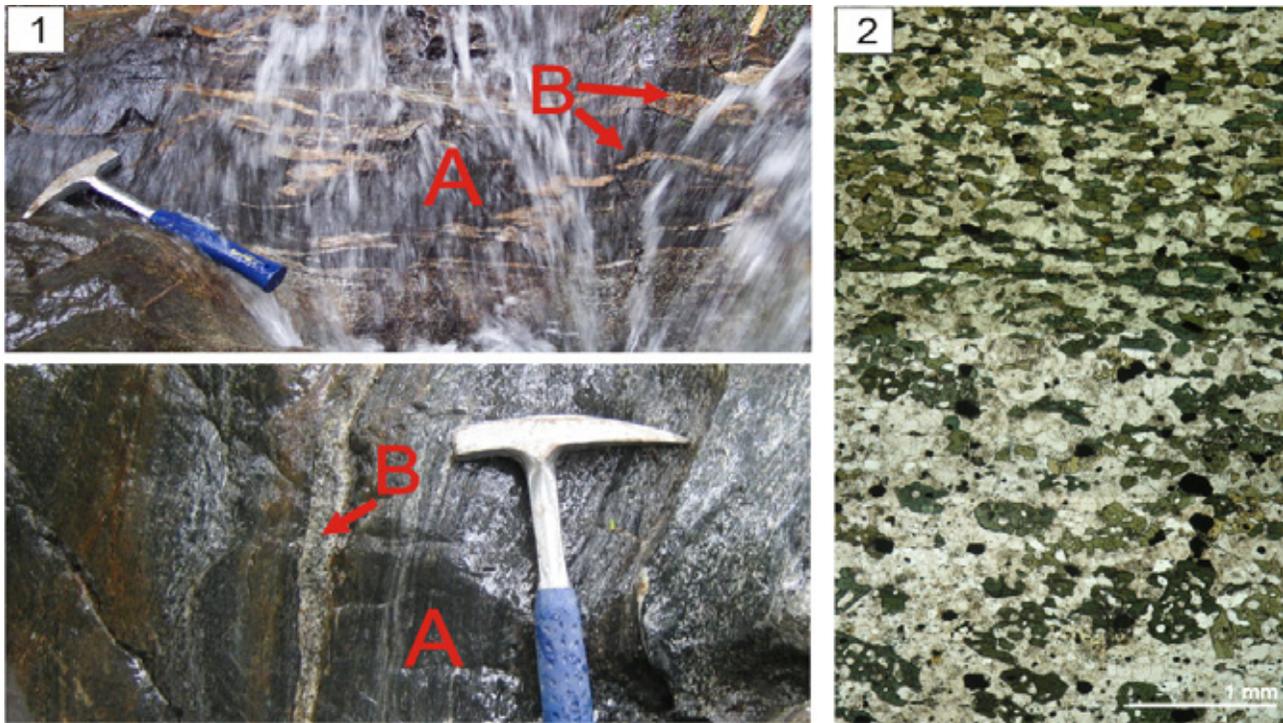


Fig. 2.9. Apariencia de las rocas conformadas por alternancia de bandas con enriquecimiento en anfíbol y zonas de apariencia granítica, comunes en la zona de borde oriental del BSM. **1)** Apariencia en afloramiento, **A)** zonas de enriquecimiento en anfíbol, **B)** venas ptigmáticas. **2)** apariencia de la transición entre una banda de acumulación de anfíbol y una banda granítica; nicoles paralelos.

como rocas producto de la contaminación del granitoide con la roca metamórfica encajante y además granitización de esta última (Fig.2.8 B). La zona de mayor deformación y con mejor exposición es la parte alta del Río Gaira, pero esta zona se podría extender hasta la parte alta entre el río Manzanares y el río Piedras, donde se encuentran algunas evidencias de esta deformación y Tschanz et al. (1969) delimita la zona de borde (Tb).

Lo observado en campo en esta zona es una alternancia de bandas claras y bandas oscuras, con aparición ocasional de bandas leucocráticas (Fig.2.9). Todas dispuestas con una orientación predominantemente NE. Indistintamente, las bandas presentan una intensa lineación mineral, marcada por los minerales máficos. Así mismo se encontró una serie de bloques de apariencia metamórfica (techos colgantes), algunos de tamaño cartografiable, otros bastante menores, pero que generan una serie de rocas bastante complejas, principalmente compuestas por gruesas bandas oscuras fuertemente foliadas de apariencia metamórfica, intercaladas con bandas graníticas que varían en espesor. Esta secuencia es cortada posteriormente por venas graníticas con texturas ptigmáticas, indicando posiblemente procesos migmatíticos en estas anfibolitas (Fig.2.9).

Al analizar petrográficamente estas rocas se observó que las zonas oscuras fuertemente foliadas corresponden a una casi exclusiva concentración de anfíbol y biotita con texturas de apariencia ígnea (Fig. 2.8A), intercaladas con finas bandas de material cuarzo-feldespático, las cuales varían ampliamente en tamaño hasta llegar a ser visibles en el afloramiento (Fig. 2.9C). Por lo anteriormente descrito, este afloramiento se interpreta como una acumulación de minerales máficos, que forman una roca “cumulítica”, fenómeno que es común hacia las partes bajas o paredes laterales de cuerpos batolíticos (Cobbing, 2000).

Otras rocas formadas por procesos de acumulación han sido encontradas como grandes bloques rodados sobre el Río Gaira (Fig. 2.10), aguas abajo del sitio anteriormente descrito y en mayor cantidad se han encontrado en el plutón de Latal (que se describe a continuación). Éstas están compuestas por cristales de tamaños pegmatíticos, de los cuales un 95 % son anfíbol y un 5% de plagioclasa. Algunos otros minerales como biotita puede estar presentes, así como olivino y piroxeno, los cuales se encontraron en un cuerpo cumulítico en el Plutón de Latal.

Estas rocas han sido interpretadas como acumulaciones de cristales debidas a la segregación de la fracción sólida durante la cristalización fraccionada. Este proceso, como se menciona anteriormente, podría ocurrir tanto hacia las paredes como hacia las partes bajas del plutón, siendo más probable que en el caso de las rocas con cristales pegmatíticos la acumulación



Fig. 2.10. Cumulato pegmatítico, compuesto en un 95% de anfíbol. **A)** Detalle de estructura la cumulítica de anfíbol y plagioclasa. **B)** Contacto transicional del cúmulo con rocas del BSM (bloque rodado sobre el Río Gaira).

haya ocurrido hacia las partes bajas de la cámara magmática y que posteriormente hayan sido removilizadas hacia partes superiores y haber sufrido algo de asimilación al contacto con la masa más caliente (Fig. 2.10B).

Las acumulaciones de grano más fino podrían haber ocurrido predominantemente hacia las paredes del intrusivo, zonas donde estas acumulaciones de grano fino habrían sido intensamente deformadas por la alta fricción existente entre la masa magmática en estado plástico contra las paredes de la roca encajante debido a un ambiente regional de esfuerzos oblicuo (Montes et al., 2005, Pindell y Kennan, 2007) que generaría una deformación transpresiva al interior del granitoide cuando aún se encontraba en estado plástico.

Además, en esta zona se encontraron sitios puntuales con fuerte deformación característica de zona cataclástica (300–400 °C) (Passchier y Trouw, 2005). Deformación que se va haciendo menos importante aguas abajo del río Gaira, lo cual apoya la interpretación anteriormente realizada y que en parte concuerda con la ofrecida por Tschanz et al. (1969), en que la zona sur-oriental del BSM corresponde a una zona de borde, sea inferior o lateral, del cuerpo magmático. Sin embargo diferimos con la interpretación de la granitización e hibridación de rocas metamórficas en esta zona (Tschanz et al., 1969). Sin embargo esta interpretación no descarta la existencia de techos colgantes, los cuales son bien identificados por Tschanz et al. (1969) en esta zona del BSM.

2.1.2 Facies poikilítica

Esta facies se encuentra en la parte nororiental del BSM y presenta una buena exposición a lo largo de la carretera que conduce de Santa Marta al Parque Tayrona, luego de pasar el puente sobre el Río Piedras (Fig. 2.1).

Corresponde a un 15% de la superficie expuesta del BSM y está compuesta por rocas tonalíticas, con un 50% de plagioclasa, (0–5%) de ortoclasa, cuarzo (15–20%), anfíbol (15–20%), biotita (6–15%) y como minerales accesorios opacos, apatito y titanita (Fig 2.11). La característica que hace distintiva esta facies es el carácter poikilítico principalmente del anfíbol, el cual incluye plagioclasa, cuarzo, biotita y opacos, indicando una tasa de crecimiento mucho más alta del anfíbol que la de los otros minerales (Fig. 2.12).

La textura mineral es similar a la de la facies principal. Los minerales máficos se encuentran generalmente formando cúmulos con minerales opacos y titanita y la ortoclasa se presenta

como megacrystales poikilíticos o rellenando espacios intercrystalinos. La textura general de la roca es homogénea a lo largo de la facies. Los cristales son en su mayoría euédricos, de grano grueso, en ocasiones hasta pegmatoides (>10cm). La lineación mineral es menos común que en la facies principal y sólo se presenta en algunas zonas.

En esta facies se pueden encontrar enclaves, aunque no son tan comunes como en la facies principal. Éstos sólo se encuentran como enclaves aislados, generalmente circulares o ligeramente ovalados y de sólo algunos centímetros de diámetro. Son más comunes en esta zona los xenolitos, especialmente en la zona norte, donde se encontraron una buena cantidad de anfibolitas dentro del BSM, con efectos de segregación de material cuarzofeldespático debidos al calentamiento (Fig. 2.13).

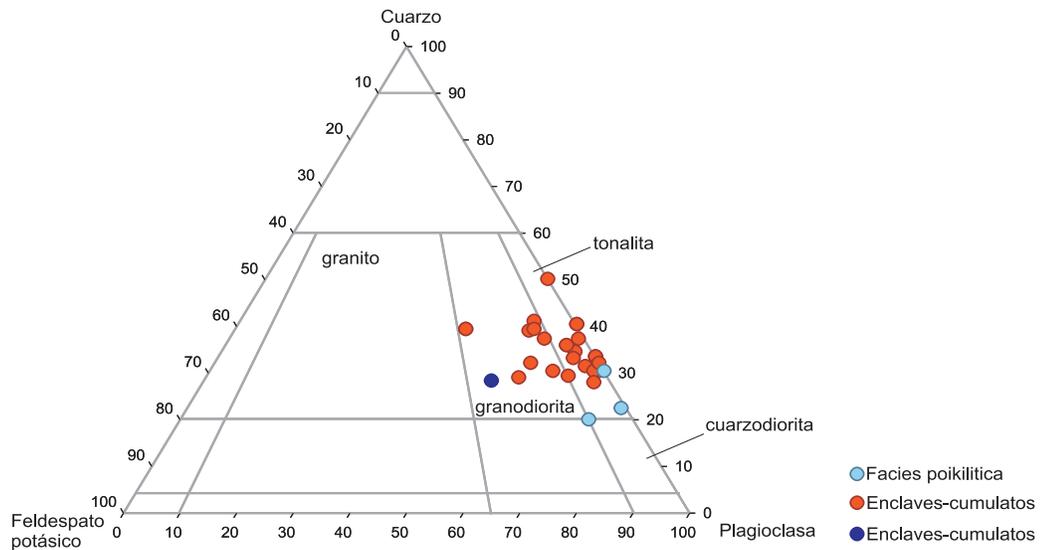


Fig. 2.11 Diagrama QAP de las rocas que corresponden a las diferentes facies que componen el BSM. Solo se grafican las rocas que corresponden a la masa granítica principal.

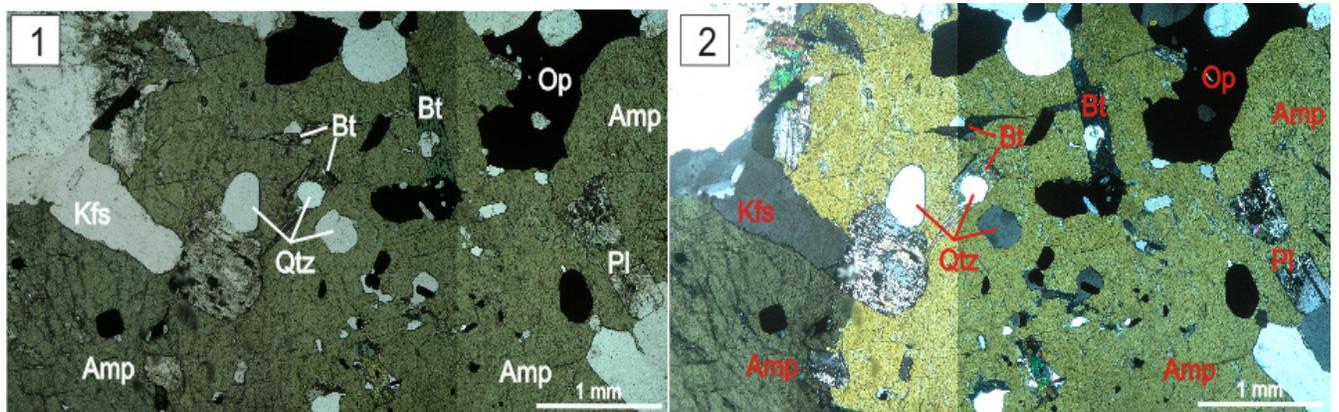


Fig 2.12. Microfotografía de un cristal poikilítico de hornblenda, principal característica textural de las rocas que componen la facies poikilitica. Nótese la importante cantidad de inclusiones de plagioclasa, cuarzo, biotita y opacos que presentan los cristales de anfibol de esta facies. 1) nicoles paralelos, 2) nicoles perpendiculares.

Debido a la escasa exposición de las rocas, las relaciones de esta facies con la facies principal sólo pudo ser observada en la zona norte del BSM, específicamente en la playa Los Naranjos, cerca al Parque Tayrona. Allí se observó cómo la facies poikilítica intruye la facies principal, con relaciones de intrusión complejas, las cuales parecen indicar que ambos materiales se encontraban en estado plástico o semiplástico. Los contactos son difusos transicionales sugiriendo cierta mezcla entre los dos miembros magmáticos (Fig. 2.13). Además se encontraron grandes masas xenolíticas de anfibolita con exolución de material cuarzofeldespático debido a los efectos térmicos de la intrusión.

2.1.3 Facies de grano fino

Esta facies se encuentra ubicada en la zona sur-occidental del BSM y su principal afloramiento se encuentra sobre la carretera que del poblado de Gaira conduce al aeropuerto, en la zona de Pozos Colorados (Fig. 2.1).

Esta facies corresponde posiblemente a un 5% de la superficie expuesta del BSM. La masa granítica que forma esta facies es una granodiorita con 43% de plagioclasa, 18% de ortoclasa, 24% de cuarzo, 8% de anfíbol y 7% de biotita como minerales esenciales y como minerales accesorios titanita y opacos. Todos éstos presentan las características texturales comunes al BSM (Fig. 2.11 y 2.14).

La característica textural que hace distintiva esta facies es el tamaño de grano medio-fino y una importante lineación mineral. La roca presenta un importante contenido de enclaves, los

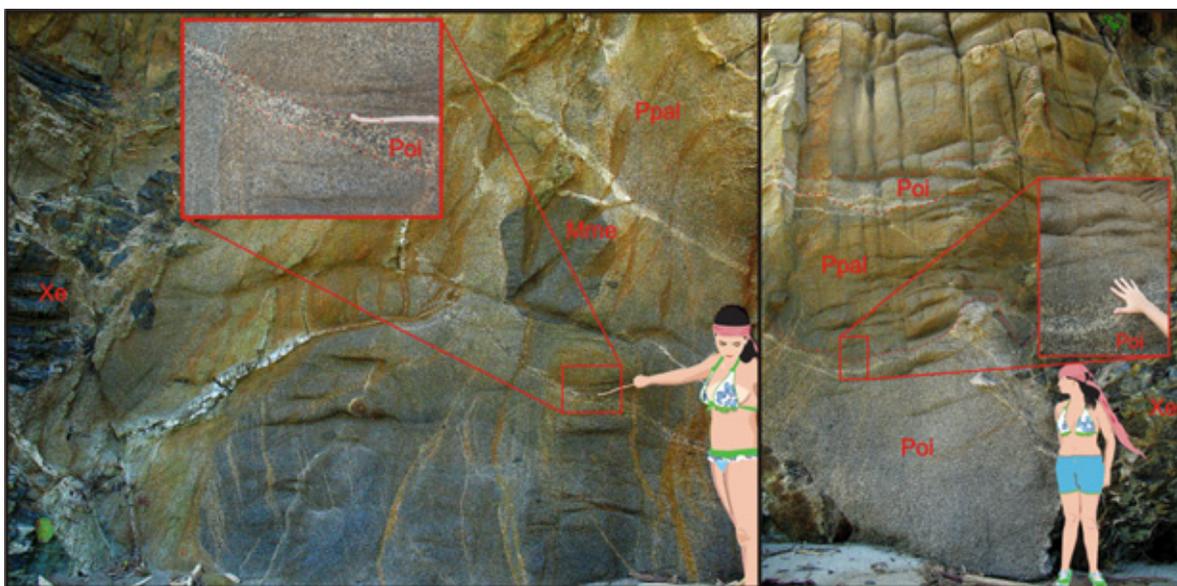


Fig. 2.13. Evidencia de mezcla de magmas en el BSM. La mezcla ocurre entre las facies principal (ppal) y poikilítica (Poi). Zona Nororiental del BSM, playa Los Naranjos. También se observan xenolitos de anfibolita (Xe) y enclaves máficos (Mme).

cuales se encuentran dispuestos en una banda alargada de unos 2 m de espesor que es concordantemente con la lineación mineral. Los enclaves presentan diversos tamaños y texturas, entre las que se encuentran enclaves porfíricos y de grano fino.

2.1.4 Diques aplíticos

Esta serie de diques se encuentra intruyendo tanto al BSM como a sus rocas asociadas y por lo tanto también a las rocas metamórficas en las cuales se emplazaron esos cuerpos intrusivos. Aunque siempre centimétricos, los diques varían ampliamente de espesor. Los contactos varían desde tajantes hasta difusos, lo cual indica una posible intrusión en distintos momentos y distintos estados reológicos del cuerpo. En algunos casos se puede ver como la intrusión arrastra minerales máficos y en otros casos la intrusión es muy tajante sin aparente interacción con la roca caja (Fig. 1.15). Los diques no presentan un patrón general de intrusión, y pueden ser desde verticales hasta horizontales y en ocasiones se puede ver como esta disposición cambia a escala de afloramiento.

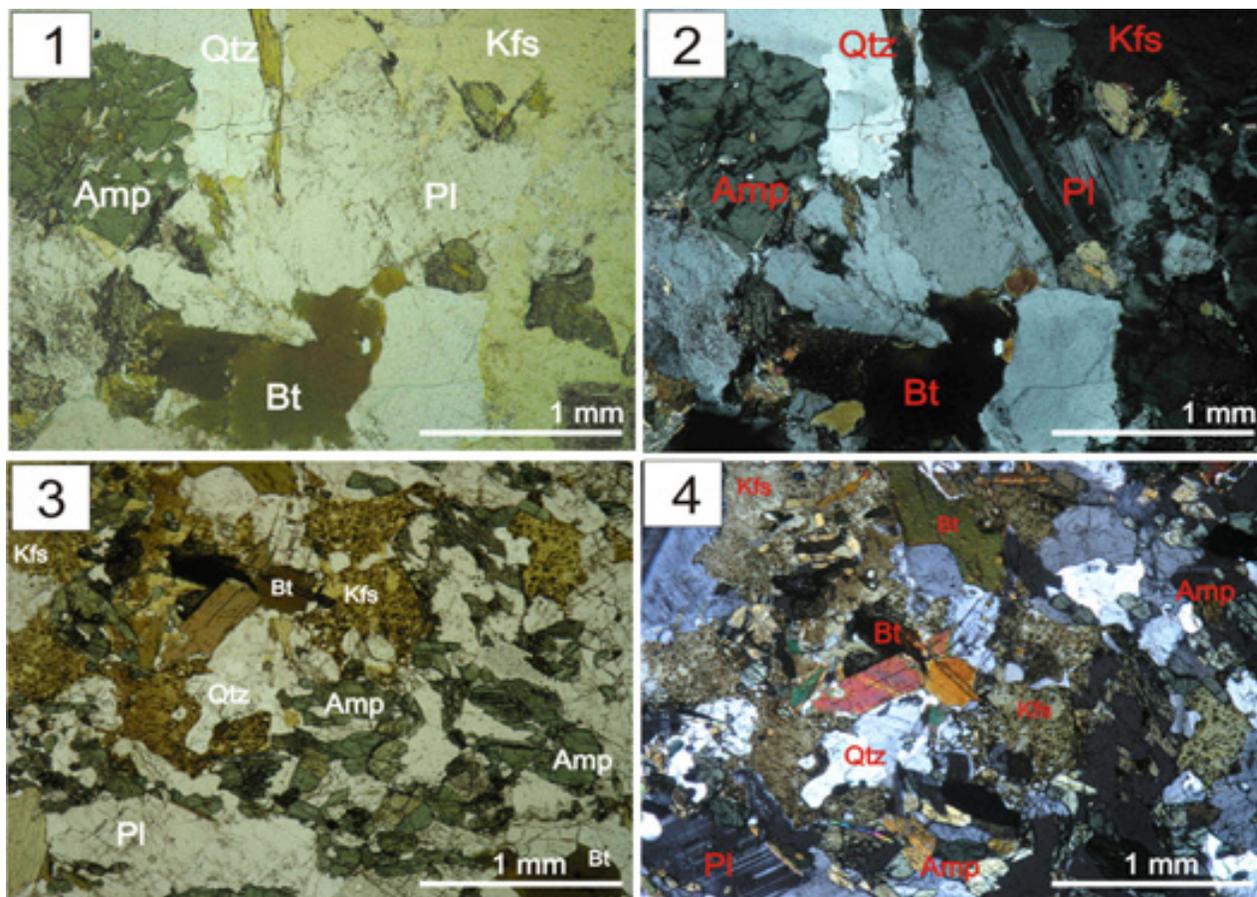


Fig. 2.14. Microfotografías de rocas correspondientes a la facies de grano fino del BSM. **1 y 2)** Textura y composición típica de la masa granítica principal en la facies de grano fino. **3 y 4)** Textura y composición de enclaves en la facies principal. 1 y 3, nícoles paralelos; 2 y 4, nícoles cruzados.

Los diques están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y algo de moscovita. Generalmente de grano medio a fino y en algunas ocasiones pegmatíticas.

2.2 GRANITOS LEUCOCRÁTICOS

Dentro de este grupo se considera al Granito de Playa Salguero y a otros cuerpos similares que fueron identificados por Tschanz et al. (1969) en la parte noreste del BSM, en la región del río Mendihuaca, y al occidente del plutón de Buritaca. Cabe aclarar que Tschanz et al. (1969) no identificaron claramente el Granito de Playa Salguero, y sólo hablan de correlacionar los cuerpos graníticos encontrados al norte con algunas intrusiones y diques en los Esquistos de Gaira (Fig. 2.16).

El Granito de Playa Salguero es un pequeño cuerpo granítico, de forma alargada en sentido NE-SW, al igual que las unidades geológicas regionales. Posee un área expuesta de 10 km² y las mejores exposiciones se encuentran a lo largo del camino que conduce de playa Salguero a Pozos Colorados.

En el presente trabajo clasificamos estas rocas como leucogranito de dos micas y granate, con lo cual constituyen los cuerpos más félsicos de las rocas intrusivas Paleoceno-Eoceno en la Sierra Nevada de Santa Marta (Fig. 2.17). Esta clasificación es elegida debido al bajo índice



Fig. 2.15. Afloramiento de diques aplíticos que cortan el BSM. **A)** Intrusión con remoción de material máfico de la roca caja. **B)** Intrusión con contacto tajante sin interacción con la roca caja.

de color (IC) y a la mineralogía, lo cual contrasta con el alto contenido de plagioclasa en estas rocas y hace que su clasificación en el diagrama de Streckeisen no sea adecuada (granodiorita - tonalita).

En campo, la apariencia de este granito es de una roca intrusiva, la cual generalmente intrusióna los esquistos de Santa Marta en forma por lo general concordante con la foliación de la roca encajonante (Fig. 2.18).

Las rocas son de grano fino, color blanco moteado de negro (gris cuando es bastante fresca), IC ~5%. La lineación mineral es bastante clara y común, marcada principalmente por cristales de biotita, los cuales se presentan en ocasiones como fenocristales y como cúmulos, y a veces se concentran en planos. Es bastante común que la roca sea cortada por diques leucocráticos pergrmatíticos, compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita y granate (Fig. 2.18). La masa granítica que constituye este cuerpo está compuesta principalmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita, biotita y granate (Fig. 2.19).

La plagioclasa compone comúnmente el 30% de la roca; su composición varía de andesina a

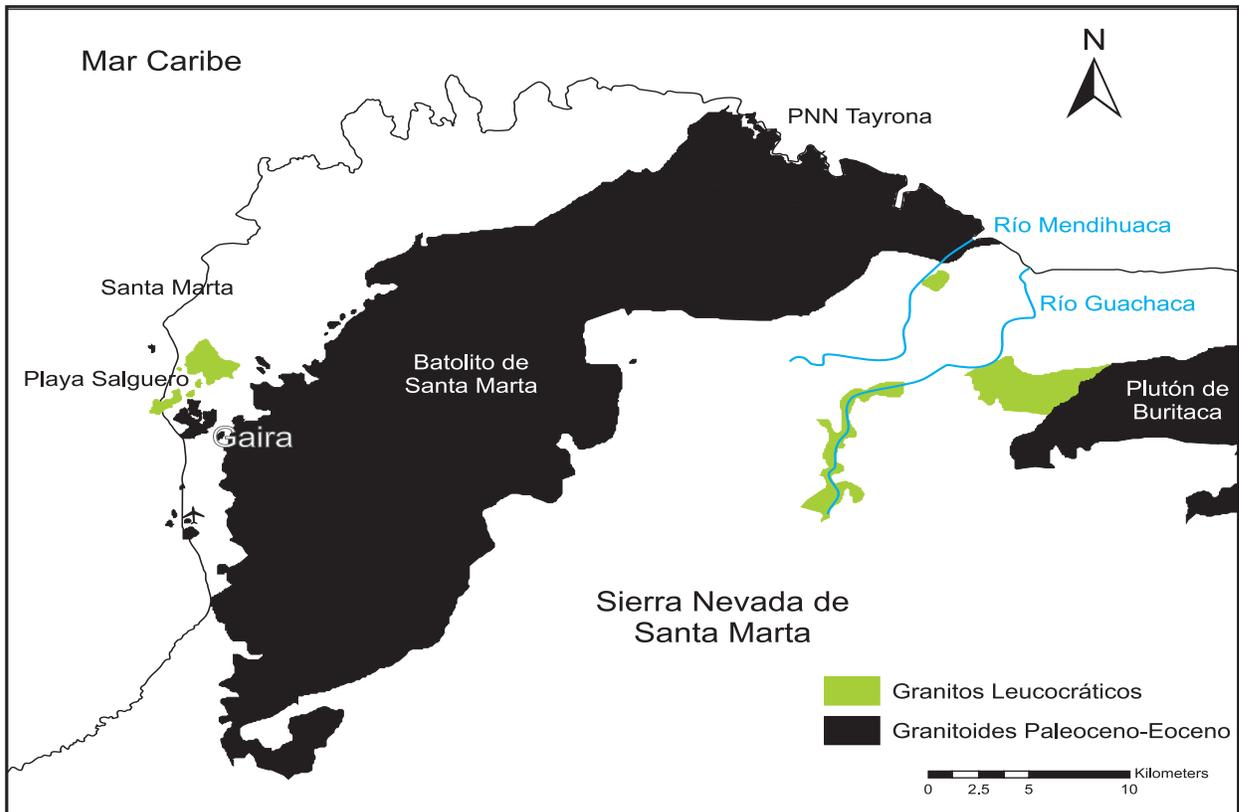


Fig. 2.16. Mapa que indica la distribución de los cuerpos de granitos leucocráticos asociados al magmatismo Paleoceno-Eoceno de la Sierra Nevada de Santa Marta. Modificado de Tschanz et al. (1969).

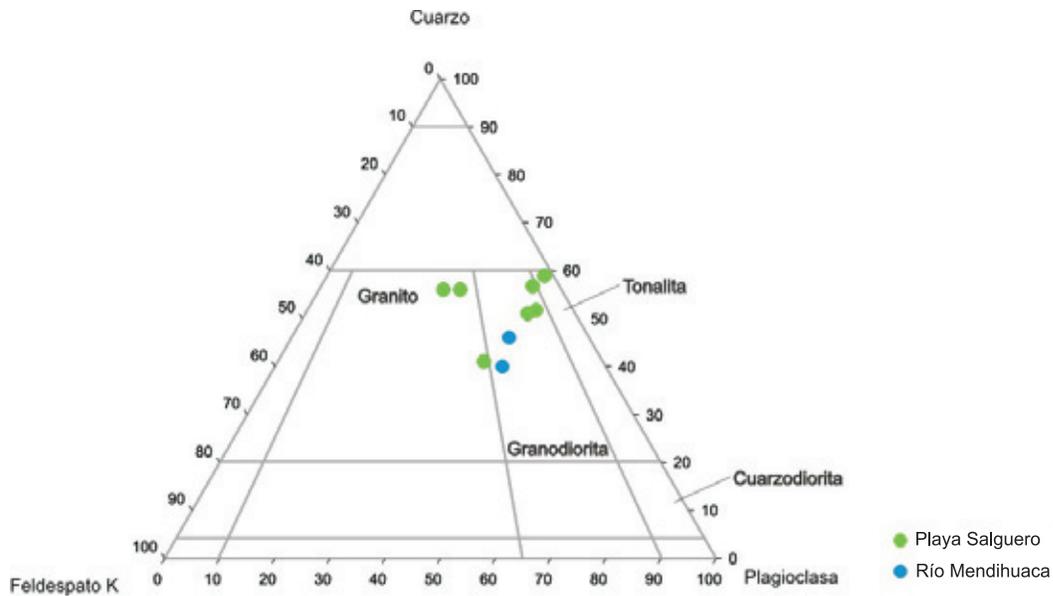


Fig. 2.17. Diagrama de clasificación de Streckeisen, para los leucogranitos de Playa Salguero y Río Mendihuaca.

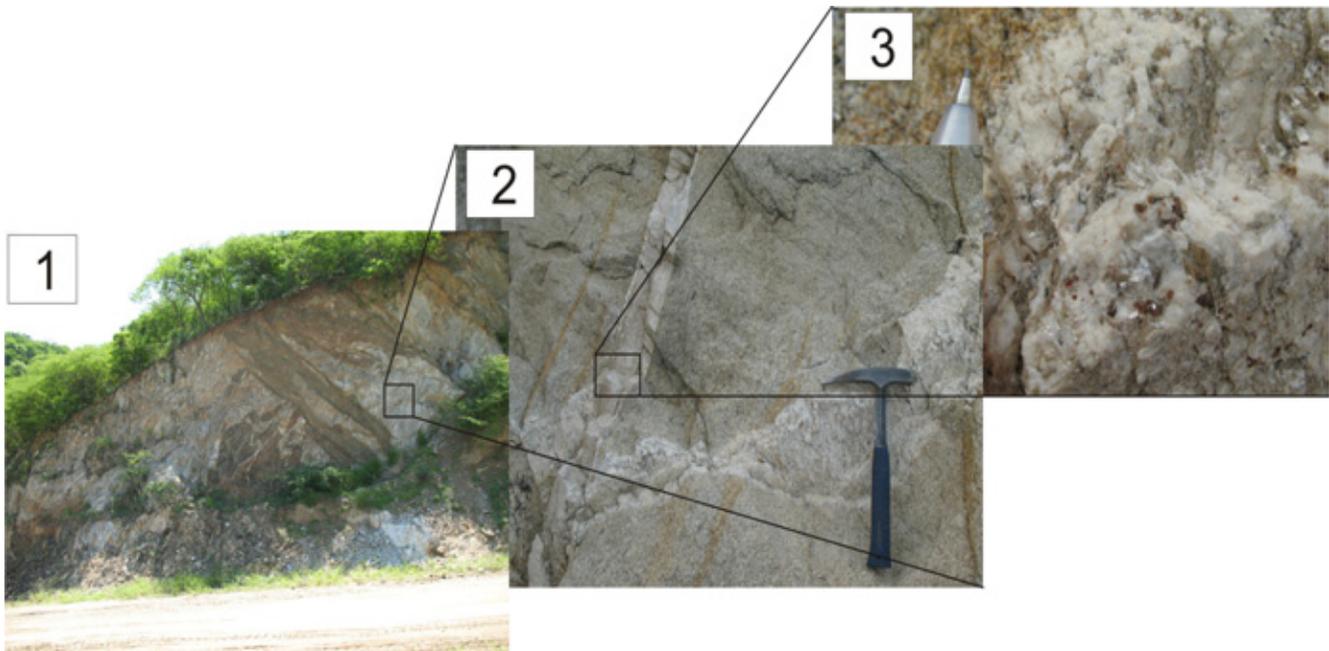


Fig. 2.18. Apariencia en afloramiento del leucogranito de Playa Salguero. **1)** Intrusión de granito en los esquistos de Santa Marta. **2)** Apariencia de afloramiento del granito, cortado por diques leucocráticos con granate. **3)** Detalle de enriquecimiento en moscovita (mayor tamaño) y granate en los diques leucocráticos y en los alrededores de la intrusión.

oligoclasa, generalmente con zonación oscilatoria y la mayoría presentan bordes irregulares, indicando variaciones durante la cristalización. Son comunes las inclusiones de moscovita, las texturas mirmekíticas en el contacto con feldespato potásico, pero no se presentan texturas

antiperfíticas. No presenta alteraciones importantes, sólo algo de sericita en algunas muestras.

El feldespato potásico, de tipo ortoclasa, compone en la mayoría de los casos un 25% de las rocas de este cuerpo. Se presenta bastante limpio, sin alteraciones ni inclusiones. Presenta exolución al contacto con plagioclasa, pero son ausentes las perfitas, señalando la cristalización de las dos fases (plagioclasa y feldespato) como fases independientes. Al igual que en el BSM, en el granito de Playa Salguero la ortoclasa cristaliza en espacios intercristalinos, con pequeños cristales anédricos; sin embargo algunos conforman grandes oikocristales, los cuales indican baja nucleación, pero una tasa de crecimiento alta.

El cuarzo se presenta generalmente componiendo entre el 30 y el 50% de la roca. Se encuentra en cristales de tamaños medianos a pequeños, anédricos y como pequeñas inclusiones dentro de la plagioclasa. Generalmente se encuentra con evidencias de deformación.

La biotita generalmente comprende el 5% de las rocas. Ésta se presenta en cristales pequeños que conforman pequeños nidos de biotita, los cuales definen la lineación mineral en la mayoría de las muestras. Generalmente no presentan ningún tipo de alteración ni inclusiones.

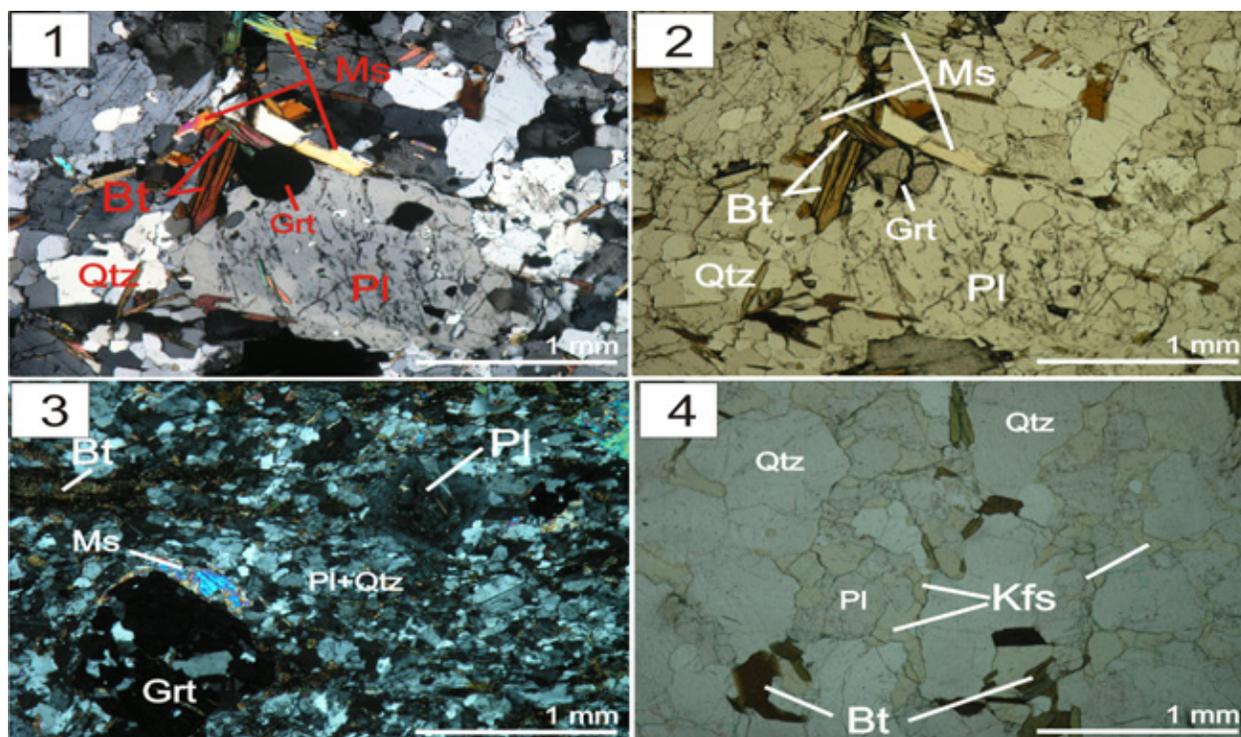


Fig. 2.19. Microfotografías de rocas correspondientes al leucogranito de Playa Salguero. **1 y 2)** Asociación mineralógica mas común en el leucogranito. **3)** Cristales de granate, plagioclasa y biotita deformados. **4)** Textura de una roca con feldespato potásico del leucogranito de Playa Salguero. 1 y 3 nicoles cruzados, 2 y 4 nicoles paralelos.

La moscovita normalmente compone entre el 5 y 10% de la roca, presenta tamaños de grano variables, desde medianos como cristales aislados en la muestra o asociados a la biotita en cúmulos, o en pequeños cristales como inclusiones en la plagioclasa. Se encontró que los cristales de moscovita con mayores tamaños se asociaban a zonas aledañas a diques leucocráticos (Fig 2.18). El leucogranito de Playa Salguero y los cuerpos graníticos al noreste del BSM son los únicos cuerpos en el que cristaliza esta fase mineral.

Una de las principales particularidades de este cuerpo es el contenido de granate, el cual puede llegar a constituir el 3% de la roca, sin embargo existen zonas mucho más ricas en este mineral, pero éstas, al igual que la moscovita de mayor tamaño, se encuentran dentro y en zonas aledañas a los diques leucocráticos. Es de color rojo intenso, posiblemente de composición almandino. Se le encuentra en cristales pequeños, redondeados, aislados, generalmente bastante frescos.

Como minerales accesorios se pueden encontrar apatito y circón, siendo mucho más importante tanto en tamaño como en cantidad el apatito. El contenido de circón, contrario a lo que se estimaba es bastante bajo, lo cual dificultó la separación de esta fase para fechamientos por U/Pb.

Las alteraciones son prácticamente ausentes dentro del leucogranito, a diferencia del importante contenido de epidota-clinozoicita secundaria que presenta el BSM, y no se presentan enclaves, sin embargo son comunes las zonas con enriquecimiento en biotita y diques félsicos que cortan el granito. La alineación mineral es fuerte y común a todo el cuerpo; marcada por cristales de biotita y moscovita, la cual pareciera concentrar nidos de biotita a lo largo de delgadas bandas.

Por otra parte, los cuerpos graníticos de Mendihuaca y del W del plutón de Buritaca se encuentran en zonas de difícil acceso. Por lo tanto las muestras que se obtuvieron de estos fueron cedidas por el Proyecto “Evolución Geohistorica de la Sierra Nevada de Santa Marta” (Inve-mar-Ingeominas-Ecopetrol). Estos cuerpos son idénticos en composición al granito de Playa Salguero (Fig. 2.17), como así mismo lo son sus relaciones texturales. Sin embargo, y teniendo en cuenta las limitaciones que implica la observación de tan sólo las láminas delgadas, pareciera que en los granitos de la zona oeste del plutón de Buritaca es más común o mayor la deformación milonítica, posiblemente ocurrida a menos de 300°C (Passchier y Trouw, 2005) (Fig. 2.20).

2.3 PLUTÓN DE BURITACA

El plutón de Buritaca es un cuerpo intrusivo ubicado al NE del BSM (Fig. 2.21) que fue descrito por Tschanz et al. (1969) como parte del complejo intrusivo de Santa Marta, junto con el BSM. Esto debido a que ambos están compuestos por rocas similares.

Al igual que el BSM, el plutón de Buritaca es descrito por Tschanz et al. (1969) como compuesto por cuarzodioritas de biotita y anfíbol, con un lineamiento mineral moderado. El autor identifica solamente algunas diferencias mineralógicas menores como un mayor pleocroismo y color verde más oscuro en las hornblendas y biotitas del plutón de Buritaca con respecto a las encontradas en el BSM. Estas diferencias estarían relacionadas a una mayor diferenciación de los materiales que componen este cuerpo.

Durante el trabajo de campo fue imposible acceder a este cuerpo debido a múltiples factores. Por lo cual, para su descripción se utilizan muestras y descripciones de campo cedidas por el Proyecto “Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta” (Invemar-Ingeominas-Ecopetrol). Las descripciones de campo indican que la masa principal, con algo de lineación mineral contiene una gran cantidad de enclaves y xenolitos. Los enclaves presentan variaciones importantes en su contenido mineralógico y los xenolitos corresponden a gneises bio-

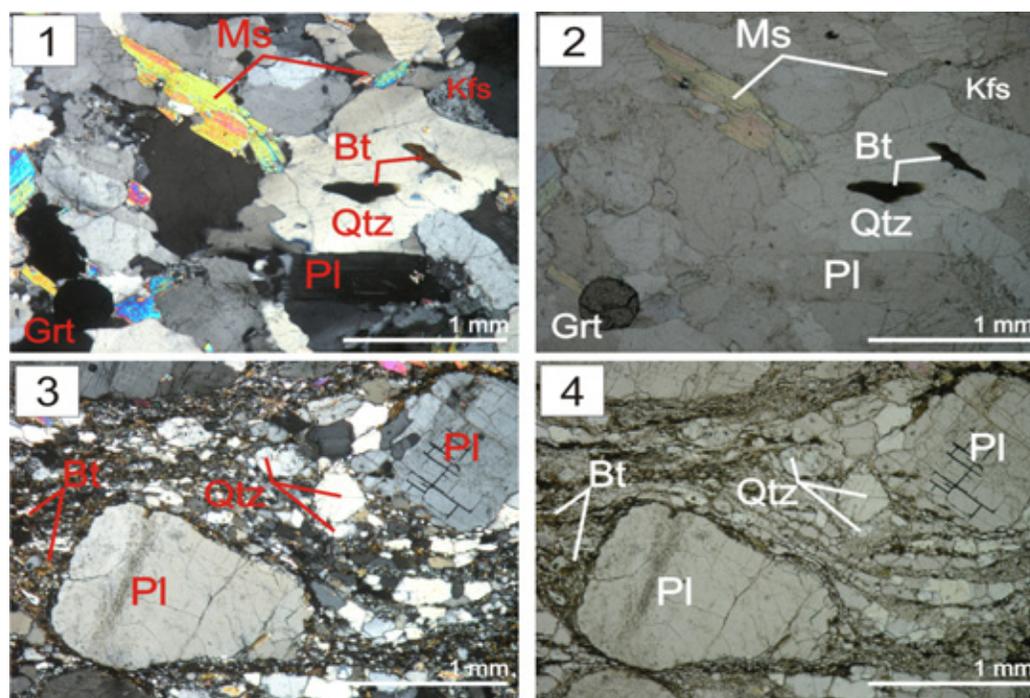


Fig. 2.20. Microfotografías de rocas correspondientes a los Leucogranitos del Río Mendihuaca. **1 y 2)** Asociación mineralógica más común en el leucogranito. **3 y 4)** Deformación cataclástica en zonas miloníticas sobre los leucogranitos del Río Mendihuaca. 1 y 3 nicoles cruzados, 2 y 4 nicoles paralelos.

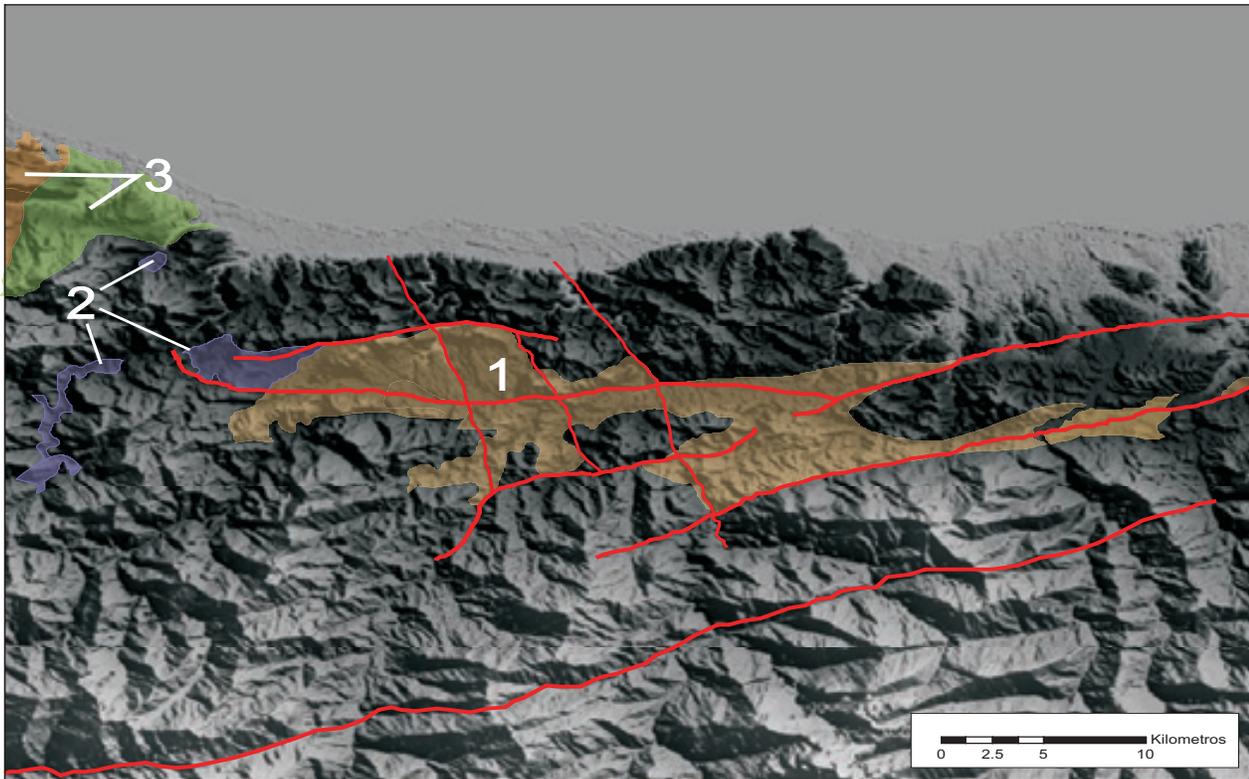


Fig. 2.21. Mapa de ubicación del plutón de Buritaca. **1)** plutón de Buritaca, **2)** Granitos leucocráticos del NE del Batolito de Santa Marta, **3)** Punta NE del BSM, en verde facies poikilitica de este batolito. Modificado de Tschanz et al. (1969). En líneas rojas se indican las principales fallas asociadas al plutón de Buritaca y que posiblemente hayan jugado un papel importante en el emplazamiento de este cuerpo.

títicos con algo de asimilación, al igual que algunos encontrados en el BSM en la zona norte (Fig.2.8).

Las muestras analizadas petrográficamente presentan una composición tonalítica para la masa granítica principal y se analizó un enclave que presenta composición cuarzdiorítica (Fig. 2.22). Las características petrográficas de estas rocas son bastante similares a las que componen el BSM.

La plagioclasa es generalmente zonada, pero presenta un mayor grado de fracturamiento que la plagioclasa del BSM (excepto en las zonas cataclásticas), fracturas que algunas veces han sido rellenadas por epidota-clinozoicita. Así mismo sucede con el cuarzo, el cual se presenta de manera policristalina (Fig. 2.23).

El feldespato potásico, presenta en el plutón de Buritaca las mismas texturas de cristalización que en el BSM. Por lo tanto presenta la característica textura poikilitica, incluyendo cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita en estados más primitivos de la cristalización (Fig. 2.23). La crista-

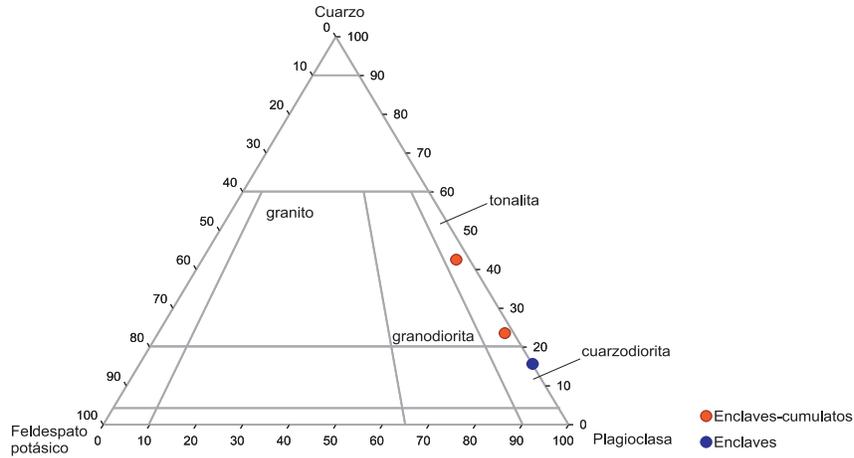


Fig. 2.22. Diagrama de clasificación de Streckeisen, para las rocas que componen el Plutón de Buritaca.

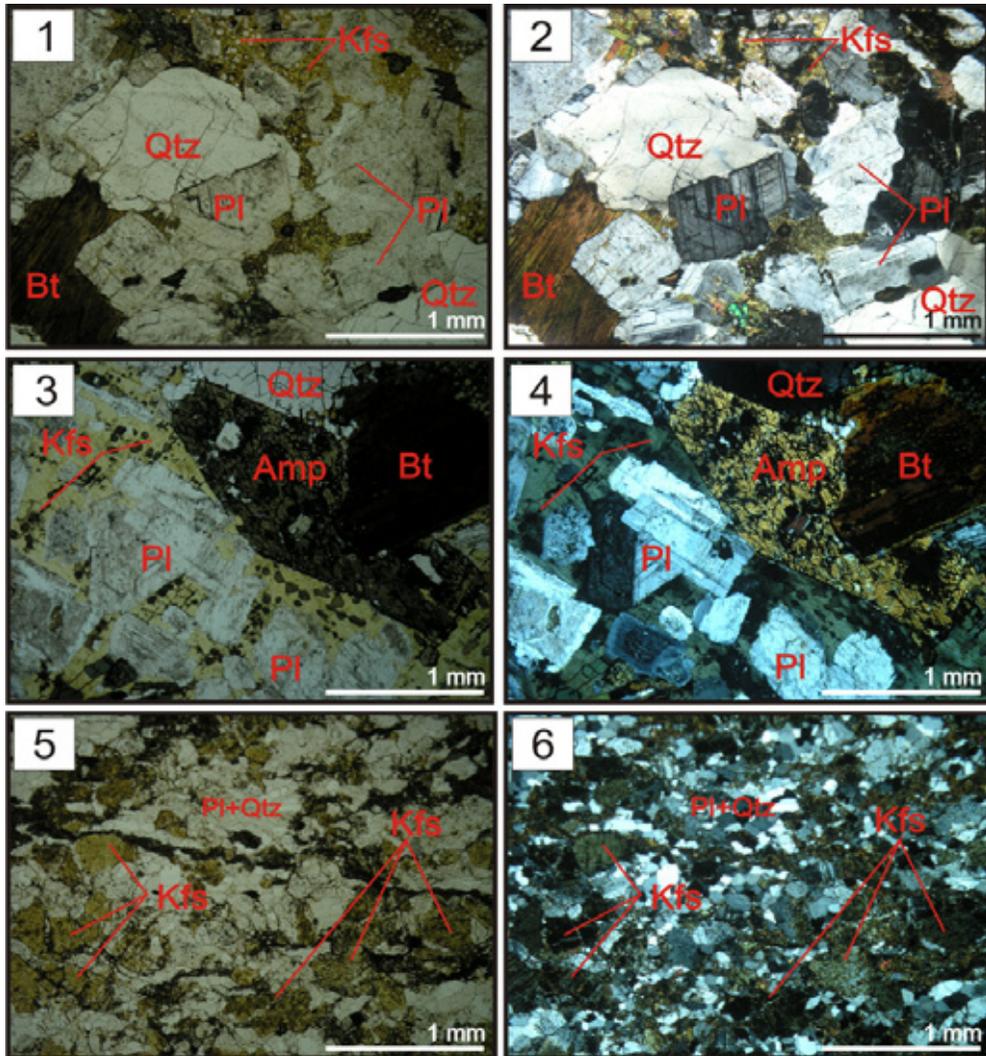


Fig. 2.23. Microfotografías de las rocas que componen el plutón de Buritaca. **1 y 2)** Texturas características de la masa granítica principal que compone el plutón de Buritaca. **3 y 4)** Textura poikilitica en cristal de feldespato potásico, textura característica de este mineral en el plutón de Buritaca y el BSM. **5 y 6)** Intensa deformación en dique aplítico que corta el plutón de Buritaca. 1,3 y 5 nícoles paralelos, 2,4 y 6 nícoles cruzados.

linidad y tamaño de los cristales de anfíbol y biotita vs. cristales de plagioclasa indican que los primeros habrían crecido antes y/o con tasas de crecimiento mayores a los segundos.

El anfíbol y la biotita en la mayoría de los casos se encuentran formando cúmulos de cristales euédricos y pueden presentar reemplazamiento parcial por clorita y/o epidota-clinozoicita (Fig. 2.23).

Las descripciones de campo indican que el plutón de Buritaca se encuentra cortado por diques aplíticos, con características petrográficas similares a los diques encontrados en el BSM. Sin embargo, algunos de éstos presentan deformación intensa predominando la deformación frágil (Fig. 2.23), indicando que la deformación podría haberse concentrado en ciertos planos o zonas de mayor debilidad, en este caso posiblemente en los diques más tardíos.

Es clara la gran similitud que hay entre el plutón de Buritaca y el Batolito de Santa Marta, tanto petrográficamente como a nivel de afloramiento. Lo cual podría ser interpretado como una similitud en los procesos de generación y evolución magmática. Aunque la petrografía indique una similitud en la formación de estos dos cuerpos, a escalas mayores las diferencias son claras, específicamente en la orientación de los cuerpos. El BSM presenta una forma alargada en sentido NE, mientras que el plutón de Buritaca presenta una orientación E-W, indicando una posible diferencia en la distribución de esfuerzos durante la intrusión de ambos cuerpos. Además, la intrusión del plutón de Buritaca se da (a grandes rasgos) a unos 45° con respecto a las estructuras regionales, lo que implica una superposición de una deformación E-W. Régimen de esfuerzo que probablemente habría estado dominado por la falla de Oca y que habría facilitado el ascenso de los magmas en esta zona (Fig. 2.15).

2.4 PLUTÓN DE LATAL

El plutón de la quebrada Latal, es un cuerpo intrusivo aislado, de aprox. 30 km², localizado a unos 20 km al SSE del BSM (Fig. 2.24). Fue descrito por Tschanz et al. (1969) como un cuerpo intrusivo correspondiente a los intrusivos paleocenos de la zona occidental de la SNSM: Está compuesto principalmente por dioritas hornbléndicas, con algunos cuerpos menores de hornblenditas que intruyen la diorita y forman segregaciones y diques. El origen de este cuerpo no es claro para dicho autor, quien propone una dudosa anatexis durante la orogenia del Terciario temprano.

La geología de campo de este cuerpo fue bastante complicada debido a su pobre afloramiento.

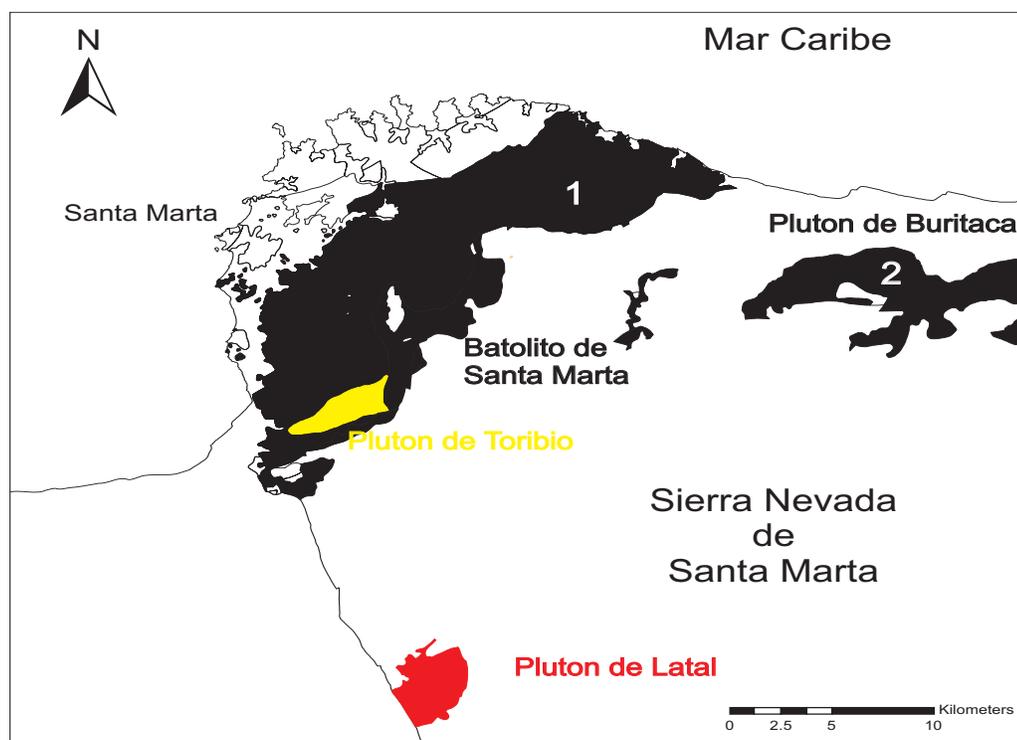


Fig. 2.24 Mapa de ubicación de los cuerpos intrusivos Paleoceno-Eoceno de la SNSM. En rojo el plutón de Latal y en amarillo el plutón de Toribio. Modificado de Tschanz et al. (1969).

to y las complejas relaciones entre las diferentes rocas que lo componen. Es claro que este cuerpo presenta las rocas más máficas y así mismo la mayor variación en rocas de este tipo entre los cuerpos estudiados. Está compuesto principalmente por una masa de cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas de grano medio, con una orientación bastante clara, marcada por los minerales máficos (hornblenda y biotita) (Fig. 2.25).

En la masa principal, la plagioclasa se encuentra en tamaños de medio a fino, constituyendo entre el 10 y 40% de la roca, con composiciones moderadamente ácidas (andesina a labradorita). Generalmente presentan zonación oscilatoria y bordes irregulares. No se encuentran muy alteradas aunque es común algo de alteración a sericita y fracturas rellenas de epidotoclinozocita.

El cuarzo compone hasta el 15% de la roca, en cristales de tamaño medio a fino. En la mayoría de los casos es policristalino, y es común encontrar extinción ondulatoria en biotita y algo de maclas dobladas en plagioclasa, evidenciando un leve grado de deformación por encima de los 300°C (Passchier y Trouw, 2005) (Fig.2.25).

El anfíbol corresponde comúnmente al 40% de la roca, generalmente de mayor tamaño que la plagioclasa. Casi siempre está formando cúmulos de anfíbol y algo de biotita, cúmulos que

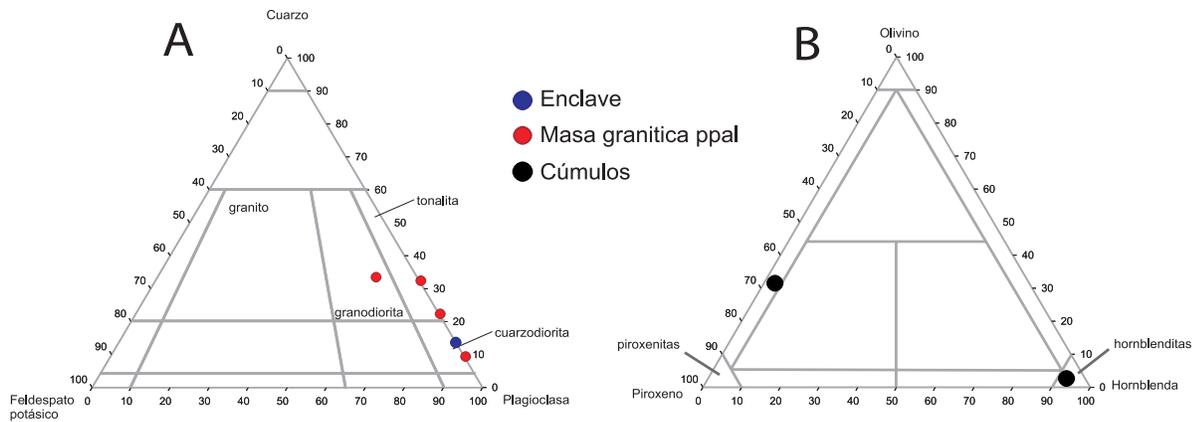


Fig. 2.25. Diagrama de clasificación de Streckeisen para las rocas que componen el Plutón de Latal. **A)** Masa granítica principal (naranja) y enclaves (azul). **B)** Cúmulos máficos asociados al Plutón de Latal (negro).

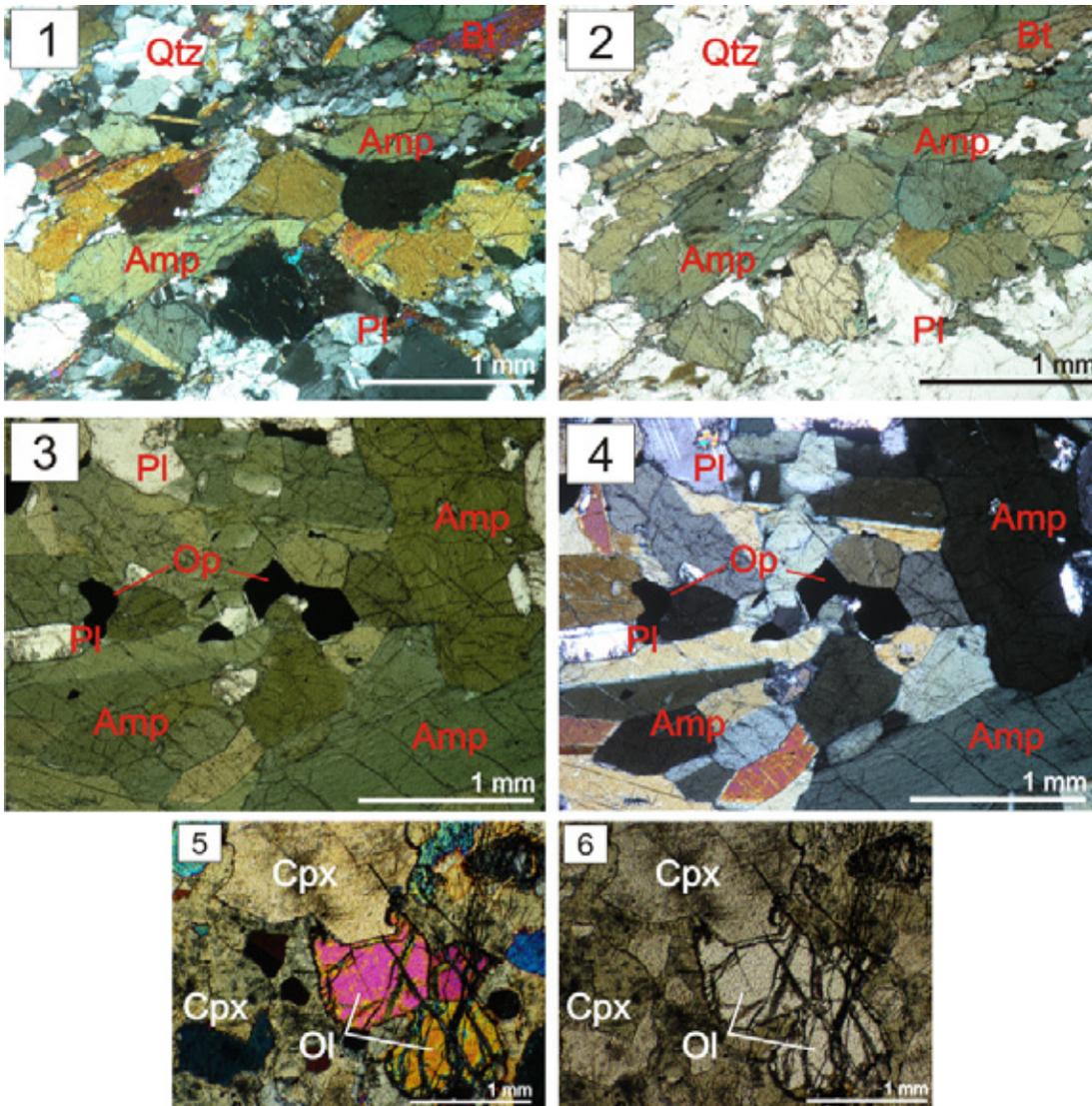


Fig. 2.26. Microfotografías que ilustran las generalidades y particularidades de las rocas que componen el plutón de Latal. **1 y 2)** Apariencia general de la masa granítica principal que compone el plutón de Latal. **3 y 4)** Hornblendita cumulítica. **5 y 6)** Piroxenita cumulítica con olivino. 1, 3 y 5 nicoles paralelos y 2, 4 y 6 nicoles cruzados.

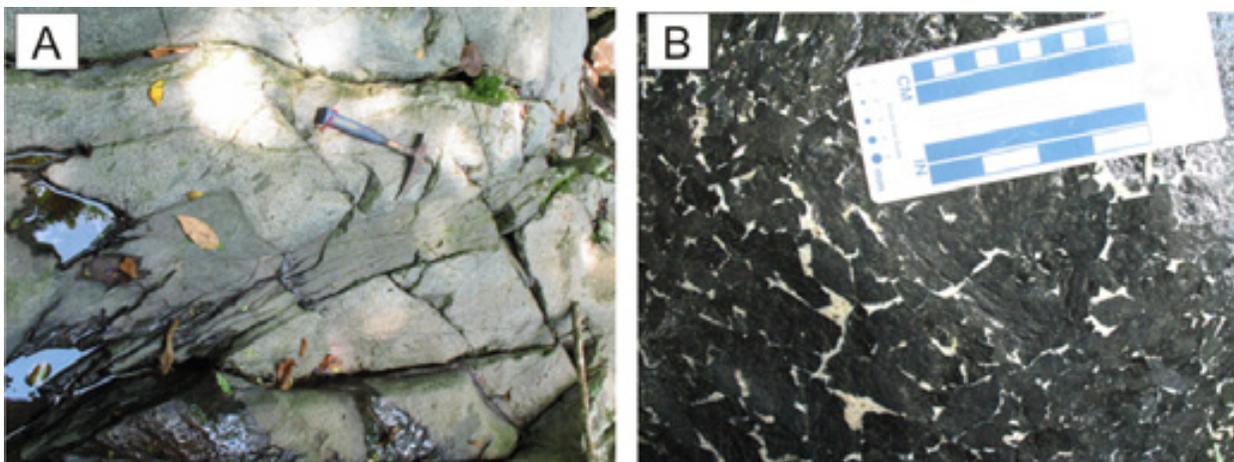


Fig. 2.27. A) Apariencia general de la masa granítica principal que compone el plutón de Latal, cortada por un dique de grano fino y algunos enclaves orientados en el sentido de la foliación de la roca. **B)** Hornblendita cumulítica en el plutón de Latal. Obsérvese el carácter pegmatítico de los cristales de anfíbol y la plagioclasa relleno los espacios entre éstos.

definen el lineamiento en la roca. Como alteración presenta en algunos casos algo de cloritización y reemplazamientos parciales de epidota-clinozoicita (Fig. 2.26).

Los minerales opacos generalmente conforman entre el 1 y 2% de la totalidad de la roca, algunos se pueden encontrar como cristales aislados, pero la mayoría se encuentran asociados al anfíbol y biotita en cúmulos (Fig. 2.26).

Los minerales de alteración siguen el mismo patrón que en otros cuerpos. No son muy abundantes, sin embargo se pueden encontrar algunos cristales parcialmente reemplazados por epidota-clinozoicita. Esta asociación también se puede encontrar relleno cavidades o espacios intracristalinos.

Los enclaves máficos son bastante comunes, presentan un tamaño de grano similar al de la masa principal, y se clasificaron como cuarzodioritas y dioritas (Fig. 2.24), compuestas principalmente por hornblenda, biotita y plagioclasa. Al igual que la masa principal presentan una fuerte orientación y generalmente se los encuentra orientados en el sentido de la foliación de la roca (Fig. 2.27A).

Es común encontrar diques máficos de grano fino cortando el granitoide en diferentes direcciones (Fig. 2.27A). No es clara una relación genética de estos diques con los enclaves. Sin embargo, éstos posiblemente correspondan a procesos análogos, siendo más tardía la intrusión de los diques, impidiendo la disgregación de estos en enclaves como sí pudo haber ocurrido anteriormente en la formación de los enclaves (Fig. 2.5).

Dentro del plutón de Latal, pero sin ser clara la relación con éste, se encuentran cuerpos (de dimensiones no precisadas) de horblenditas y piroxenitas, generalmente pegmatíticas. Estas están compuestas en más de un 90% de anfíbol euédrico y algo de plagioclasa (Fig. 2.25 y 2.27 B). En algunas de estas rocas cumúlíticas se encontraron dos tipos de anfíbol, uno posiblemente actinolita-tremolita y otro hornblenda. Así mismo el anfíol se encontró como producto de uralitización de piroxenos en cumulatos de grano fino. También se encontró uno de estos cuerpos cúmúlíticos compuesto principalmente por clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno y anfíbol (Fig. 2.26 E-F). La interpretación dada a estos cuerpos es de masas cumúlíticas, formadas por la precipitación de cristales durante un proceso de cristalización fraccionada y los cuales se acumulan en las partes bajas de la cámara magmática.

2.5 PLUTÓN DE TORIBIO

El plutón de Toribio es un pequeño cuerpo (20 km²), alargado en sentido NE e incluido dentro del BSM, cuyas relaciones de campo no pudieron ser determinadas (Fig.2.24). Tschanz et al. (1969) identifica este cuerpo como intrusivo correspondiente a los intrusivos paleocenos de la zona occidental de la SNSM, principalmente compuesto por dioritas hornbléndicas. Este autor indica que la clasificación que hizo de este cuerpo obedece principalmente a la similitud de éste con el plutón de Latal. Sin embargo, en su descripción deja notar una gran incertidumbre en cuanto al origen de este cuerpo y deja abierta la posibilidad de que sea un fragmento de un esquistó anfibólico granitizado o una zona del magma intensamente contaminada por la roca caja.

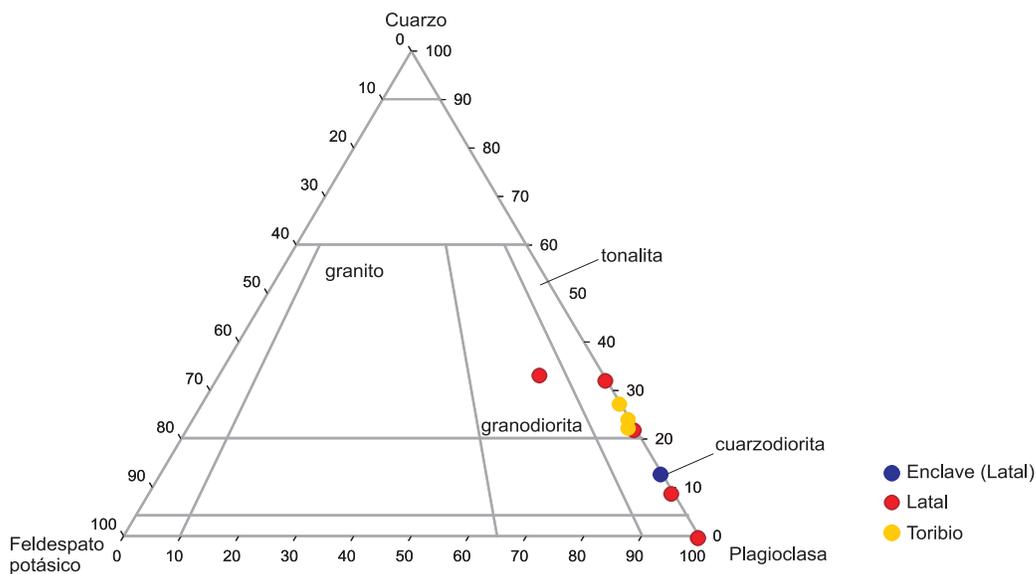


Fig. 2.28. Diagrama de clasificación de Streckeisen, para las rocas que componen los plutones de Latal y Toribio.

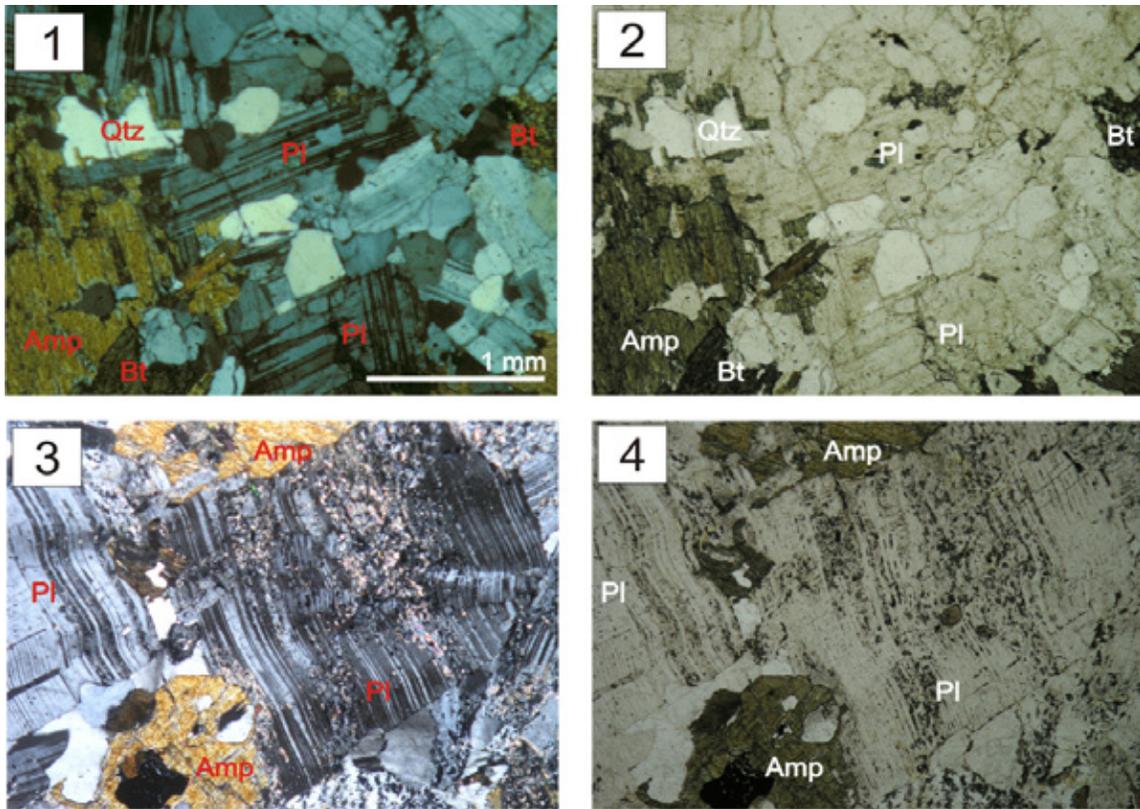


Fig. 2.29. Microfotografías en muestras del plutón de Toribio. **1 y 2)** Asociación y textura típica de la masa granítica principal del plutón de Toribio. Nícoles cruzados y paralelos, respectivamente. **3 y 4)** Intensa deformación en estado semiplástico en el plutón de Toribio. Nícoles cruzados y paralelos respectivamente.

Durante el trabajo de campo fue imposible acceder a este cuerpo debido a múltiples factores. Por lo cual para su descripción se utilizan muestras cedidas por el Proyecto “Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta” (Invemar-Ingeominas-Ecopetrol).

Tschanz et al. (1969) describe este cuerpo como compuesto casi en su totalidad por dioritas hornbléndicas idénticas a las encontradas en el plutón de Latal, aunque están ausentes las apariciones de hornblenditas pegmatíticas que ocurren en ese intrusivo.

Las rocas analizadas del plutón de Toribio indican que está compuesto por rocas tonalíticas, de grano medio, moderadamente foliadas, compuestas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita y en ocasiones se puede encontrar algo de feldespato potásico asociado a relleno de fracturas. Además se agrupan bastante bien el diagrama QAP, indicando una alta homogeneidad composicional a lo largo del cuerpo (Fig. 2.28).

Es común encontrar la plagioclasa deformada, principalmente en ambiente deformacional frágil, sin embargo en una de las muestras se observó una intensa deformación en estado plás-

tico, similar a la observada en las zonas de alta deformación en el BSM. A esta deformación plástica se superpone una deformación frágil (Fig 2.29).

El anfíbol y la biotita se encuentran generalmente formando cúmulos con los minerales opacos, como es común en el BSM. Normalmente alterados a clorita y/o parcialmente reemplazados por epidota-clinozoicita (Fig. 2.29).

Las características petrográficas observadas en el plutón de Toribio son bastante similares a las observadas en el BSM, tanto mineralógica, como textural e incluso en cuanto a alteraciones.

3. GEOCRONOLOGÍA

Uno de los objetivos principales del presente trabajo fue la determinación de una serie de edades, tanto de cristalización como de enfriamiento, que permitieran (1) identificar los diferentes pulsos magmáticos en los cuales fueron emplazados el Batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas; y (2) Calcular las tasas de enfriamiento asociadas al levantamiento por actividad tectónica en la zona.

La determinación de las edades de cristalización se realizó con la técnica de U/Pb en circón mediante LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) en las instalaciones del Centro de Geociencias CGEO-UNAM.

Las edades de enfriamiento fueron determinadas bajo la metodología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con calentamiento por pasos en concentrados cristalinos de hornblenda, biotita y feldespato potásico. Dichos análisis fueron realizados en las instalaciones del Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

3.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1.1 Metodología U/Pb en circón

La metodología del fechamiento por U/Pb se basa en el decaimiento radioactivo que sufre el U a Pb de manera natural. El plomo tiene cuatro isotopos estables, de los cuales sólo el ^{204}Pb (Pb común) no es radiogénico, mientras que el ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb son radiogénicos y provienen de una compleja serie de decaimientos desde el U y Th (Tabla 3.1).

Esta serie de decaimientos permite tener tres geocronómetros en un mismo sistema, los cuales pueden ser descritos así:

$$\begin{aligned}
 {}^{206}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{206}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} \\
 {}^{207}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{207}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} \\
 {}^{208}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{208}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1) / {}^{204}\text{Pb}
 \end{aligned} \tag{1}$$

Donde P es la abundancia del isótopo en la muestra y la i es la abundancia isotópica inicial. El circón es un mineral especialmente apropiado para los fechamientos por U/Pb pues en el momento de su formación incluye en su estructura cristalina una gran cantidad de U pero no incluye Pb, por lo cual las ecuaciones (1) pueden ser simplificadas a las ecuaciones (2).



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Tabla 3.1. Relación de los isótopos más abundantes de Pb, sus isótopos padres y constantes de decaimiento y vidas medias de cada una de las reacciones. Modificado de Dickin (2005).

Isótopo padre	Isótopo hijo	Vida media (años)	Constante de decaimiento (λ)
^{238}U	^{206}Pb	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}
^{235}U	^{207}Pb	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}
^{232}Th	^{208}Pb	14.010×10^9	0.49475×10^{-10}

Cuando la sistemática U/Pb de un cristal de circón ha permanecido cerrada, la edad definida por su relación isotópica debe ser proporcional a dicha relación. Esto permitió la construcción

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} \right) = \left(e^{\lambda_{238}t} - 1 \right) \quad \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} \right) = \left(e^{\lambda_{235}t} - 1 \right) \quad (2)$$

de la llamada línea de concordia (Wetherill, 1956), línea sobre la cual deberían caer todos los sistemas cuyas relaciones isotópicas de U/Pb correspondan puramente al decaimiento radioactivo y la edad se llama concordante (Fig. 3.2) (Dickin, 2005).

Sin embargo, la metodología de U/Pb es bastante robusta y permite que aunque una edad sea discordante, esta discordancia tenga un significado geológico. Ésta generalmente representa una apertura del sistema implicando una pérdida Pb o ganancia de Pb común, lo cual puede estar asociado a un evento de recalentamiento o metamorfismo posterior (Fig. 3.2).

Como se mencionaba anteriormente, el circón es un mineral ideal para este tipo de fechamientos, pues incorpora una importante cantidad de U (>100 ppm) y una mínima cantidad de Pb al momento de su formación y además su estructura es bastante fuerte, lo que permite retener los isótopos radiogénicos.

Por lo tanto, este método permite fechar la cristalización de un magma o eventos de metamorfismo de alto grado, además de que este mineral se puede encontrar en una amplia gama de magmas. Por otra parte, al tener alta resistencia a la erosión y al deterioro químico es apto para fechar aportes sedimentarios y protolitos metamórficos (Dickin, 2005; Parrish y Noble, 2003; Faure, 2005).

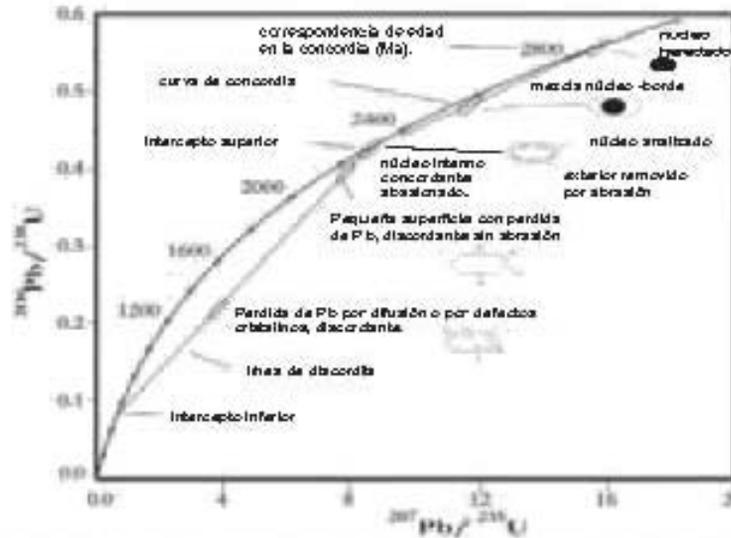


Fig. 3.2. Diagrama de concordia de Wetherill donde se han graficado análisis en zircon con edades concordantes y edades discordantes. Tomado de Parish y Noble, (2003).

3.1.2 Metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La metodología del fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presenta importantes similitudes con el método K/Ar; esta similitud radica principalmente en que $^{40}\text{Ar}^*$ es el ^{40}Ar producido por el decaimiento radiactivo del ^{40}K y el $^{39}\text{Ar}_K$ es el ^{39}Ar producido a partir de ^{39}K por la irradiación con neutrones, lo cual equivale a realizar una medición indirecta del K mediante la medición del $^{39}\text{Ar}_K$. Esto permite realizar la medición de ambos isótopos por un mismo método y de manera simultánea sobre la misma alícuota de muestra. Esta técnica también permite realizar la liberación del argón contenido en la muestra por pasos sucesivos, lo que equivale a ir liberando el argón que se encuentra en diferentes dominios del cristal, logrando así evaluar la homogeneidad de estos dominios o identificar pérdidas o ganancias de argón extrañas que hubieran ocurrido después de que el mineral pasó por la temperatura de cierre (Faure y Mensing, 2005; McDougall y Harrison, 1999).

Teniendo en cuenta que los dominios de energía de activación más baja corresponden a sitios donde el argón presenta una mayor facilidad de ser perturbado, mientras que el argón alojado en dominios de energía de activación más alta presenta mayor resistencia a la perturbación. Siendo así, esperaríamos que una muestra que no ha sido perturbada térmicamente desde el momento de su formación, al ser calentada gradualmente libere de forma homogénea el $^{40}\text{Ar}^*$ atrapado en su estructura cristalina. En el caso de una muestra perturbada térmicamente, que genere movilización del argón incluyendo pérdida del $^{40}\text{Ar}^*$, presentará una liberación inhomogénea al incrementar la temperatura de liberación del argón en el laboratorio. Esta característica del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ofrece la ventaja de poder distinguir la presencia de un evento

de perturbación térmica al aplicar la técnica de calentamiento gradual de la muestra, lo cual permite la reconstrucción de la historia de enfriamiento de la muestra (Faure y Mensing 2005; McDougall y Harrison, 1999).

La medición de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ en el espectrómetro de masas en cada paso de calentamiento permite calcular una edad para cada paso mediante la ecuación 3.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) + 1 \right] \quad (3)$$

Donde λ es la constante de decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ar y ^{40}Ca y J es el parámetro de irradiación. El valor de J depende del flujo de neutrones durante la irradiación en el reactor nuclear y del tiempo de irradiación. Para determinar J se irradia junto con las muestras un estándar de edad bien conocida. La relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ es medida en el espectrómetro y reemplazada junto con la edad conocida del estándar en la ecuación 3, obteniendo así el valor de J .

Debido al hecho de que no todos los isótopos de Ar medidos en el espectrómetro corresponden a isótopos producidos por el decaimiento de K a Ar, algunas correcciones deben ser aplicadas. La más importante de éstas es la corrección por el Ar atmosférico (ecuación 4), donde el valor de 295.5 corresponde al valor $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la atmósfera terrestre. Existen además correcciones asociadas a las llamadas reacciones de interferencia (Tabla 3.2), reacciones de iones de Cl, K, Ar y principalmente Ca, que ocurren durante el proceso de irradiación y que forman, como isótopos hijos, isótopos de K, que pueden interferir finalmente con la cantidad de $^{39}\text{Ar}_K$ que

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right) - 295.5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right) \quad (4)$$

Tabla 3.2. Reacciones de interferencia que ocurren durante el proceso de irradiación y que pueden modificar las relaciones isotópicas naturales de Ar medido luego de la irradiación.

Isótopo Ar hijo	Ca	K	Ar	Cl
^{36}Ar	^{40}Ca			^{35}Cl
^{37}Ar	^{40}Ca	^{39}K	^{36}Ar	
^{38}Ar	^{42}Ca	^{39}K	^{40}Ar	^{37}Cl
		^{41}K		
^{39}Ar	^{42}Ca	^{39}K	^{38}Ar	
	^{43}Ca	^{40}K	^{40}Ar	
^{40}Ar	^{43}Ca	^{40}K		
	^{44}Ca	^{41}K		

queremos medir y que sería generada por la transformación del ^{39}K en ^{39}Ar cuando la muestra es bombardeada con neutrones rápidos en el reactor nuclear durante el proceso de irradiación (McDougall y Harrison, 1999; Faure y Mensing, 2005).

3.2. METODOLOGÍA

A continuación se hace una revisión de la metodología usada para la obtención de los datos geocronológicos, tanto por la metodología U/Pb (LA-ICP-MS) en circón como $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento por pasos en hornblenda, biotita y feldespato potásico. La metodología incluye la preparación del concentrado mineral, el análisis y la posterior manipulación de los datos.

3.2.1 Análisis U/Pb LA-ICP-MS en circones

Para la concentración de circones se trituró una cantidad aproximada de 5 kg de muestra con la ayuda de una prensa hidráulica para llevar la roca a fragmentos tamaño grava y posteriormente la muestra fue pulverizada usando una trituradora de mandíbulas. El triturado se tamizó usando una serie de mallas número 32, 60, 80 y 100. De las fracciones obtenidas se seleccionó la fracción con tamaños de grano menores a malla No. 80 y mayores a malla 100. Esta fracción fue lavada repetidas veces con agua corriente, dejando decantar el material más pesado y desechando el sobrenadante. Posteriormente la muestra fue secada en un horno a 70 °C durante 12 horas. Luego de este lavado se realizó una separación entre materiales de alta y de baja susceptibilidad magnética, mediante un separador magnético de Franz. Primero se realizó una separación usando el equipo como un imán de mano para quitar los minerales más susceptibles, posteriormente se procedió a hacer una separación con el equipo a 2.0A para separar la fracción no susceptible. Posteriormente a esta fracción no magnética se le realizó una separación por densidades, en la cual se pasó la muestra por yoduro de metileno líquido (MEI) con una densidad de 3.1 g/cm³, precipitándose al fondo los minerales con densidades mayores, entre los que se encuentra el circón ($\delta\rho = 4.68$), mientras que el resto de los minerales flotan en el líquido.

De los circones recuperados se realizó una selección manual bajo la lupa binocular, teniendo en cuenta que los cristales seleccionados representaran las diferentes poblaciones encontradas en la muestra.

Los circones seleccionados fueron posteriormente montados en una resina epóxica, para luego ser pulidos. Luego de pulidos se tomaron imágenes de catodoluminiscencia con una cámara-

ra digital conectada a un microscopio binocular ELM 3R. Estas imágenes fueron usadas como apoyo para la selección de los sitios de análisis y para la interpretación de los resultados obtenidos. Posteriormente las muestras fueron lavadas con agua desionizada de resistividad 18.2 MΩ y, antes de ser introducidas en la celda de ablación, la superficie es limpiada con HNO₃ ultra puro (1 molM) para evitar impurezas o plomo común en la superficie.

El análisis de las muestras fue realizado en las instalaciones del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla (CGEO), donde se utilizó para la ablación un equipo láser Resolution M-50, láser excímero de ArF operado a 193 nm, 5 Hz y ± 8 J/cm²; estas condiciones permiten realizar cráteres de ablación de 34 μm de diámetro (Fig. 3.1). Este láser se encuentra adaptado a una estación de trabajo micro-controlada, con una celda de ablación de doble volumen, la cual es llenada de He al momento de la ablación y luego un flujo de N₂ y Ar transporta la muestra a un ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii (Fig. 4.1) (Solari et al., 2009).

Para cada una de las muestras fueron realizados 40 análisis puntuales en circones previamente seleccionados, analizando tanto los bordes como los núcleos de los cristales. La reducción de los datos de cada análisis fue realizado mediante un script para el software estadístico R, llamado Upb.age (Tanner y Solari, 2009). Este script realiza automáticamente el proceso de integración de las señales del ICP-MS y su respectiva corrección por blancos. También identi-



Fig.3.1. Equipo de LA-ICP-MS del Centro de Geociencias (CGEO-UNAM). **A)** Apariencia general del equipo. **B)** Detalle de celda de ablación y su cono interno de ablación. **C)** Cráter de ablación en círculo obtenido con los parámetros de operación descritos. Modificado de Solari et al. (2009).

fica, mediante regresión matemática, posibles “outliers” e inclusiones y los presenta para que éstos sean evaluados por el usuario. Posteriormente calcula las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ al igual que sus respectivos errores estándar a 1 sigma (Tanner y Solari, 2009).

Con la finalidad de hacer correcciones por el fraccionamiento intrínseco de los isotopos de Pb y la deriva instrumental, la secuencia de análisis incluye la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612) y la medición de un circón estándar por cada 5 mediciones de circones desconocidos (Solari, et al. 2009). En este caso se utilizaron circones del estándar Plešovice, el cual tiene una edad concordante calculada en 337.13 ± 0.37 Ma (2 sigma) (Sláma et al., 2008).

La metodología usada actualmente para el fechamiento por LA-ICP-MS no permite realizar corrección por plomo común, la cual es importante teniendo en cuenta la edad de las rocas implicadas en el presente estudio. Por lo tanto se utilizó la metodología propuesta por Andersen (2002) para realizar dicha corrección por métodos matemáticos. Además la presentación gráfica de los datos se realizó usando los diagramas de concordia de Tera y Wasserburg, (1972), pues éstos permiten, de manera gráfica evaluar el aporte de Pb común que posee el análisis (Parrish y Noble, 2003).

Luego de seleccionar los datos, éstos fueron graficados y calculada su edad, usando para esto el “add-in” para excel “Isoplot 3.0” (Ludwing, 2004). El cálculo de las edades fue realizado con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas de los análisis realizados. Posteriormente se realizó un proceso de selección de los datos, teniendo en cuenta varios parámetros, para así obtener una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (media ponderada). A la edad obtenida se le calculó en MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*), el cual es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos teniendo en cuenta su incertidumbre y se usa para expresar la dispersión de los datos. Generalmente un MSWD < 2.5 puede considerarse como una dispersión aceptable.

3.2.2 Análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con calentamiento por pasos en hornblenda, biotita y feldespato potásico

Para la realización de estas dataciones se seleccionaron muestras en las que se hubiera realizado el fechamiento por U/Pb en circón con LA-ICP-MS, que no presentara evidencias de meteorización y que los minerales fechables no presentaran reemplazamiento por otros minerales o inclusiones, que pudieran afectar los resultados.

De las muestras seleccionadas fue triturada una cantidad aproximada de 5 kg de muestra con la ayuda de una prensa hidráulica para llevar la roca a fragmentos de tamaño de grava y posteriormente la muestra fue pulverizada usando una trituradora de mandíbulas. El triturado se tamizó usando una serie de mallas número 20, 40, 60, 80 100 y 120, y de estas fracciones se seleccionaron las que permitieran tener el concentrado más puro con el mayor tamaño posible de los cristales. Las fracciones finalmente seleccionadas son listadas en la Tabla 3.3.

Posteriormente, cada una de las muestras fue lavada con agua deionizada de resistividad 18.2 M Ω para eliminar el polvo más fino y se pasaron por un baño ultrasónico durante 15 minutos para liberar los cristales de materiales adheridos a la superficie.

Para obtener un separado más puro se utilizó un separador magnético Frantz, variando las diferentes condiciones de operación según las características de cada muestra, con el fin de separar el material no susceptible de la fracción que fuera más susceptible

La biotita fue concentrada principalmente por “*paper shaking*”, obteniendo un excelente concentrado que posteriormente fue depurado en el microscopio binocular.

Tabla 3.3. Relación de minerales y tamaño de grano por muestra preparada para realizar datación por Ar/Ar.

Muestra	Fracción (Malla No.)	Mineral
BSM 111	20-40	Anfíbol
BSM 111	40-60	Biotita
BSM 111	60-80	Kfs
BSM 12E	40-60	Biotita
BSM 12E	20-40	Anfíbol
BSM 12E	60-80	Kfs
BSM 05	20-40	Anfíbol
BSM 05	40-60	Biotita
BSM 05	20-40	Biotita
BSM 05	60-80	Kfs

La hornblenda fue concentrada a partir de la fracción magnética en el separador magnético a 0.7 A, posteriormente fue pasada por MEI de 3.1 g/cm^3 y finalmente los cristales fueron seleccionados manualmente bajo el microscopio binocular.

Para el concentrado de feldespato potásico (Kfs) se utilizó la fracción no magnética a 2.0 A y ésta fue pasada por el líquido LST (politungstato de litio) con una densidad de 2.6 g/cm^3 .

Los concentrados minerales, luego de seleccionados, fueron nuevamente lavados con agua desionizada en un baño de ultrasonido por 15 minutos y posteriormente con acetona.

Los concentrados minerales fueron irradiados en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá, el cual trabaja normalmente a una potencia de 3 MWatts. La cápsula de irradiación, que contienen las muestras y monitores de irradiación, se cubre con una lámina de cadmio, lo cual inhibe la reacción que forma ^{40}Ar a partir de la reacción del ^{40}K con neutrones térmicos.

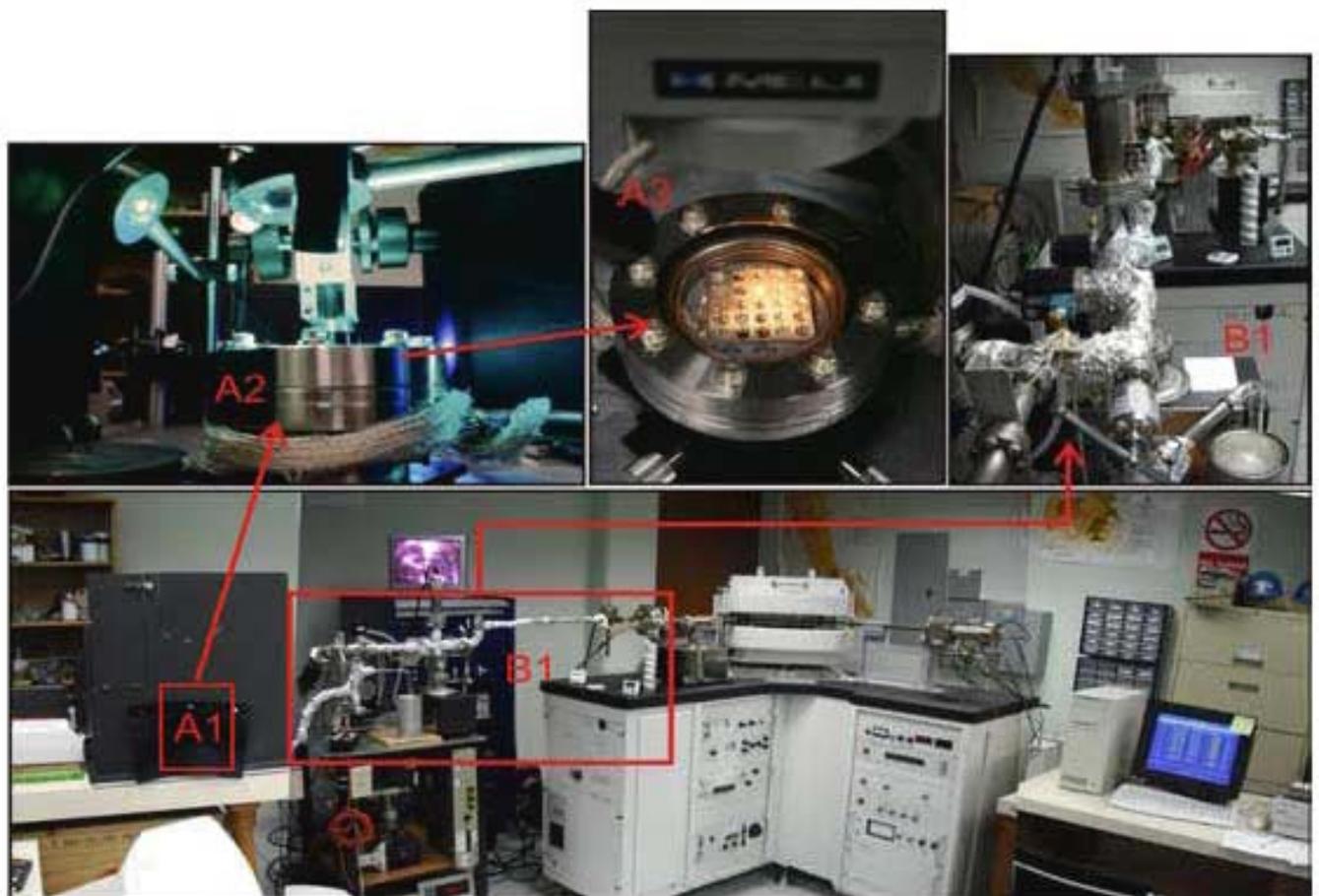


Fig. 3.2. Espectrómetro de masas VG5400 del laboratorio de geocronología del CICESE. **A1)** Zona de manipulación del portamuestras, **A2)** Laser incidiendo sobre el portamuestras, **A3)** Charola con 25 muestras dentro del portamuestras. **B1)** Línea de extracción y conducción de Ar desde la muestra al espectrómetro de masas.

Una vez irradiadas las muestras y los monitores, se determinó el factor “*J*” de irradiación, el cual en este caso fue de $J = 0.003180 \pm 0.000021$, calculado con el sanidino TCR 2 ($t = 27.87 \pm 0.04$ Ma) y el sanidino FCT 2 ($t = 27.84 \pm 0.04$ Ma).

El análisis isotópico de las muestras fue realizado en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), utilizando en todos los experimentos un espectrómetro de masas VG5400 para el análisis de gases nobles (Fig. 3.2). La celda de extracción de argón utiliza un láser de iones de argón Coherent Innova 70C para el calentamiento de las muestras (Fig. 3.2-A2).

Todos los experimentos fueron realizados por la metodología de calentamiento por pasos, incrementando la potencia del láser en cada paso de desgasificación, llegando hasta una potencia máxima de 6.9 Watts. Según la metodología usada en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, se realizó la corrida de un blanco o “*inlet*” antes de cada paso de desgasificación. Esto con el fin de conocer el valor de fondo (*background*) de Ar contenido dentro de la línea de extracción y el espectrómetro para restar éste a la señal obtenida durante la lectura de cada paso de calentamiento. Durante cada una de las mediciones, blanco y muestra, el espectrómetro realiza 20 mediciones para cada una de las masas desde la 36 hasta la 40, lo cual es necesario para una adecuada cuantificación de las masas y para verificar su homogeneidad. Así mismo, con el fin de comprobar la repetitividad del experimento, cada uno de éstos fue realizado en duplicado, modificando los intervalos de aumento de potencias, intentando así obtener mejores espectros de liberación del gas.

La reducción y presentación gráfica de los datos fue realizada con los software RaDan y AgeCalcVG5400, diseñados específicamente para el Laboratorio de Geocronología del CICESE y que contienen los parámetros específicos con los cuales se irradian las muestras en el reactor McMaster, incluyendo las correcciones debidas al uso de la lamina de cadmio. Igualmente contienen las ecuaciones de York et al. (2004) para el ajuste de los datos a una línea recta.

La presentación de los resultados se realiza en la mayoría de los casos en forma de espectros de edad y para algunos pocos experimentos se presentan en forma de diagramas de correlación o isócronas ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Los espectros de edad se utilizaron para presentar edades cuando el experimento representara una edad de meseta (t_p). En este tipo de gráficos, una edad de meseta se define cuando dos o más fracciones continuas de gas extraído constituyen más del 50% del ^{39}Ar total y además si las edades que éstas representan se encuentren en un rango de confianza del 95% entre ellas. La edad de meseta constituye el promedio ponderado de las edades obtenidas para

cada fracción incluida en la meseta (McDougall y Harrison, 1999).

Los diagramas de correlación o isócrona ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) permiten definir una edad, la cual es calculada del inverso de la intercepción de la línea recta definida por los datos con el eje de las abcisas (McDougall y Harrison, 1999). Los datos pueden provenir de una muestra o de una serie de muestras genéticamente relacionadas, dando mejores resultados cuando las muestras presentan diferentes relaciones de isótopos hijos vs. isótopos padres.

En la metodología de ^{40}Ar - ^{39}Ar se utiliza el diagrama de correlación ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) para el cálculo de las edades de isócrona, con el fin de usar el isótopo ^{40}Ar como referencia, ya que es el isótopo de mayor abundancia y por lo tanto se puede medir con mejor precisión. Por esta razón, el ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_i se calcula del inverso de la intercepción de la línea recta con el eje de las ordenadas es decir, es $1/Y_0$. De igual manera, el inverso de la intercepción de esta línea con el eje de las abcisas $1/X_0$ representa el ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$) que determina la edad de isócrona.

3.3. RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados geocronológicos obtenidos durante el presente estudio. Los datos obtenidos están constituidos por 10 edades de U/Pb (LA-ICP-MS) en circón, las cuales fueron obtenidas en las instalaciones del CGEO-UNAM y 9 edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en separados de hornblenda, biotita y feldespató potásico de tres muestras de roca, realizados en el Laboratorio de Geocronología del CICESE (Fig. 3.3). Adicionalmente se cuenta con 4 edades U/Pb (LA-ICP-MS) en circón obtenidas en el laboratorio "LaserChron" de la Universidad de Arizona con la metodología descrita por Gehrels et al. (2008) (Anexo 6).

Datos adicionales que complementan los datos obtenidos en este trabajo han sido realizados por Cardona et al. (sometido-A), los cuales fueron igualmente obtenidos en el laboratorio "LaserChron" de la Universidad de Arizona.

3.3.1 Descripción de resultados U/Pb (LA-ICP-MS)

La temperatura de cierre del circón para el sistema U/Pb ha sido bastante controvertida, sin embargo estudios de difusión sugieren temperaturas >900 °C para circones de tamaños típicos (Cherniak y Watson, 2000). Temperatura que se asocia a eventos de cristalización magmática o grandes eventos térmicos. Por lo tanto, este tipo de edades en rocas ígneas suelen ser interpretadas como edad de cristalización del magma (Hodges, 2003).



3.3.1.1 Granitos Leucocráticos

De este tipo de rocas se analizaron dos muestras del Leucogranito de dos micas de Playa Salguero, colectadas en distintos sitios del cuerpo (Fig. 3.3). Los resultados se presentan en la tabla 3.4.

Los circones encontrados en estas rocas son escasos, euédricos, pequeños, con formas que varían ampliamente, pues se pueden encontrar desde bastante alargados hasta cortos y anchos, generalmente de color rosa. En las imágenes de catodoluminiscencia presenta una zonación moderada y en algunos casos nula.

De la muestra BSM 38B (Fig. 3.4 A-C), se analizaron 40 cristales, de los cuales 24 análisis resultaron concordantes, arrojando una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de 63.97 ± 0.65 Ma, calculada con 16 análisis. La representación gráfica de los datos se realizó en el diagrama de concordia inversa o Tera-Wasserburg (Fig. 3.4-B), donde se puede ver la buena agrupación de los datos (MSWD = 0.60), la gran mayoría de los datos son concordantes, y sólo algunos pocos datos son ligeramente discordantes, pero se agrupan bien con el resto de los datos. La muestra no posee una componente importante de Pb común, sin embargo es de notar la mayor incertidumbre en la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, posiblemente debida a un bajo contenido de U inicial.

Los datos que no se ajustan a la edad media son edades un poco más jóvenes, llegando hasta los 59 Ma y otros cristales que presentan edades un poco más viejas que llegan a ser hasta de 70 Ma. Estos cristales de edades un poco más antiguas podrían ser antecristales que representarían las primeras etapas del proceso de cristalización o corresponder a mezcla de dominios con diferentes edades dentro del mismo cristal.

La muestra BSM 100 (Fig. 3.4 D-G) presenta importantes diferencias con respecto a la ante-

Tabla 3.4. Muestras analizadas correspondientes a los Leucogranitos de Playa Salguero.

Nombre	Edad U/Pb (Ma)	Cuerpo / tipo de roca	Circones heredados (Ma)	Figura
Bsm 38B	63.97 ± 0.65	Leucogranito		Fig. 3.4
Bsm 100	62.85 ± 0.29	Leucogranito	308-98	Fig. 3.4

Nota: El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

Fig. 3.3. Mapa que muestra la localización de las muestras que han sido fechadas por los métodos U/Pb y Ar/Ar durante el presente proyecto y algunas fechas publicadas por Cardona et al., (sometido). Los puntos rojos representan muestras de circón fechadas por el método U/Pb (LA-ICP-MS) y los puntos azules corresponden a muestras con análisis de Ar/Ar. Los puntos amarillos corresponden a las muestras de Cardona et al., (sometido), estos además se presentan el letra cursiva y subrayada.

riormente descrita. En esta muestra BSM 100 se encontraron cuatro cristales heredados, con edades paleozoicas (308 Ma) a cretácicas (135, 110 y 91 Ma), en centros de cristales que pueden verse claramente en las imágenes de catodoluminiscencia (Fig. 3.4 F). La población principal de circones de neoformación, a los cuales se asocia la edad de cristalización de la roca, presenta una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 62.85 ± 0.29 Ma, representada por una población de 14 cristales de un total del 25 análisis. El agrupamiento de los datos es aceptable como puede verse en el diagrama Tera-Wasserburg (MSWD=1.09). Es de notar la tendencia que presentan los datos (tanto en el diagrama Tera-Wasserburg como en el de edad media ponderada) a “migrar” desde edades de 71 Ma hasta la edad media de cristalización de 62.8 Ma (Fig. 3.4 D y G).

3.3.1.2 Plutón de Toribio

De este cuerpo magmático sólo se realizó un fechamiento sobre la muestra EAM 18-73L, cuyo resultado se presenta en la Tabla 3.5. Los circones correspondientes a esta muestra son predominantemente incoloros, euédrico, de tamaño generalmente mediano. La zonación no es muy común en estos cristales, sin embargo no es ausente.

De esta muestra, al igual que en la mayoría de las muestras analizadas, se realizaron 40 análisis, de los cuales se obtiene una edad de 56.8 ± 0.72 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada), definida por 16 análisis de 23 seleccionados, los cuales presentaron una buena agrupación, definida por un MSWD=1.07 (Fig. 3.6 D-E). Nueve de los análisis seleccionados no entraron a participar estadísticamente en el cálculo de la edad media ponderada por encontrarse fuera de la edad media calculada. Aunque se presentan algunos ligeramente discordantes, la mayoría de las elipses de error tocan la línea de concordia (Fig. 3.6 B), efecto que probablemente sea debido al proceso de corrección por Pb común (Parrish y Noble, 2003).

3.3.1.3 Batolito de Santa Marta

De este cuerpo fueron analizadas 8 muestras, las cuales fueron seleccionadas tratando de abarcar las diferentes variaciones que presenta el BSM, así como los diferentes puntos geográficos donde este aflora (Fig. 3.3). Los resultados obtenidos de dichos análisis se presentan en la Tabla 3.5.

Los circones concentrados de muestras de este cuerpo presentan diferencias importantes con respecto a los separados de los granitos leucocráticos. Por una parte, el contenido de circones en este caso fue alto en comparación con los granitos; además, generalmente los cristales son

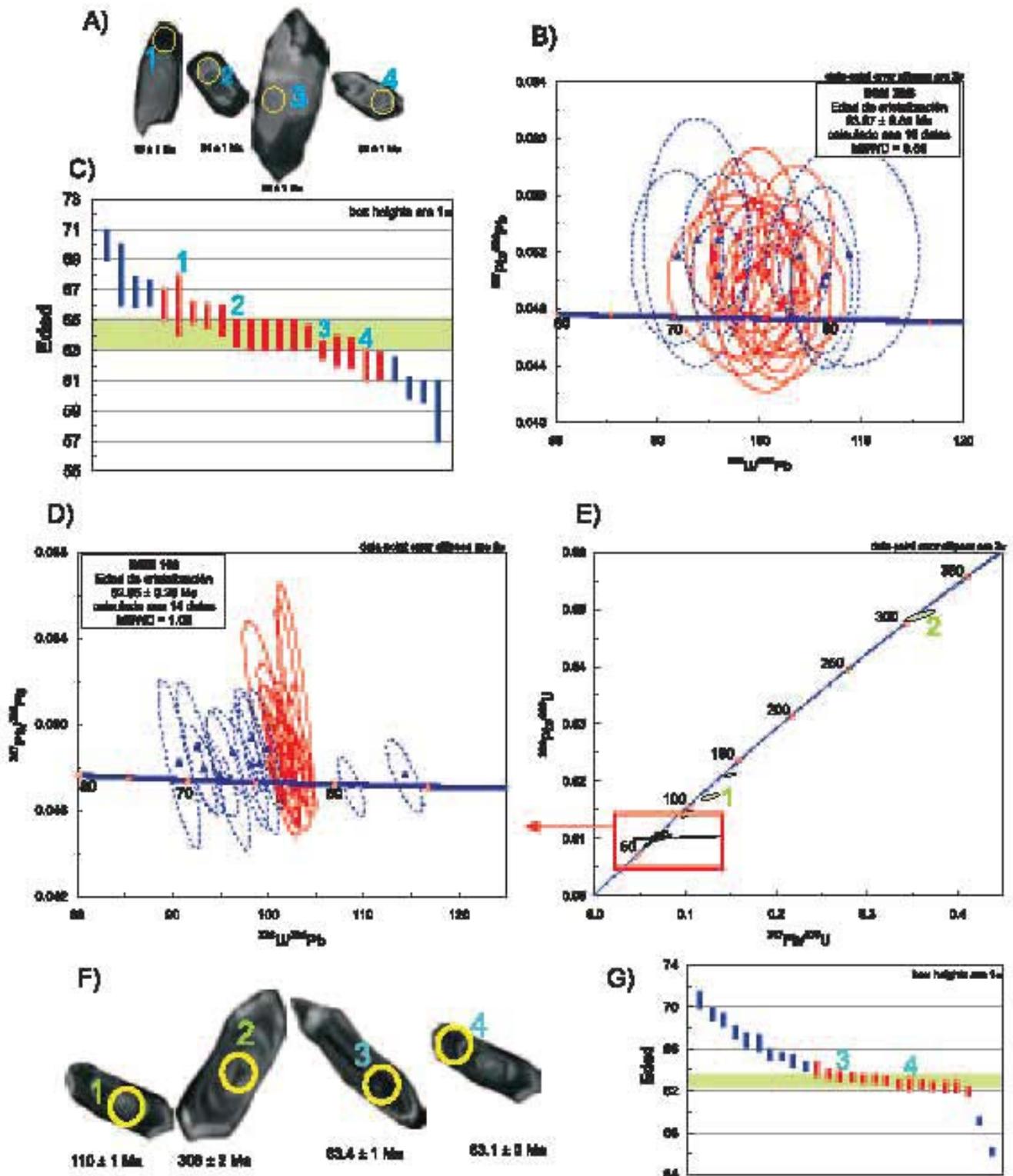


Fig. 3.4. Datos de fechamientos UPb de las muestras BSM 38B: **A)** Imagen de catodoluminiscencia en circones y ubicación de algunos análisis realizados (BSM 38B). **B)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de análisis seleccionados. **C)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada. Datos de UPb de la muestras BSM 100: **D)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de los cristales jóvenes de la muestra. **E)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación. **F)** Imagen de catodoluminiscencia en circones y ubicación de algunos análisis realizados. **G)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales de neoformación.

euédricos, incoloros, y de tamaño mediano a grande. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran poca zonación de los cristales, sin embargo algo de ésta se puede evidenciar, al igual que algunos centros de cristales que posiblemente correspondan a cristales heredados (Fig. 3.5).

La muestra Bsm 45A, corresponde a una banda de material félsico (Fig 2.8 B) recolectada en la zona de Minca (Fig. 3.3). Para esta muestra se seleccionaron 17 análisis concordantes, con los cuales se obtiene una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 58.10 ± 0.9 Ma, con un MSWD=0.79, lo que indican una buena agrupación de los datos (Fig. 3.6 A-C).

De la muestra BSM 12B, la cual corresponde a un enclave máfico, tomado del enjambre de enclaves de la estación BSM 12 (Fig. 3.3), se seleccionaron 28 análisis concordantes y bien agrupados (MSWD=0.89), los cuales arrojan una edad de 57.04 ± 0.27 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada) (Fig. 3.6 G-H).

En la parte más occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, cortando el cinturón metamórfico de Santa Marta, aflora una serie de diques con textura porfírica, de los cuales fue analizada una muestra (Bsm 51). De esta muestra se obtuvo una edad de 56 ± 0.3 Ma, con 29 análisis de los 40 realizados. Igualmente se encontraron algunas edades entre 60 y 572 Ma, concordantes o sobre la línea de discordia y claramente más antiguas que los circones magmáticos.

De la facies principal del BSM, se fecharon varias muestras, Bsm 105A, Bsm 12E y Bsm 60 (Fig 3.3). De las cuales se obtienen edades entre los 56 y 55 Ma. Para la muestra Bsm 105A se obtiene una edad media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 55.05 ± 1.05 Ma con 12 análisis concor-

Tabla 3.5. Muestras correspondientes al Batolito de Santa Marta y Plutón de Toribio fechadas por U-Pb. Los análisis señalados en gris corresponden a análisis realizados en la U. Arizona (LaserChron). Nota: En el anexo 2 se presentan los datos analíticos de todas las muestras.

Nombre	Edad U/Pb (Ma)	Cuerpo / tipo de roca	Circones heredados (Ma)	Figura
Bsm 45A	58.1 ± 0.29	BSM, banda félsica		Fig. 3.6
EAM-18-73L	57.5 ± 1.5	Toribio		Fig. 3.6
Bsm 12B	57.04 ± 0.27	BSM, enclave máfico		Fig. 3.6
Bsm 51	55.9 ± 0.29	BSM, dique porfírico	572-60	Fig. 3.7
Bsm 105A	55.05 ± 1.05	BSM, masa ppal.	202	Fig. 3.7
Bsm 12E	55.52 ± 0.34	BSM, masa ppal.		Fig. 3.8
Bsm 60	56.0 ± 1.9	BSM, masa ppal.		Fig. 3.8
Bsm 04	50.6 ± 1.7	BSM		Fig. 3.8
Bsm 18	50.12 ± 0.76	BSM, facies poikilitica		Fig. 3.8

Nota: El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

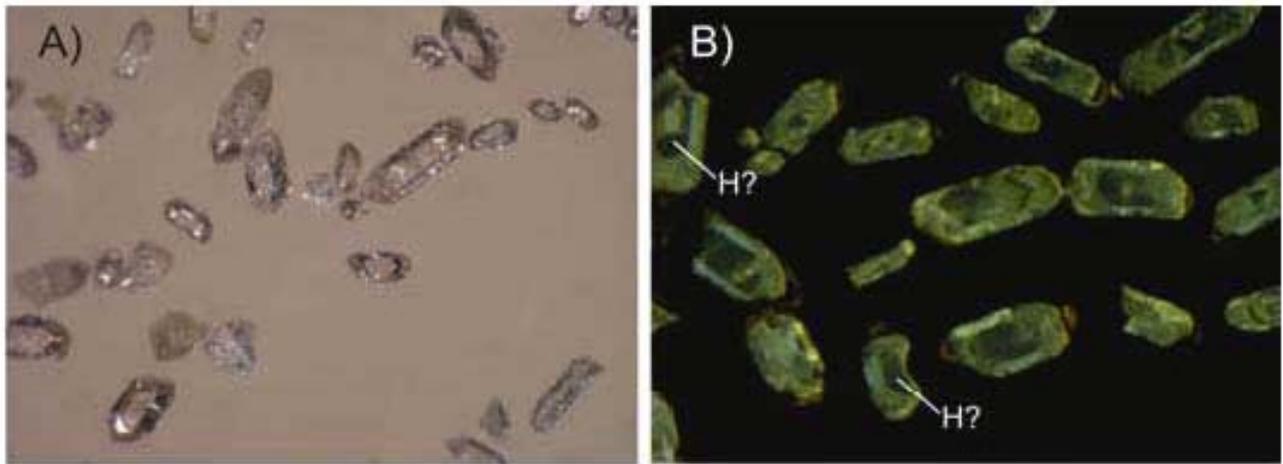


Fig. 3.5. Zirrones correspondientes a la muestra BSM 60. **A)** Cristales de circón al microscopio binocular y luz natural. **B)** Imagen de catodoluminiscencia en zirrones de la muestra BSM 60. Nótese la moderada zonación y los centros de zirrones posiblemente heredados (H?).

dantes (Fig. 3.7 D-G) y 9 análisis fuera de la media calculada, por lo cual no fueron usados en el cálculo de la edad. Igualmente se encontró una edad ligeramente discordante de 202 Ma en el centro de un circón y además se encontró una edad de 41 ± 2 Ma, completamente concordante, pero claramente más joven que el resto de los análisis.

De la muestra Bsm 12E, se obtiene una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (media ponderada) de 55.52 ± 0.34 Ma definida por 17 datos, concordantes y relativamente bien agrupados (MSWD=1.6) (Fig. 3.8 D-E).

La muestra Bsm 60, de la cual se seleccionaron 26 análisis concordantes, se obtuvo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (media ponderada) de 55.34 ± 0.60 Ma con los 15 análisis que mejor se agrupaban (MSWD=0.67), los otros 11 análisis no se usaron por estar fuera de la media calculada.

De la parte norte del BSM se analizaron las muestras Bsm 04 y Bsm 18 (Fig. 3.3). La muestra Bsm 04, corresponde a la masa granítica principal del BSM que aflora en la zona del Parque Nacional Natural Tayrona (PNN Tayrona). De esta muestra se obtuvo una edad media ponderada ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de 50.6 ± 1.7 Ma, con un MSWD=1.5 para los 25 datos con los cuales fue calculada.

La muestra Bsm 18, correspondiente a la facies denominada como poikilitica, fue fechada en 50.12 ± 0.76 Ma, con un MSWD de 1.05 para los 26 análisis que componen esta edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada. Uno de los datos concordantes no fue usado en el cálculo de la edad por encontrarse fuera de la edad media calculada (Fig. 3.8 H-I).

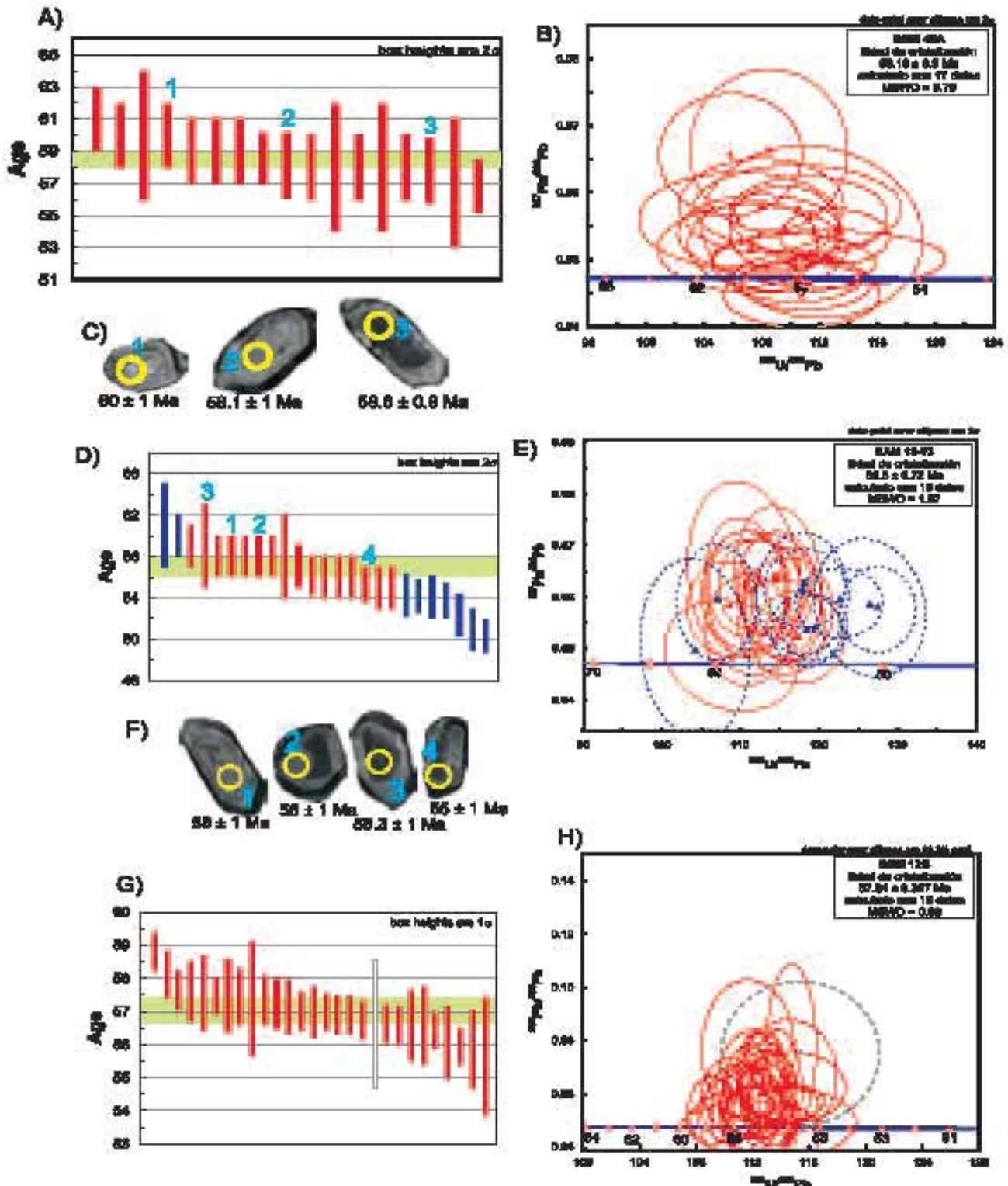


Fig. 3.6. Datos de fechamientos UPb de las muestras BSM 45, EAM 18-73 y BSM 12B. **A)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales de la muestra BSM 45A. **B)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de los datos de la muestra BSM 45A. **C)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 45A. **D)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales de la muestra EAM 18-73. **E)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de los datos de la muestra EAM 18-73. **F)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra EAM 18-73. **G)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de los datos de la muestra BSM 12B. **H)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para la muestra BSM 12B.

3.3.1.4 Diques aplíticos

En la zona de estudio se encontró una serie de diques aplíticos que cortan la masa granítica. De estos diques fueron fechadas 3 muestras: BSM 12F, BSM 110 y BSM 108, ubicadas en diferentes zonas del BSM (Fig. 3.3), las cuales fueron fechadas entre 54 y 51 Ma (Tabla 3.6).

Los circones encontrados en estas muestras fueron menos abundantes que en las muestras anteriormente descritas, pero más abundantes que en los granitos leucocráticos de Playa Salguero. Generalmente de tamaño pequeño, color rosado e incoloro, euédricos y bastante homogéneos como se pudo observar en las imágenes de catodoluminiscencia, sin embargo también se presentan algunos centros, al parecer heredados.

La muestra Bsm 12F (Fig. 2.16A) fue fechada en 54.69 ± 0.69 Ma (Fig. 3.9A-C), edad media ponderada ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) calculada con 11 análisis. Mientras que 6 de los análisis, igualmente concordantes, no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad por presentar una edad mayor que edad media calculada.

Para la muestra Bsm 110 (Fig. 2.16B), fue calculada una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 53.3 ± 1.0 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada), con un MSWD=1.11 (Fig. 3.9D-G). Edad calculada con 11 análisis y 6 análisis descartados por estar fuera de la edad media calculada. Además de esta edad joven representada por la mayoría de los análisis, se encontraron otras 4 edades más antiguas, entre los 62 y 126 Ma.

La muestra BSM 108, correspondiente a un dique aplítico encontrado en la zona de Minca (Fig. 3.3), arrojó una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (media ponderada) de 52.28 ± 0.65 Ma, calculado con 12 datos de muy buena agrupación (MSWD=0.78) (Fig. 3.9H-K). Al igual que en la muestra Bsm 12F, un grupo de 8 análisis no entraron en la estadística para el cálculo de la edad media ponderada por presentar edades ligeramente mayores a la media calculada. Además a los cristales que definen la edad de ~52 Ma, se encontró también un cristal con una edad de 259 Ma.

Tabla 3.6. Muestras de diques aplíticos fechados por U-Pb. Nota: El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

Nombre	Edad U/Pb (Ma)	Cuerpo / tipo de roca	Circones heredados (Ma)	Figura
Bsm 12F	54.69 ± 0.69	BSM, Dique aplítico		Fig. 3.9
Bsm 110	53.0 ± 2.0	BSM, Dique aplítico	126-62	Fig. 3.9
Bsm 108	52.28 ± 0.65	BSM, Dique aplítico	259	Fig. 3.9

Nota: El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

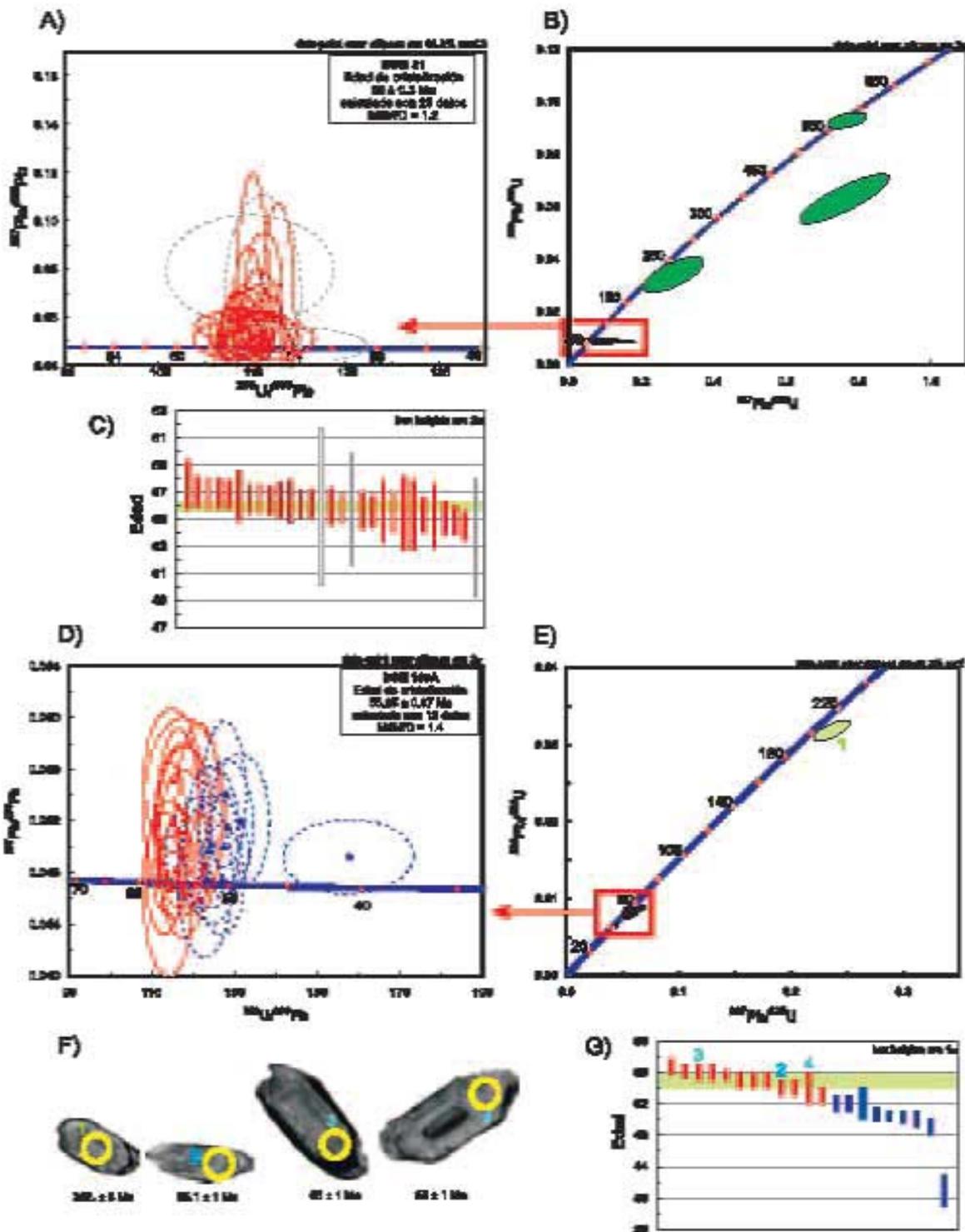


Fig. 3.7. Datos de fechamientos de las muestras BSM 51 y BSM 105A. **A)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra BSM 51. **B)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación de la muestra BSM 51. **C)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 105A. **D)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra BSM 105A. **E)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación de la muestra BSM 105A. **F)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 105A. **G)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 105A.

3.3.1.5 Plutón de Buritaca

Sobre el Plutón de Buritaca se realizó sólo un fechamiento en la muestra JRG 12-12, cuyo resultado se encuentra en la Tabla 3.7. Los concentrados de circones de esta muestra resultaron idénticos a los concentrados obtenidos de las muestras del BSM. Abundantes circones, la mayoría de éstos euédricos e incoloros, de tamaño mediano a grande y generalmente alargados pero no muy delgados. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran una moderada zonación de los cristales, sin embargo algunos parecen tener centros de cristales heredados, lo cual fue comprobado luego del análisis.

Del análisis de la muestra JRG 12-12 se obtuvo una edad de 50.8 ± 1.5 Ma (media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (Fig. 3.10A). Calculada con 11 datos bastante bien agrupados (MSWD=0.98), mientras que tan solo 2 de los análisis concordantes resultaron con edades ligeramente más antiguas que la media calculada, por lo cual fueron excluidos del cálculo (Fig. 3.10D). Además de la edad de ~50 Ma se encontraron 5 análisis concordantes con edades claramente más antiguas, las cuales van desde 296 a 1284 Ma (Fig. 3.10B).

3.3.2 Análisis de resultados U/Pb (LA-ICP-MS)

Del análisis de las 13 edades U/Pb en circón se logró diferenciar dos eventos principales de magmatismo. Sin embargo el último evento pueden ser separado en dos casi continuos, con variación principalmente geográfica. Un primer evento, Paleoceno temprano, que comprende edades desde los 71 a 60 Ma, con una edad principal de 64 Ma. Un segundo evento, Paleoceno tardío-Eoceno temprano, evento que podría ser subdividido en dos eventos menores. Uno de edad Paleoceno tardío-Eoceno temprano con edades entre 58 y 52 Ma, con un pico de magmatismo hacia los 55 Ma, el cual constituye el evento magmático más voluminoso del área estudiada. Seguido de manera casi continua por un tercer evento en el Eoceno temprano, con edades que van desde los 48 a los 52 Ma, con un pico principal a los 51 Ma.

Tabla 3.7. Muestra del Plutón de Buritaca fechada por U/Pb. El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

Nombre	Edad U/Pb (Ma)	Cuerpo / tipo de roca	Circones heredados (Ma)	Figura
JRG-12-12L	50.8 ± 1.5	Buritaca	1284-296	Fig. 3.10

Nota: El anexo 2 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

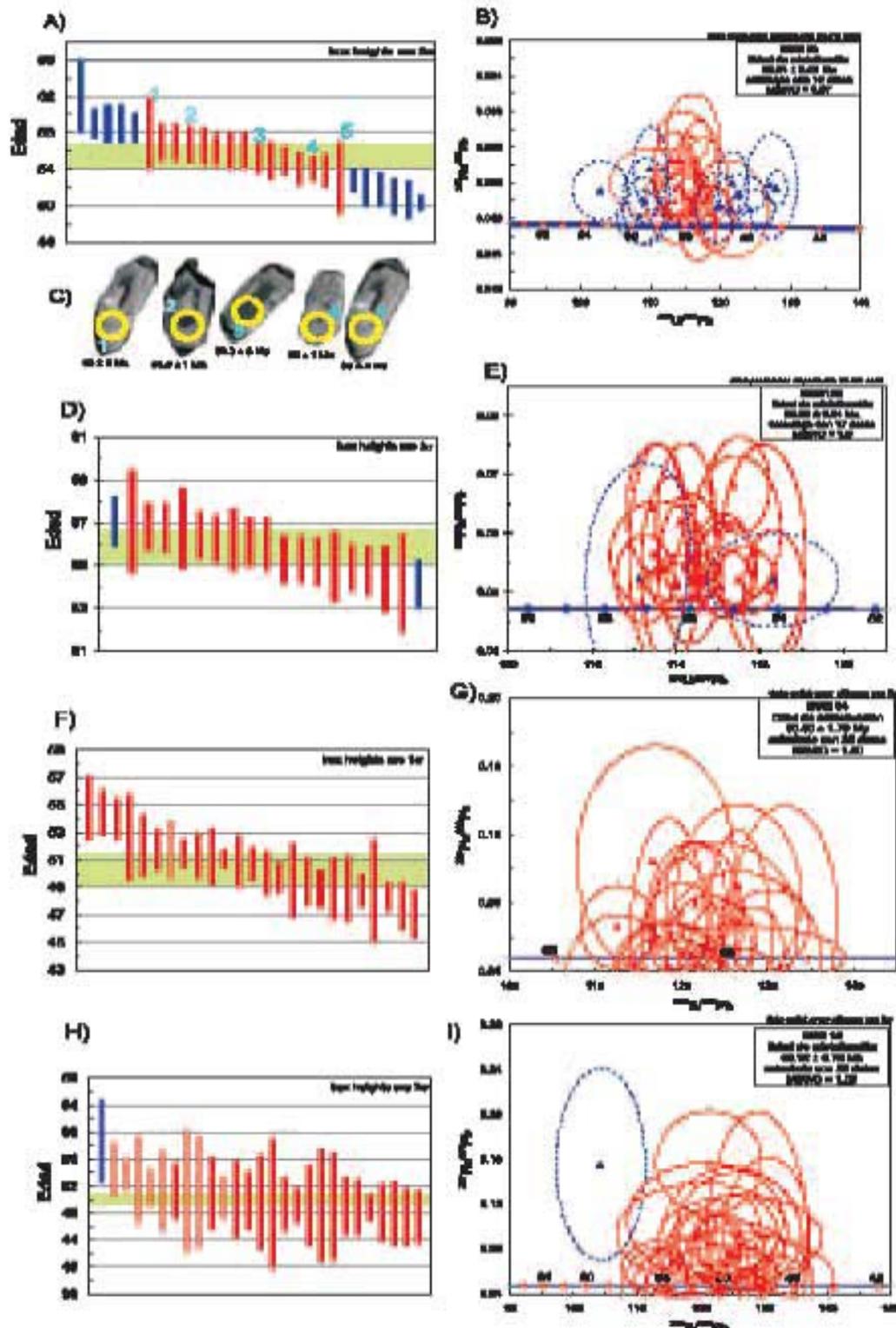


Fig. 3.8. Datos de fechamientos de las muestras BSM 60, BSM 12E, BSM 18 y BSM 04. **A)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 60. **B)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los datos de la muestra BSM 60. **C)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 60. **D)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales de la muestra BSM 12E. **E)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los datos de la muestra BSM 12E. **F)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los datos de la muestra BSM 18. **G)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los datos de la muestra BSM 18. **H)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 04. **I)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra BSM 04.

3.3.2.1 Evento magmático del Paleoceno temprano

Este evento magmático correspondería a la primera manifestación magmática en la zona posterior al magmatismo cretácico. En la Tabla 3.4 se presentan las muestras en las cuales se obtuvieron edades correspondientes a este evento y que en su totalidad son constituidas por los Granitos leucocráticos de Playa Salguero.

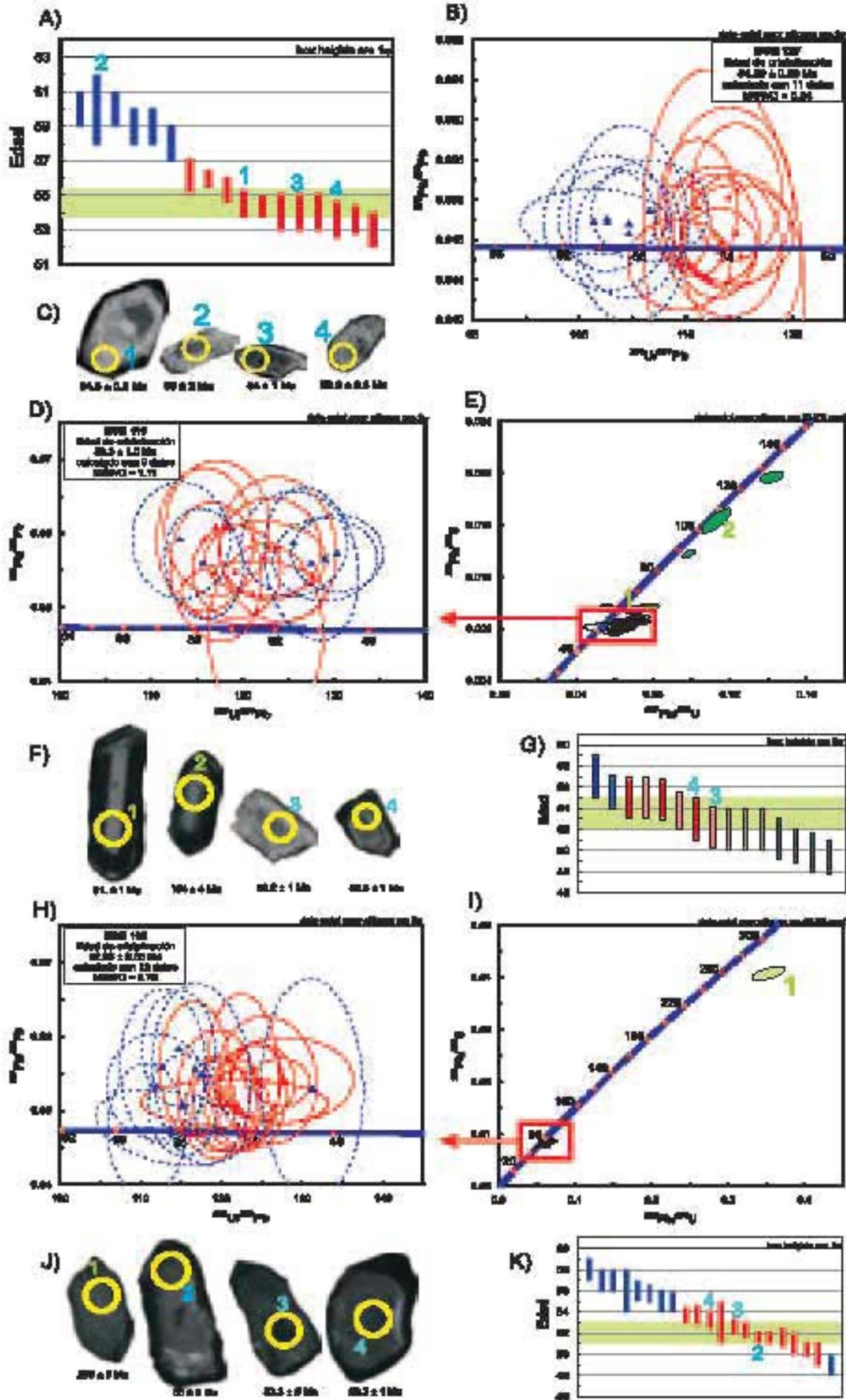
Los datos obtenidos en las muestras BSM 38B y BSM 100 son bastante similares, 63.97 ± 0.65 Ma y 62.85 ± 0.29 Ma respectivamente. Mostrando un evento magmático hacia los ~64 Ma. Evento que es apoyado por otros datos obtenidos por Cardona et al. (sometido-A), quienes obtienen una fecha de 65 ± 1.2 Ma (BSM 62) sobre muestras colectadas en estos mismos cuerpos. Estos autores igualmente reportan una edad de 65.1 ± 0.9 Ma (CAS12-07), pero ésta correspondería a un granito hornbléndico del Plutón de Buritaca, sobre la cual se discutirá con más profundidad más adelante.

En los análisis realizados, especialmente en la muestra BSM 100, es importante notar la tendencia que presentan los datos (tanto en el diagrama Tera-Wasserburg como en el de edad media ponderada) a “migrar” desde edades de 71 Ma hasta la edad media de cristalización de 62.8 Ma (Fig. 3.4 D y G). Estos análisis han sido interpretados como “antecristales” y su presencia podría estar indicando un proceso de cristalización prolongado, durante el cual habría habido una segregación permanente de fundido y una subsecuente acumulación y cristalización del magma. O simplemente podrían ser efecto de la mezcla de varios dominios durante el proceso de análisis.

En la muestra BSM 100, se encontraron cuatro cristales con edades de paleozoicas (308 Ma) a cretácicas (135, 110 y 91 Ma), en centros de cristales que pueden verse claramente en las imágenes de catodoluminiscencia (Fig. 3.4C). Por lo tanto, éstos fueron interpretados como herencias, las cuales concuerdan bastante bien con las poblaciones de circones detríticos encontradas por Cardona et al. (2009) en las rocas metamórficas de Santa Marta.

3.3.2.2 Evento magmático del Paleoceno tardío-Eoceno temprano

Este evento magmático constituye el momento de mayor actividad magmática en la zona, y por ende comprende la formación de la mayoría de las rocas del presente estudio. El evento magmático estaría definido entre los 58 y 52 Ma, con un pico magmático principal hacia los ~55 Ma. La actividad es continua hasta los ~52 Ma (Eoceno temprano), sin embargo, el tipo de actividad que se presenta entre los 54 y 52 Ma es una actividad magmática tardía, dominada por la intrusión de diques aplíticos. Por otra parte, estadios magmáticos más tempranos son representados por rocas con edades entre 58 y 56 Ma.



Del cotejo de los datos geocronológicos obtenidos para este evento magmático (Tablas 3.5, 3.6) con la información petrográfica, se logró identificar tres diferentes estadios magmáticos durante este evento y que presentan diferencias temporales.

El comienzo del magmatismo en el BSM habría ocurrido entonces hacia los ~58 Ma con la formación de algunos materiales máficos cumúlíticos. En este tipo de muestras se encontraron edades entre los 58 y 56 Ma (Fig. 3.6), ligeramente más antiguas que la edad de ~55 Ma, propuesta para el pulso principal del magmatismo. Esta interpretación es geológicamente consistente, pues los procesos cumúlíticos actúan generalmente sobre cristales formados en etapas más tempranas o de densidades altas, por lo tanto podrían estar representando las fases iniciales de cristalización de los magmas asociados a la masa granítica principal.

Cardona et al. (sometido-A) presenta algunos fechamientos que apoyan los datos aquí obtenidos. Entre estos, la muestra EAM 11-50 corresponde a una acumulación de minerales máficos en la zona de borde oriental del BSM y sobre la cual se obtuvo una edad de 57.3 ± 1.3 Ma.

Ligeramente después y probablemente de manera continua con la formación de los materiales cumúlíticos vendría el pulso magmático que dio lugar a la formación de la masa granítica principal en el BSM. Esta masa está compuesta principalmente por tonalitas y granodioritas que comprenden casi todas las facies identificadas en el BSM (con excepción de la facies poikilítica). En estas rocas se obtuvieron edades entre los 56.0 ± 1.9 (BSM 60) y 55.05 ± 1.05 Ma (BSM 105A), las cuales se muestran en la Tabla 3.5.

Algunas de las muestras presentaron herencias como es el caso de las muestras BSM 51 y 105A, en las que se encontraron circones del Neoproterozoico, Devónico medio y Triásico tardío (Fig. 3.7). Esto es congruente con la geología local y el tipo de xenolitos encontrados. Incluso para la muestra BSM 51, la cual pertenece a un dique que intruye rocas del cinturón metamórfico Cretácico considerado alóctono y que según Cardona et al. (sometido-A) contiene circones detríticos paleozoicos y precámbricos.

Fig. 3.9. Datos de fechamientos de las muestras BSM 12F, BSM 110 y BSM 108. **A)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los datos de la muestra BSM 12F. **B)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los datos de la muestra BSM 12F. **C)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 12F. **D)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra BSM 110. **E)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación de la muestra BSM 110. **F)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 110. **G)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 110. **H)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra BSM 108. **I)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación de la muestra BSM 108. **J)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra BSM 108. **K)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra BSM 108.

Cardona et al. (sometido-A) presenta algunos fechamientos que apoyan y complementan los datos aquí obtenidos. Entre los datos que los autores presentan se encuentra la muestra BSM 35A, con una edad de 56.5 ± 1.3 Ma, muestra que corresponde a la facies de grano fino encontrada hacia la parte NW del BSM en la zona conocida como Pozos Colorados. Así mismo presenta fechamientos de las muestras BSM 27A y EAM 18-72, correspondientes a muestras de la masa granítica principal de los cuerpos Latal y Toribio, respectivamente. La muestra BSM 27A (Plutón de Latal) arrojó una edad de 55.3 ± 1.5 Ma, y la muestra EAM 18-72, correspondiente al Plutón de Toribio, presenta un edad de 53.5 ± 0.9 Ma. Lo cual sugiere que estos cuerpos estarían relacionados al evento magmático formador del BSM y no corresponderían a un evento previo tal y como lo sugiere Tschanz et al. (1969), quien obtiene una edad de 54.15 ± 2.3 Ma (K/Ar en Hb), fechamiento posiblemente alterado por un exceso de Ar, produciendo una edad mayor a la real. Este fechamiento fué recalculado según Steiger y Jager (1977) y corresponde a la muestra No. 10 de Tschanz et al (1974).

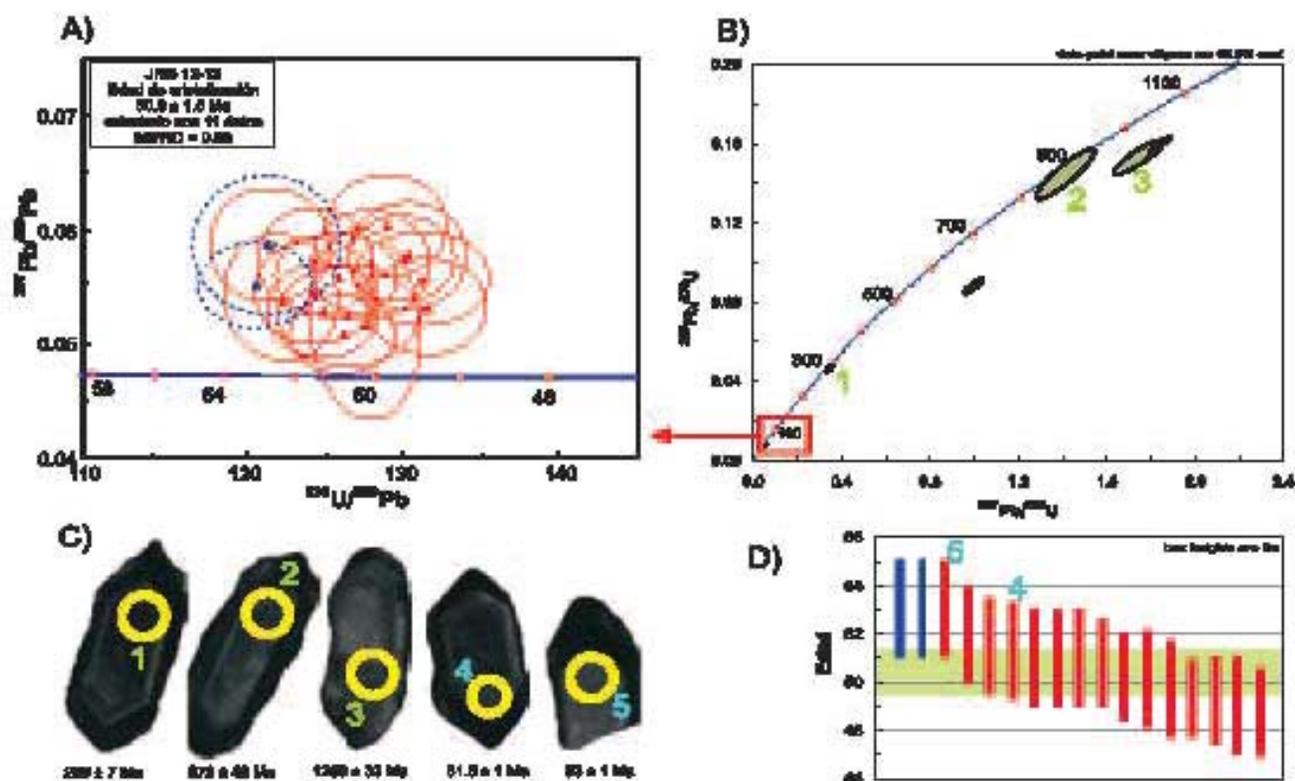


Fig. 3.10. Datos de fechamiento U/Pb de la muestra JRG 12-12, correspondientes al Plutón de Buritaca. **A)** Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para los cristales de neoformación de la muestra JRG 12-12. **B)** Diagrama de concordia Wetherill con cristales de herencias y de neoformación de la muestra JRG 12-12. **C)** Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en circones de la muestra JRG 12-12. **D)** Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales jóvenes de la muestra JRG 12-12.

Posteriormente a la formación de la masa granítica principal del BSM vendría un evento de magmatismo tardío, caracterizado por la intrusión de una serie de diques aplíticos que cortan la masa granítica y que fueron fechados entre ~54 y ~52 Ma (Tabla 3.6). Las muestras fechadas para este tipo de rocas corresponde a las muestras BSM 12F, BSM 110 y BSM 108, ubicadas en diferentes zonas del BSM (Fig. 3.3). Los diques cortan la masa granítica de forma tajante, indicando una diferencia reológica importante entre los dos materiales, lo que implica que para el momento en que intruyen los diques la masa granítica debió haber estado relativamente fría.

Algunas de las muestras analizadas de diques aplíticos presentan una importante cantidad de cristales de edad cretácica a paleocénica (126 - 62 Ma), y algunos de edad pérmica (259 Ma) (Fig 3.9). En la muestra BSM 12F no se encontraron circones heredados, pero una buena parte de su población está constituida por circones con edades entre 58 y 60 Ma (Fig 3.9A), edades obtenidas para los materiales del comienzo de la actividad en el BSM. Esto podría deberse a que en la estación BSM 12 se encuentra una gran cantidad de enclaves máficos, los cuales habrían podido aumentar la población de circones con este rango de edad en este sitio.

Para este evento tardío de intrusión de diques félsicos, Cardona et al. (sometido-A) presenta una edad de 53 ± 0.8 Ma perteneciente a un dique aplítico que corta el Granito Leucocrático de Playa Salguero (muestra BSM 38A). Este dato concuerda bien con las fechas obtenidas durante este proyecto y con las cuales se restringe la intrusión de este tipo de diques entre ~54 y ~52 Ma.

3.3.2.3 Evento magmático del Eoceno temprano

Este evento comprende las últimas expresiones del magmatismo en la zona NW de la Sierra Nevada de Santa Marta. Está constituido por las rocas tonalíticas y granodioríticas del Plutón de Buritaca (JRG 12-12) y las rocas de la zona NE del BSM, entre las cuales se incluyen la facies poikilítica (BSM 18) y las rocas del Parque Nacional Natural Tayrona (PNN) (BSM 04) (Tabla 3.5, Tabla 3.7 y Fig. 3.3).

Como se enunció anteriormente, la actividad durante el evento magmático del Eoceno temprano se habría concentrado en el Plutón de Buritaca y la parte noreste del BSM (facies poikilítica y norte de la facies principal) de manera coetánea. Para el Plutón de Buritaca se obtiene una edad de 50.8 ± 1.5 Ma (JRG 12-12), y para la zona NE del BSM se obtuvieron edades de 50.6 ± 1.7 Ma (BSM 04) y de 50.12 ± 0.76 Ma (BSM 18).

Los datos anteriormente enseñados son complementados por los presentados por Cardona et al. (sometido-A) para rocas granodioríticas a tonalíticas del Plutón de Buritaca. Estos autores reportan edades de 49.9 ± 1.3 Ma para la muestra CAS 12-16. De la muestra CAS 13-11 se reportan en el análisis de sólo 11 cristales, de los cuales 8 corresponden a herencias con edades en su mayoría mesoproterozoicas (1288 hasta 807 Ma) y sólo para tres cristales se obtienen edades acordes con el magmatismo de la zona, en un rango de 57 a 55 Ma. La muestra CAS 12-07 arroja una edad bien constreñida (MSWD =0.75), definida por 26 datos de 65.1 ± 0.9 Ma; presenta tan sólo cuatro circones heredados (de 33 análisis), los cuales presentan edades de 639 a 101 Ma. Este fechamiento, junto con los cristales magmáticos de la muestra CAS 13-11 sugieren que el magmatismo de Buritaca es más complejo y de mayor duración que lo encontrado sólo con las edades obtenidas en el presente estudio.

Esta serie de datos es importante porque en parte apoyan y complementan los datos encontrados durante el presente trabajo. La muestra CAS 12-16 (Cardona et al., sometido) apoya los datos obtenidos de un evento magmático a ~ 51 Ma en el Plutón de Buritaca. Mientras que las otras muestras indican que el magmatismo habría iniciado hacia los 65 Ma (CAS 12-07) (Cardona et al., sometido) en el Plutón de Buritaca, magmatismo contemporáneo con el claramente identificado y anteriormente descrito evento magmático que generó granitos de dos micas. Así mismo, los cristales con edades entre 57 y 54 Ma encontrados en la muestra CAS 13-11 (Cardona et al., sometido), podrían estar asociados a materiales con historias cumulíticas similares a los materiales encontrados en el BSM con edades entre 56 y 58 Ma.

Otros fechamientos presentados por Cardona et al. (sometido), realizados sobre rocas del BSM son los de las muestras BSM 05 y 21A (Fig. 3.3), las cuales se encuentran en la parte NE del BSM. Para estas muestras se obtienen edades de 51.9 ± 1.0 Ma y 52.3 ± 1.1 Ma, respectivamente. Las edades obtenidas en estas muestras son claramente más jóvenes que las edades obtenidas para el magmatismo principal del BSM (evento de ~ 55 Ma), sin embargo la corta diferencia de tiempo entre ambos eventos magmáticos indica que el magmatismo habría migrado luego del evento de ~ 55 Ma, ligeramente al NE, formando la parte norte del BSM y el Plutón de Buritaca.

3.3.3 Resultados de fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Aunque las temperaturas de cierre para el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ varían en cada uno de los minerales y dependen de manera importante de su tamaño, forma y composición. Existe una temperatura, que en términos generales es aceptada y la cual adoptaremos en el presente estudio debido a la complejidad en la determinación de éstas. Reiners et al., (2005) hace una

buena recopilación de estas temperaturas de cierre, entre las que se encuentran: hornblenda (400-600 °C), biotita (350-400 °C) y feldespato potásico (150-350 °C). Estas aportan datos para modelar la historia tiempo-temperatura de una muestra y así encontrar el proceso responsable de esta perturbación.

Por esta técnica se analizaron tres minerales (hornblenda, biotita y feldespato potásico) en tres muestras seleccionadas y en las cuales hubiera sido analizado el circón (LA-ICP-MS), para así cubrir un mayor rango térmico. Los resultados de estos análisis se presentan en la Tabla 3.8, donde se recopilan las edades, integrada (t_i), de meseta (*plateau*) (t_p) e isócrona (t_c) para cada una de las muestras y se resalta la edad elegida en cada caso.

Todas las edades obtenidas resultan más jóvenes que las edades U/Pb en circón, lo cual era de esperarse y que confirman el carácter de edades de enfriamiento de éstas. En general, las edades más antiguas corresponden a las hornblendas, seguidas de las biotitas y por último las edades de feldespato potásico (Kfs).

Para todos los minerales analizados se realizaron dos experimentos y en algunos casos hasta tres. En algunas ocasiones por error humano algunas de las fracciones no fueron medidas correctamente o accidentalmente el gas fue evacuado del espectrómetro. La información recabada en estos experimentos fallidos igualmente permitió un mejor diseño de nuevos experimentos de calentamiento.

Tabla 3.8. Tabla de recopilación de los resultados obtenidos en los diferentes experimentos de Ar/Ar realizados. t_i (edad integrada), t_p (edad de meseta) y t_c (edad concordia). Las edades resaltadas son la edad aceptada para la muestra. Kfs: feldespato potásico.

Muestra	Mineral	t_i (Ma)	t_p (Ma)	t_c (Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	MSWD
BSM 05	Biotita	46.01± 0.41	46.32 ± 0.67	----	----	----
BSM 05	Hornblenda	48.04 ± 0.77	48.33 ± 0.78	----	----	----
BSM 05	Kfs	38.65 ± 0.55	33.72 ± 1.41	34.20 ± 1.6	257 ± 132	1.71
BSM 12E	Biotita	50.91 ± 0.8	49.45 ± 0.75	----	----	----
BSM 12E	Hornblenda	50.66 ± 0.87	50.42 ± 1.05	----	----	----
BSM 12E	Kfs	43.57± 0.48	41.78± 0.83	----	----	----
BSM 111	Biotita	43.91 ± 0.45	44.00 ± 0.77	----	----	----
BSM 111	Hornblenda	47.75 ± 0.60	48.34 ± 0.90	----	----	----
BSM 111	Kfs	40.39 ± 0.27	40.16 ± 1.4	40.20 ± 1.45	313 ± 26	0.9378

Nota: El anexo 3 presenta los datos analíticos de todas las muestras.

En los experimentos de calentamiento por pasos utilizando un láser como sistema de calentamiento se tiene un control muy bajo de la temperatura, ya que ésta depende en gran medida de la absorción de la radiación láser de cada mineral, ya sea por su tamaño, color, forma o algunas imperfecciones en su superficie, las cuales favorecen o desfavorecen la absorción de la radiación. Por esta razón en algunos minerales no fue posible fraccionar el ^{39}Ar en porciones homogéneas.

3.3.3.1 Resultados muestra BSM 05

La muestra BSM 05 corresponde a una granodiorita ubicada en la parte NE del BSM, en la zona del Río Piedras (Fig. 3.3). De esta muestra se obtuvo una edad por el método de U/Pb en circón de 51.9 ± 1 Ma, edad que es interpretada como edad de cristalización de la roca (Cardona et al., sometido).

Para esta muestra se realizaron al menos dos experimentos sobre cada uno de los separados minerales. Del separado de anfíbol (malla # 20) se realizaron dos experimentos. De la biotita se realizaron dos experimentos, uno sobre un separado puro de biotita de tamaño de grano (malla #40) (biotita chica) y otra fracción un poco mayor (malla # 20) (biotita grande). El separado de feldespato potásico (Kfs) se realizó en malla #60 y sobre éste se realizaron tres experimentos.

Sobre el separado de la hornblenda se realizaron tres experimentos de desgasificación (hbde V1, hbde V2 y hbde V3) realizados en 7, 6 y 6 pasos de calentamiento, respectivamente. De los cuales sólo se obtuvieron resultados aceptables en los experimentos hbde V2 y V3, debido a que en el V1 se perdió una de las fracciones. De estos experimentos, la mejor edad es una meseta de 48.33 ± 0.78 Ma, definida por 4 de las 6 fracciones liberadas. Las dos primeras fracciones corresponden a dominios con baja energía de activación y con perturbaciones en sus contenidos de Ar, como se ve en el patrón de liberación (Fig.3.11-A). El separado mineral es homogéneo, como se ve en las relaciones $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Para las fracciones seleccionadas, la suma de gaussianas presenta una muy buena agrupación que confirma la existencia de una sola edad de 48.63 ± 0.7 Ma. En cuanto a la isócrona, ésta no arrojó buenos resultados debido a que todos los puntos presentan un alto contenido de Ar radiogénico, que concentra los puntos en una pequeña zona cerca del eje de las abcisas, siendo imposible definir una línea recta para cálculo de la edad de isócrona.

De los dos experimentos realizados en la biotita de la muestra BSM 05 obtuvieron edades de meseta respectivas de 45.86 ± 0.76 Ma y 46.32 ± 0.67 Ma, lo cual muestra la reproducibilidad en el experimento (Fig.3.11-B). Así mismo, la suma de gaussianas de edades para los pasos

seleccionados mostró la existencia de una sola población de datos. La isócrona presenta el mismo inconveniente observado para la hornblenda, ya que todos los puntos se presentan agrupados, con altos contenidos de Ar radiogénico, por lo cual no definen una buena línea recta. La calidad del separado se monitoreó usando las relaciones $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que para ambos separados resultaron bastante constantes, lo cual ayudó a obtener buenas mesetas (Fig.3.11-B y Tabla 3.8). Luego del análisis realizado se toma como mejor la edad de meseta obtenida para la biotita grande, ya que presenta un espectro más homogéneo que el experimento con la biotita chica.

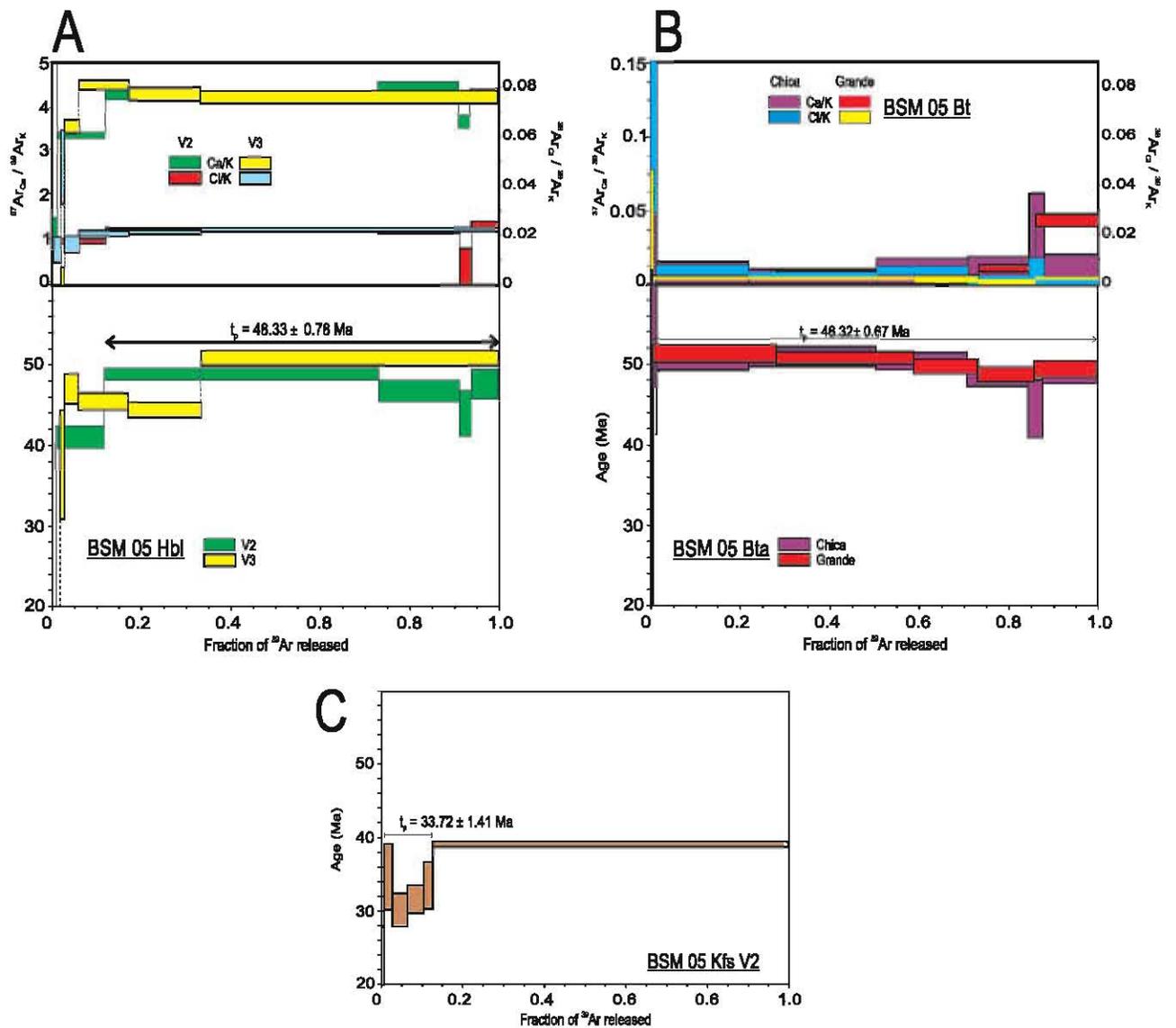


Fig. 3.11. Resultados de los análisis de Ar/Ar en los diferentes separados minerales de la muestra BSM 05. **A)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K para el experimento V_2 de hornblenda. **B)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K de para los experimentos de biotita. **C)** Espectros de edad para los experimentos V_2 y V_3 de Kfs. T_p = edad de meseta, T_c = edad isócrona, atm= valor Ar atmosférico.

Sobre el separado de Kfs se realizaron tres experimentos, de los cuales en el primer experimento accidentalmente se extrajo del espectrómetro una de las fracciones, por lo que éste experimento no se tomó en cuenta. El tercer experimento no se considera confiable ya que parece corresponder a una desgasificación incompleta del mineral, y que debido a su transparencia impide una eficiente absorción de la radiación del láser. Para el experimento V2 se obtiene un análisis que posiblemente presente exceso de Ar, indicado por un patrón en "U" en las primeras fracciones (Fig.3.11-C).

Para este experimento se obtienen varias edades. Una edad de meseta de 33.72 ± 1.41 Ma, usando las fracciones 2-5, pero que representa <20% del Ar liberado, por lo cual no cumple con la definición de edad de meseta (McDougall y Harrison, 1999). Así mismo se obtiene una edad para la última fracción, la cual representa una cantidad >80% del gas liberado y arroja una edad de 39.49 ± 0.56 Ma, pero que está constituida por una sola fracción, por lo que tampoco cumple con la definición de meseta. Se obtiene también una edad de isócrona de 34.2 ± 1.60 Ma, usando algunas de las fracciones del experimento V1, isócrona que al igual que las anteriores no se encuentra muy bien definida.

Teniendo en cuenta lo anterior, se elige como mejor edad la pequeña meseta formada por las primeras fracciones del experimento V2, con una edad de 33.72 ± 1.41 Ma, esta edad está distante de ser una edad confiable para la muestra, sin embargo es la mejor aproximación que se puede hacer a la edad con los datos presentes (Fig.3.11-D). Por lo tanto se sugiere tener cuidado en el uso de este dato y de igual manera se sugiere realizar un nuevo experimento usando un método diferente de calentamiento (p. ej. horno de tantalio) para controlar de mejor manera la temperatura de calentamiento.

3.3.3.2 Resultados muestra BSM 12E

La muestra BSM 12E corresponde a una granodiorita de la facies principal de BSM, recolectada sobre la vía Santa Marta-Riohacha, en la parte NW del BSM (Fig. 3.3), de la cual se obtuvo una edad de 55.52 ± 0.34 Ma por el método U/Pb en circón. Igualmente se separó hornblenda, biotita y Kfs, sobre los cuales se hicieron al menos dos experimentos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por cada separado.

La hornblenda en esta muestra, de cristales frescos y homogéneos fue concentrada en un tamaño de grano malla #20, con los cuales se realizaron dos experimentos con buenos resultados y edades idénticas dentro de los rangos de error. Del experimento V1 se obtiene una edad de meseta de 50.42 ± 1.05 Ma y para el experimento V2 una edad de meseta de 51.52 ± 1.02 Ma. La similitud de resultados y espectros muestra que el experimento fue reproducible

y la suma de gaussianas muestra una sola población con edad de 50.91 ± 0.87 . Sin embargo se toma como mejor edad la obtenida para el V1, por tener una mayor cantidad de fracciones (Fig. 3.11-A).

Del separado de biotita, de tamaño de grano malla #40 se obtuvo una muestra con un color rojizo bastante distintivo y de composición bastante homogénea, como lo muestran las relaciones $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Se realizaron tres experimentos de calentamiento por pasos, de los cuales los mejores resultados se obtuvieron en los experimentos V2 y V3, ambos con edades de meseta de 49.21 ± 0.84 Ma (5 fracciones) y 49.25 ± 0.68 Ma (7 fracciones) respectivamente. La similitud de ambas edades y espectros demuestra la reproducibilidad del experimento, sin embargo se toma como mejor edad la obtenida para el experimento V2 por presentar un patrón

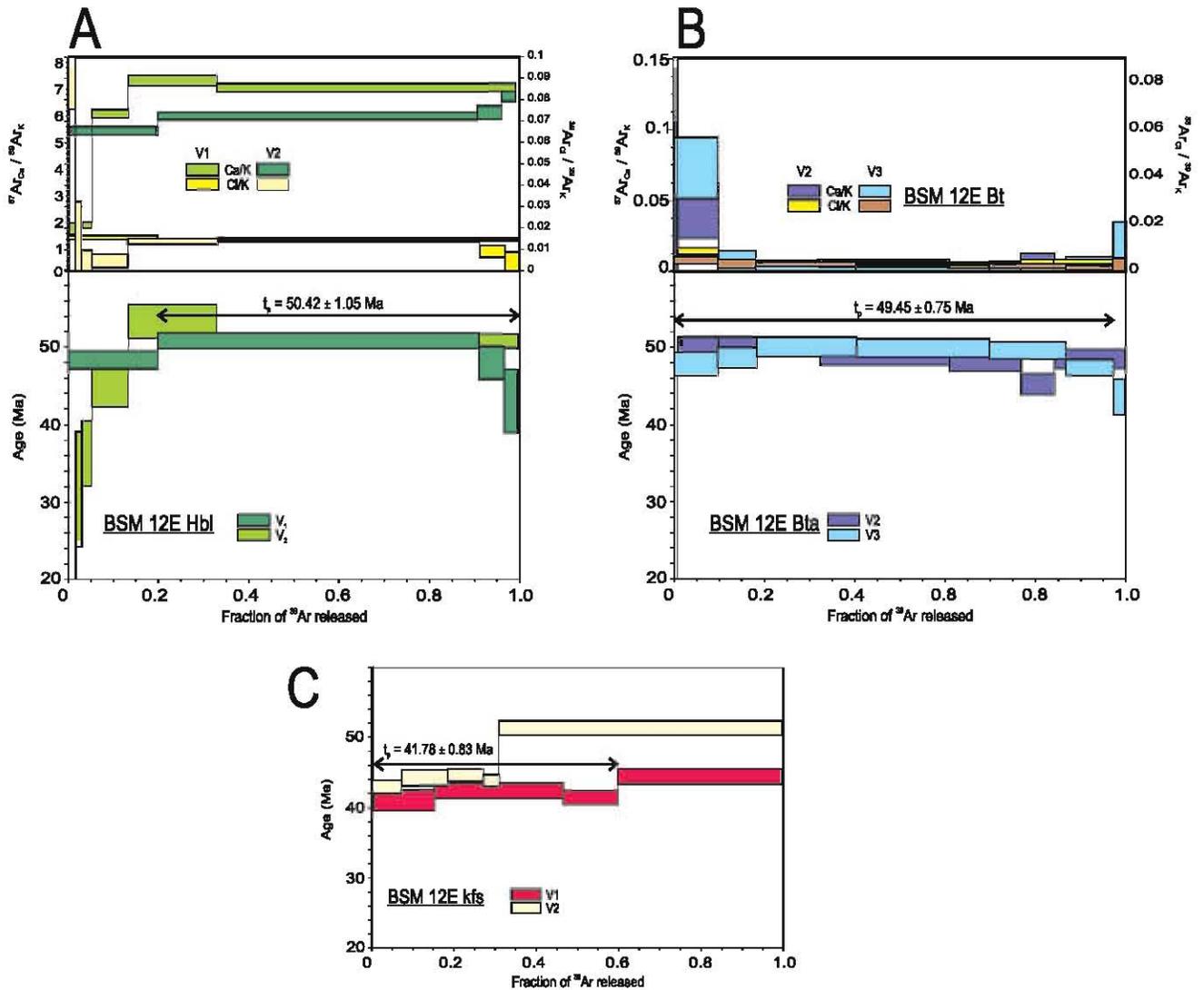


Fig. 3.11. Resultados de los análisis de Ar/Ar en los diferentes separados minerales de la muestra BSM 12E. **A)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K para el experimento V₁ y V₂ de hornblenda. **B)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K de para los experimentos de biotita. **C)** Espectros de edad para los experimentos V₁ y V₂ de Kfs. T_p = edad de meseta.

más homogéneo que el experimento V3 (Fig.3.12-B). Esta edad es corroborada por la suma de gaussianas que confirma la existencia de una sola población con edad de 50.91 ± 0.8 Ma. No pudo ser calculada una edad de isócrona debido al pobre constreñimiento de la línea por la alta agrupación de los datos.

El Kfs fue concentrado en un tamaño de grano malla #60 y sobre este se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos, ambos experimentos con cinco fracciones de desgasificación a diferentes potencias. En ambos experimentos se obtuvieron espectros de liberación de Ar similares, pero edades ligeramente diferentes. Para el experimento V1 se obtiene una edad de meseta de 41.78 ± 0.83 Ma (3 fracciones, 60% del gas) y V2 se tiene una edad definida por una pequeña meseta de 43.93 ± 0.70 Ma. Se elige como mejor dato el obtenido para V1 por presentar una mayor cantidad de gas liberado (Fig. 3.11-C).

Se trató de construir una isócrona compuesta con datos de ambos experimentos, sin embargo la distribución del Ar en la muestra resulta ser predominantemente radiogénico, haciendo que los datos se encuentren muy agrupados y no definan adecuadamente una línea recta.

3.3.3.3 Resultados muestra BSM 111

La muestra BSM 111 corresponde a una tonalita de la facies poikilítica del BSM. Esta muestra fue tomada en la zona norte del BSM cerca de la desembocadura del río Piedras (Fig.3.3). De otra muestra de este mismo sitio, recolectada durante la primera campaña de campo (BSM 18), se obtuvo una edad de 50.12 ± 0.76 Ma por el método U/Pb en circón.

Para los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se obtuvieron separados de anfíbol, biotita y Kfs, separados sobre los cuales se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos para la extracción del gas.

El separado de anfíbol, realizado con la fracción malla #20 fue analizado igualmente en dos ocasiones. Esta muestra presentó un comportamiento particular en el momento del calentamiento porque liberó muy poco Ar y sólo liberó una cantidad importante (>50%) hasta que la muestra fue calentada con el láser a una potencia de 2 Watts. Por lo tanto, el calentamiento en el experimento no fue el adecuado y se fundió la muestra totalmente, generando un solo paso de fusión con una edad de 46.75 ± 1.04 Ma, edad casi equivalente a la edad integrada. Para el experimento V2 se diseñó un cronograma de calentamiento más delicado, del cual se obtuvo una edad de meseta de 48.34 ± 0.90 Ma (Fig. 3.12-B). De estos dos experimentos se tomó como mejor edad la del experimento V2, pues presenta una cantidad mayor de pasos que la V1. La suma de gaussianas confirma la existencia de una sola población, con una edad

de 47.85 ± 0.8 Ma. La isócrona presenta el mismo problema que las isócronas de las muestras anteriores y es la falta de constreñimiento de la línea debido al apilamiento de los puntos hacia composiciones muy radiogénicas.

Del separado de biotita, realizado igualmente en un tamaño de grano malla # 40, se realizaron dos experimentos de calentamiento, ambos en 6 intervalos de extracción de gas a diferentes potencias cada uno, esto con el fin de evaluar la reproducibilidad de los datos. Los resultados obtenidos fueron: para el experimento V1 una edad de meseta de 44.00 ± 0.77 Ma y para el

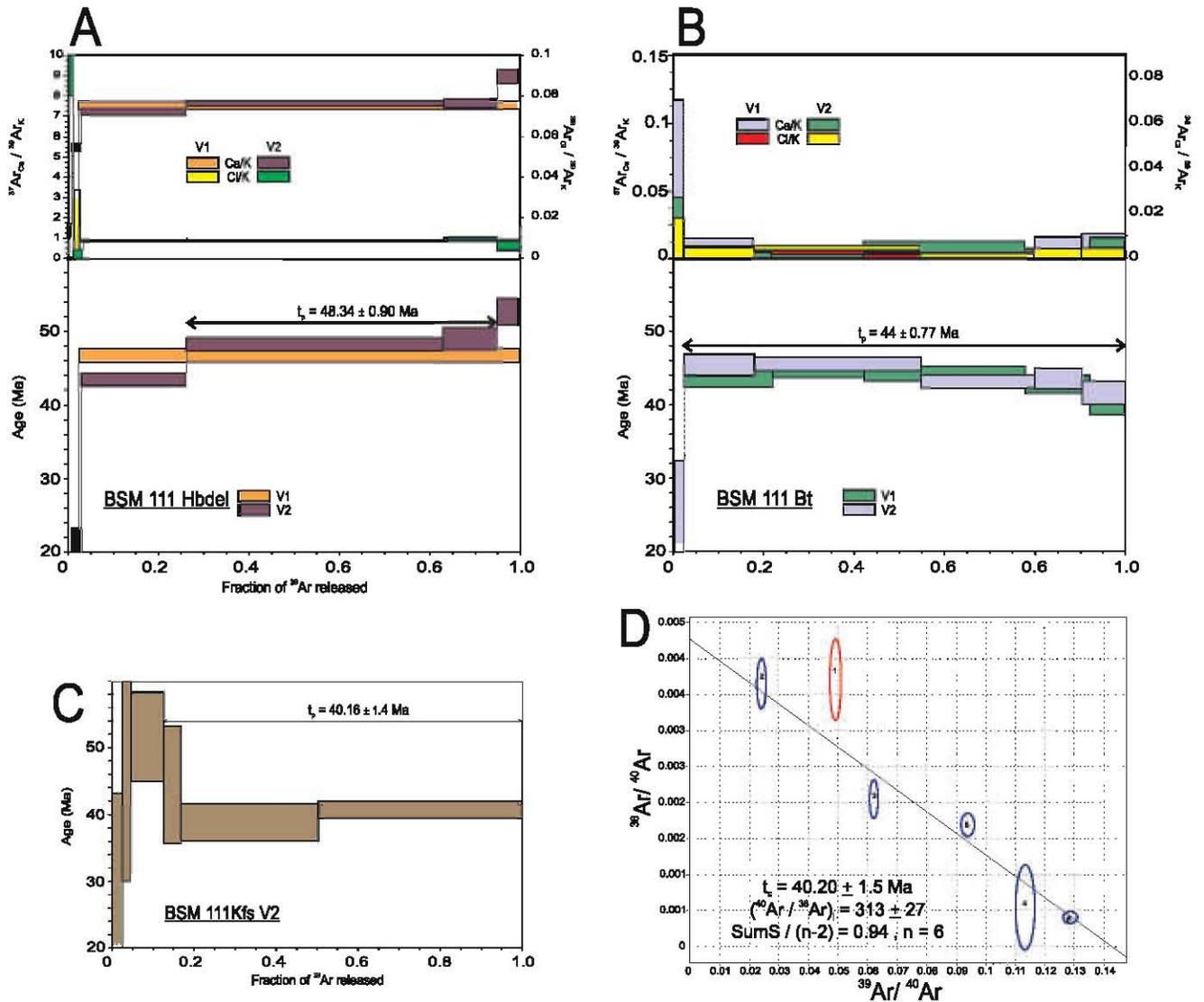


Fig. 3.12. Resultados de los análisis de Ar/Ar en los diferentes separados minerales de la muestra BSM 111. **A)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K para el experimento V₁ y V₂ de hornblenda. **B)** Espectros de edad y de Ca/K y Cl/K de para los experimentos de biotita. **C)** Espectros de edad para el experimento V₂ de Kfs. **D)** Diagrama de isócrona para el experimento V₂ de Kfs. T_p = edad de meseta, T_c = edad isócrona. Los números dentro de las elipses en el diagrama de isócrona indican a que fracción corresponde cada una de estas elipses.

experimento V2 una edad de 44.45 ± 0.70 Ma. Aunque ambos separados presentan relaciones Ca/K constantes, la relación Cl/K varía un poco y de manera análoga en ambos experimentos, lo cual podría estar influenciado por algo de cloritización de la hornblenda analizada. Sin embargo ambos experimentos son idénticos dentro del 1σ de error, por lo cual sería indiferente tomar cualquiera de los dos (Fig. 3.12-A). Sin embargo al realizar la suma de gaussianas se obtiene una sola población con una edad de 43.91 ± 0.45 Ma, por lo cual se toma la edad de V1 como edad de la muestra por tener mayor cercanía con este dato.

Para el Kfs de esta muestra, igualmente separado en un tamaño de grano malla #60, se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos. En el experimento V1 se tuvo una desgasificación incipiente y no se obtiene ningún dato. En el experimento V2 se obtiene una edad de meseta de 40.16 ± 1.4 Ma definida por 3 fracciones con un contenido de 80% del gas liberado. Usando estas 3 fracciones se construyó la suma de gaussianas que indica una sola población con edad de 40.50 ± 1.2 Ma. A diferencia del resto de las muestras anteriores, ésta presenta una buena distribución de Ar^* vs Ar_{atm} , lo cual permitió la construcción de una buena isócrona, con una edad de 40.20 ± 1.45 Ma. Aunque todas las edades presentan valores bastante concordantes entre sí, se tomó como mejor edad la edad de meseta del experimento V2.

4. GEOQUÍMICA

Las rocas graníticas pueden ser formadas en la mayoría de los ambientes geológicos y constituyen uno de los principales mecanismos en la generación de nueva corteza continental (Best, 2006; Wilson, 1989, Harris, 1996). La composición (mineralógica, geoquímica e isotópica) y distribución de estas rocas dependerá de las características de la fuente (corteza y/o el manto), los procesos posteriores de evolución magmática (diferenciación y/o contaminación, etc.) y del ambiente geológico en el cual fueron formadas (Pearce et al., 1982, Pearce, 1996, Faure, 2001, Whalen et al., 2006).

Con el fin de generar un modelo petrogenético y restringir el ambiente tectónico de formación del Batolito de Santa Marta y los cuerpos intrusivos asociados, se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores y traza. Estos análisis que nos permitieron precisar la clasificación, identificar procesos ocurridos tanto durante la formación del fundido inicial como procesos posteriores que permiten la evolución de la serie magmática y la formación de distintos tipos de rocas a partir de un fundido inicial.

4.1 Muestreo, trituración y pulverización

El muestreo realizado se basó en la cartografía publicada por Tschanz et al. (1969). Sobre esta cartografía se plasmaron las diferentes facies magmáticas encontradas, a partir de la ubicación de muestras con características faciales similares (Fig. 4.1). En la zona es difícil tener un control permanente sobre el terreno debido a la intensa vegetación que domina, por lo cual los límites entre las diferentes facies pueden ser difíciles a imposibles de trazar de manera inequívoca.

La selección de las muestras a analizar se basó en la premisa de obtener análisis de una cantidad de muestras que representara de la mejor manera la variación litológica en los intrusivos. De esta manera se seleccionaron 61 muestras sobre las cuales se realizaron análisis de elementos mayores y de éstas 50 fueron analizadas para elementos traza.

Las muestras seleccionadas pasaron además por un proceso de evaluación de su grado de alteración en el microscopio petrográfico para verificar que no existiera ninguna alteración importante posterior que afectara el análisis de la composición inicial de la roca. Posteriormente, a cada muestra se le quitó la corteza para evitar las zonas de mayor alteración y dejar las partes más frescas de la roca, las cuales fueron trituradas con la ayuda de un martillo de 10 libras y luego los fragmentos fueron reducidos de tamaño de forma manual usando un mortero



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

y un pistilo de acero, materiales previamente limpiados usando un esmeril metálico y acetona. Algunas de las muestras fueron trituradas usando una prensa hidráulica con bases de acero, las cuales, al igual que el mortero y el pistilo fueron limpiadas antes y después de cada muestra para evitar cualquier contaminación entre las muestras.

Los fragmentos obtenidos fueron tamizados en una malla de plástica para seleccionar sólo los fragmentos <4 mm. Éstos fueron enjuagadas con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad (DI-H₂O) para retirar el polvo más fino. Posteriormente se pasaron al horno a ~70 °C para ser secadas, para luego ser examinadas bajo la lupa binocular para descartar fragmentos alterados o fragmentos de cuerpos extraños que hayan sido añadidos durante la trituración.

La trituración de la muestra se realizó en el laboratorio de pulverizado del CGEO, usando un shatterbox y una pulverizadora de alúmina SPEX. Previa- y posteriormente al procesamiento de cada muestra el equipo fue limpiado usando arena sílica durante 3-4 minutos para luego lavarla usando DI-H₂O y un cepillo suave, para luego secar bajo una lámpara incandescente. Antes de la recuperación del material pulverizado se pasaron entre 20 y 25 g de muestra a manera de purga, para luego pasar entre 30 y 40 g de muestra, triturando a un tamaño de grano de 75 μ m (malla #200). El material pulverizado se guardó en un recipiente plástico previamente lavado.

4.2. Análisis de muestras

4.2.1. Análisis de elementos mayores

Las muestras seleccionadas para elementos mayores fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM, mediante un equipo de Fluorescencia de rayos X (FRX), Siemens SRS-3000. Los análisis fueron realizados sobre las muestras pulverizadas siguiendo los procedimientos descritos por Lozano-Santa Cruz et al. (1995) y Verma et al. (1996).

4.2.2. Digestión y análisis de elementos traza

La preparación de las muestras para análisis de elementos traza se realizó en el Laboratorio Ultralimpio del CGEO (calidad nominal 300, con una calidad del aire dentro de la cam-

Fig. 4.1. Mapa que muestra la localización de las muestras en las que se realizaron análisis químicos durante este trabajo. Se distingue la localización de muestras que fueron analizadas por elementos mayores (círculos morados) y por elementos mayores y traza (círculos verdes).

para de preparación de clase 100 o menor) usando los procedimientos descritos en Mori et al. (2007). El procedimiento de preparación básicamente consiste en pesar en un vial Savillex de 15 mL y mediante una microbalanza, una cantidad entre 0.04950 y 0.05050 g de muestra pulverizada. Posteriormente se realiza la digestión de la muestra mediante el uso de ácidos. Este procedimiento se realizó en grupos de 16 muestras, incluyendo los estándares internacionales G-2 y JG-2 y dos blancos (viales sin muestra, que siguen el mismo proceso de digestión empleado para las muestras).

La digestión comienza con la adición de 500 μL de HNO_3 8N y 1 mL de HF concentrado a cada uno de los viales con las muestras, dejando los viales cerrados durante la noche sobre la parrilla de calentamiento a $\sim 100^\circ\text{C}$. Al día siguiente se destaparon los viales y se dejaron evaporar sobre la parrilla a $\sim 100^\circ\text{C}$ hasta sequedad, para posteriormente añadir de nuevo 500 μL de HNO_3 8N y 1 mL de HF concentrado y transvasar la muestra a viales Savillex de 1.7 mL para ser introducidos en bombas de presión Parr, con el fin de digerir los minerales refractarios (p. ej. circón) contenidos en la muestra y lograr así una digestión completa.

La bomba de presión se arma colocando los viales con las muestras dentro de la bomba y añadiendo una mezcla de 3 mL de HF y 2 mL HNO_3 entre los viales y el vaso interno de teflón que los contiene. Ya cerrada, la bomba se lleva a una estufa a $\sim 190^\circ\text{C}$ por espacio de 5 días y después se deja enfriar durante un día para liberar la presión interna generada por el calor. Una vez fríos, los viales se extraen de la bomba y se colocan destapados sobre una parrilla para evaporar a sequedad; posteriormente se adiciona 1.5 mL de HCl 6M y se ponen los viales nuevamente en la bomba de presión, esta vez añadiendo una solución de 3 mL HCl 6M en el vaso de teflón, y se deja en la estufa a $\sim 190^\circ\text{C}$ por espacio de 24 horas. Este segundo paso de digestión en las bombas Parr es necesario para poner en solución los metales, y especialmente los lantánidos, que durante el primer paso forman fluoruros insolubles.

Luego de enfriar la bomba, las muestras se transvasan a viales Savillex de 15 mL, lavando los viales de 1.7 mL con 100 μL de $\text{DI-H}_2\text{O}$, los cuales se adicionan a la muestra. La cual posteriormente se deja evaporar, para después añadir 16 gotas de HNO_3 8M, evaporar hasta sequedad y nuevamente añadir 16 gotas de HNO_3 8M, dejando esta vez los viales cerrados sobre la parrilla de calentamiento a $\sim 100^\circ\text{C}$ durante una noche. Estos pasos permiten convertir las especies químicas presentes en nitratos fácilmente solubles. Al día siguiente se destapan los viales y se deja evaporar el ácido; se agregan después 2 mL de $\text{DI-H}_2\text{O}$ y 2 mL de 8N HNO_3 y se dejan nuevamente los viales cerrados en la parrilla de calentamiento a $\sim 100^\circ\text{C}$ por una noche.

Ya con las muestras completamente en solución se realiza la dilución con una solución de estándar interno (ISS) que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm y 5 ppb de Bi. La dilución de las muestras en el ISS se realizó en una proporción de 1:2000 para lograr las concentraciones óptimas a los límites de detección del equipo. Esta dilución se realiza por peso en una botella de 125 mL, a la cual se añaden aproximadamente 95 mL del ISS y los 4 mL de solución en la que se encuentra la muestra, anotando el peso exacto de la solución resultante con una precisión de 0.0001 g.

El análisis de las muestras se realizó por medio de espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS), usando un equipo Thermo Series X^{II}, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO-UNAM. Para la calibración del equipo se emplearon las muestras de referencia certificadas JB-2, JG-2, JR-1, MAR, AGV-2, BCR-2, BHVO-2.

4.3. Resultados de análisis geoquímicos

A continuación se hace descripción de los resultados obtenidos del análisis geoquímico de las muestras. Los resultados analíticos se presentan en el Anexo 4 y la ubicación de las muestras analizadas se encuentra en la Fig. 4.1.

4.3.1 Elementos Mayores

Los análisis de elementos mayores realizados sobre el BSM y las rocas asociadas muestra una suite magmática predominantemente calcialcalina de medio K, dominada por rocas de composición tonalítica a diorítica (Fig. 4.2 A), que a lo largo de sus diferentes fases magmáticas presenta una amplia gama de composiciones que van desde rocas ultramáficas hasta granitos (Fig. 4.2). Esta variedad composicional se ve representada por contenidos de SiO₂ que van desde 40 a 80 % en peso.

Esta suite magmática puede ser dividida en tres subgrupos con base en los contenidos de SiO₂, que a su vez representan rocas con características macroscópicas similares.

Un primer subgrupo, representado por las rocas más máficas de la suite magmática, presentan contenidos de SiO₂ entre 45 y 55 % en peso y litológicamente corresponden principalmente a cumulatitos y enclaves cumulíticos encontrados en los plutones de Latal, Toribío y en el BSM, aunque también incluye rocas del cuerpo principal del plutón de Latal. Composicionalmente, las muestras son relativamente homogéneas y la mayoría de éstas grafican en el campo de los gabros y las rocas ultramáficas (Fig. 4.2 A). En el diagrama de SiO₂ vs. K₂O (Fig. 4.2 B) se

presentan dispersas desde las series de bajo K a las shoshoníticas, lo cual se asocia al carácter cumúlítico de estas rocas.

Otro grupo, de composiciones más intermedias, con contenidos de SiO₂ entre 55 y 70 % en peso, corresponde casi en su totalidad a muestras analizadas de la masa principal de los diferentes cuerpos magmáticos, y que por lo tanto es dominado ampliamente por rocas del BSM, y los plutones de Buritaca y Toribío, mientras que incluye sólo una muestra de la masa principal del plutón de Latal, la cual grafica muy cerca del análisis de un enclave máfico encontrado dentro del BSM y que de igual manera entra en este grupo (Fig. 4.2 A). Las composiciones de las muestras están dominadas principalmente por dioritas y tonalitas, con aparición de un par de granodioritas y una gabrodiorita. Todas ellas muestran tendencias más congruentes y pertenecen a la serie calcialcalina de medio potasio (Fig. 4.2 B).

Por último, se identificó un tercer grupo de rocas con altos contenidos de SiO₂, entre 70 y 80 % en peso. Este grupo está definido por rocas félsicas correspondientes principalmente a los leucogranitos de Playa Salguero, Río Mendihuaca y el W del plutón Buritaca y a los diques aplíticos tardíos que cortan los cuerpos intrusivos. Composicionalmente este grupo es domina-

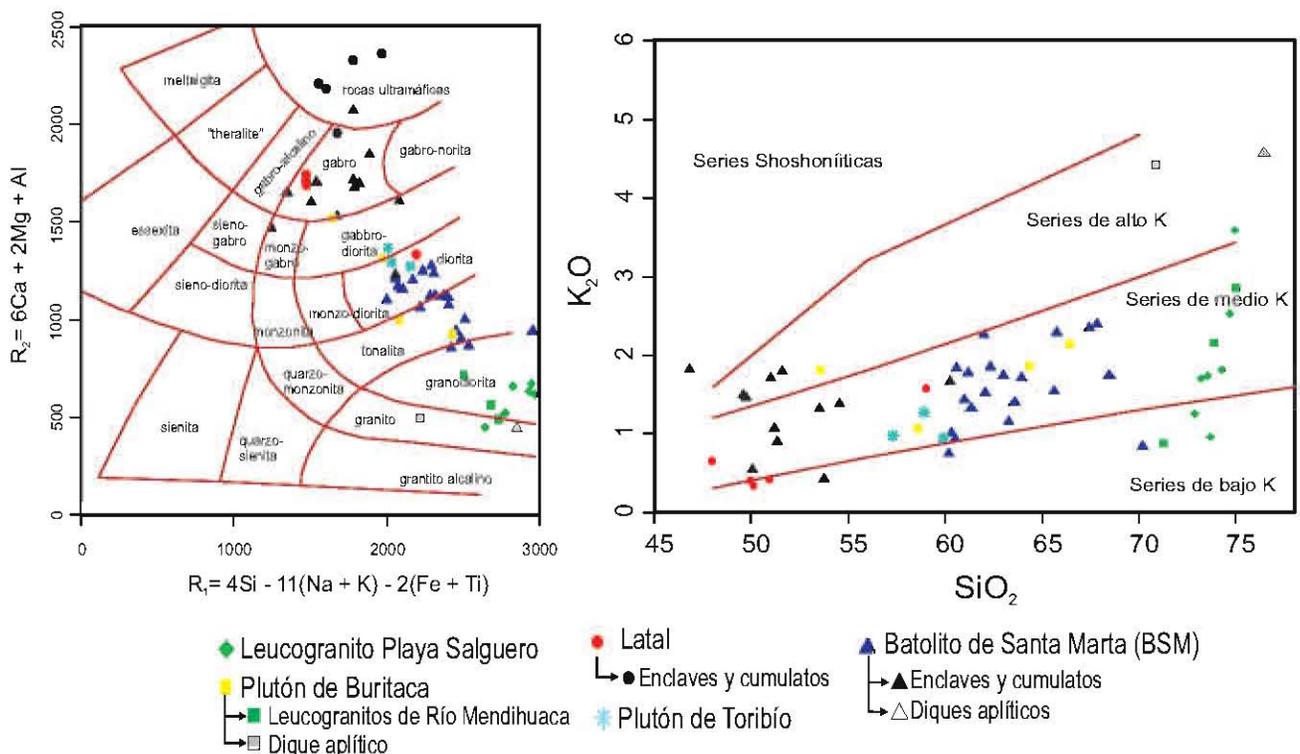


Fig. 4.2. Gráficos de clasificación geoquímica. A) Diagrama de clasificación de rocas basado en la composición de elementos mayores (R₁ vs. R₂) (de la Roche, 1980). B) Diagrama de discriminación de series magmáticas con base en sus contenidos de K₂O (Pecorillo y Taylor, 1976). Ambos diagramas fueron realizados empleando el software GCDKit (Janoušek et al., 2006).

do por granodioritas de medio y bajo K (Fig. 4.2 B), con aparición de algunos granitos que caen en el campo de rocas con alto K, los cuales corresponden principalmente a diques aplíticos, una muestra del leucogranito de Playa Salguero y una muestra del leucogranito de la parte W del plutón de Buritaca (Fig. 4.2 A).

La figura 4.3 muestra los diagramas de variación de elementos mayores (tipo Harker) en los cuales se utilizó el contenido de SiO_2 como índice de diferenciación de la suite magmática. Estos diagramas muestran una clara y completa serie de diferenciación de la suite desde materiales ultramáficos hasta graníticos, formados a partir de un mismo magma o de una mezcla de magmas. Es importante recordar que los materiales asociados al leucogranito de Playa Salguero son claramente más antiguos que las rocas del BSM y por lo tanto no existe una relación comagmática entre éstos y cualquier tendencia de evolución entre estos es coincidental y debida al rango común de composición de las rocas graníticas.

La mayoría de los elementos (Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , TiO_2 y P_2O_5) presentan tendencias negativas con el SiO_2 , mientras que el Na_2O y K_2O presentan tendencias de tipo positivo. Estas tendencias de correlación podrían estar relacionadas con procesos de cristalización fraccionada y acumulación de cristales como olivino, piroxenos, anfíbol, plagioclasa, apatito, titanita, entre otros (Winter, 2001).

Las rocas más máficas encontradas en la serie corresponden a rocas ultramáficas (enclaves y cumulos) (Fig. 4.2), rocas para las cuales se propone un modelo de formación dominado por fraccionamiento y acumulación principalmente de anfíbol, que es el mayor mineral formador de estas rocas, sin embargo, en algunas de estas rocas se encontró piroxeno y olivino, minerales que muy probablemente hayan sido igualmente fraccionados. Esta hipótesis es apoyada por el hecho de encontrar una importante dispersión en los elementos compatibles a estas fases minerales, tales como Al_2O_3 , MgO , FeO , TiO_2 , entre otros (Fig. 4.3). Esta dispersión es igualmente observada en el P_2O_5 , sin embargo el patrón observado en este diagrama (Fig. 4.3 G) pareciera más complejo, pues presenta un punto de inflexión bastante claro hacia los ~58 % en peso de SiO_2 , inflexión que marcaría el momento en que el apatito comienza a cristalizar y es fraccionado. Por otra parte, hacia valores menores de SiO_2 se observa una doble tendencia de correlación, una positiva y otra negativa. Las cuales posiblemente muestren la cristalización de la secuencia con ausencia de cristalización de apatito (tendencia positiva), mientras que las muestras con tendencia negativa indicarían los materiales cumulíticos en los cuales se acumuló el apatito que fue fraccionado mientras se formaron las rocas que están a la derecha de la inflexión.

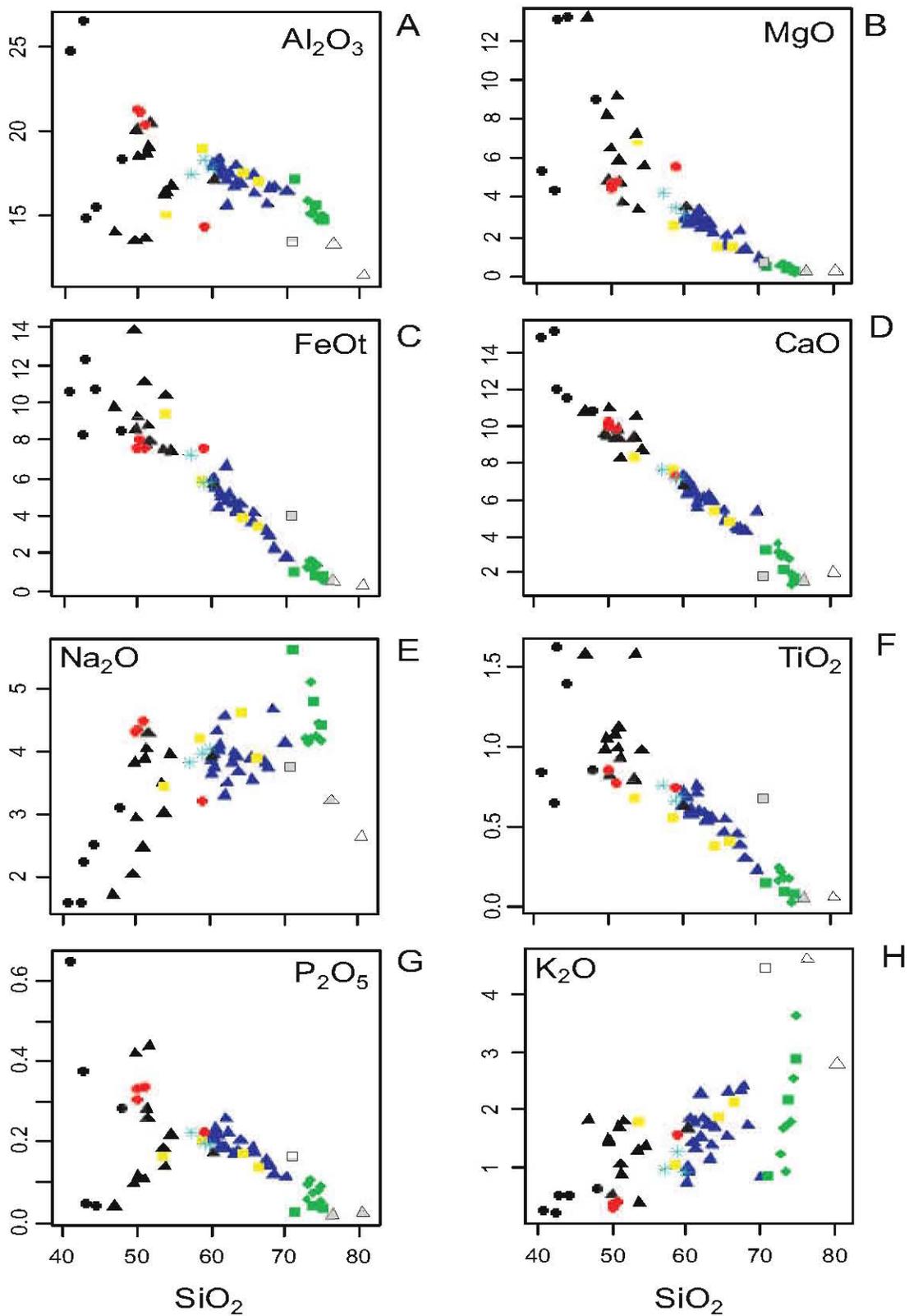


Fig. 4.3. Gráficos multielementos tipo Harker para los elementos mayores de las muestras analizadas del BSM y rocas asociadas. Los elementos mayores están expresados en óxidos y normalizados al 100 % en base anhidra. La concentración de SiO₂ en % en peso se usó como índice de diferenciación. **A)** Al₂O₃, **B)** MgO, **C)** FeO, **D)** CaO, **E)** Na₂O, **F)** TiO₂, **G)** P₂O₅ y **H)** K₂O vs. SiO₂. Los símbolos corresponden a los mismos de la figura 4.2.

Las rocas de las masas graníticas principales del BSM y los plutones de Toribío y Buritaca, clasificadas como dioritas y tonalitas, son volumétricamente las rocas más importantes dentro de este evento magmático. Estas definen la parte central de las tendencias de diferenciación (valores medios de SiO_2). Elementos como el CaO , FeO y TiO_2 presentan tendencias bien definidas, mientras que el K_2O y Na_2O y Al_2O_3 presentan una mayor dispersión, lo cual posiblemente se deba a pequeñas variaciones en el contenido de plagioclasa y feldespato potásico dentro de rocas con grado de diferenciación similar (Fig. 4.3).

Dentro de esta serie de rocas intermedias es de notar la posición de las rocas correspondientes al plutón de Toribío, las cuales junto con una muestra del plutón de Latal representan las composiciones menos diferenciadas dentro de este grupo, seguidas por las rocas del BSM y plutón de Buritaca, que presentan una mayor variación que las anteriormente mencionadas, para terminar la secuencia de diferenciación con los diques aplíticos, que representan las composiciones más diferenciadas de la serie.

El hecho de que las rocas del plutón de Toribío y Latal presenten las composiciones menos diferenciadas (Fig. 4.3), las haría las rocas más similares a lo que habría sido la composición inicial del magma antes de comenzar el proceso de diferenciación, proceso por el que se habría formando toda la serie de rocas que muestran un aumento gradual en el contenido de SiO_2 . De la misma que el proceso de precipitación durante la cristalización fraccionada habría formado las rocas cumúlíticas.

Las rocas pertenecientes a los leucogranitos de Playa Salguero, el W del plutón de Buritaca y Río Mendihuaca, aunque no sean comagmáticos, como se dijo anteriormente, grafican concordantemente con las tendencias observadas para la mayoría de los elementos. Sin embargo, en algunos de los casos no es así y aunque el rango de variación de SiO_2 para estas rocas es estrecho presentan una importante variación en la otra variable. Este es el caso para Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 y K_2O , siendo más importante la variación para el Na_2O y K_2O (Fig. 2.24). Por otra parte, aunque tienen también contenidos altos de SiO_2 , los diques aplíticos del BSM se distinguen de los leucogranitos por tener tendencias ligeramente distintas en los diagramas Harker y especialmente por sus contenidos claramente más bajos de Na_2O que indican una tendencia de evolución distinta a la de los leucogranitos.

Es importante notar que en los leucogranitos hay algunas observaciones que no resultan ser consistentes entre sí. Entre ellas el índice de color de la roca (~5 %), el cual contrasta con su clasificación petrográfica basada en conteos modales, donde la clasificación dominante es granodiorita y algunas tonalitas y granitos (Fig. 2.18). En la clasificación dada según la con-

centración de algunos elementos mayores (R1 vs. R2; de la Roche, 1980) dominan igualmente las granodioritas, con alguna aparición de granitos. Por lo tanto se decidió revisar con mayor detenimiento este grupo de rocas y sacar provecho de la información química para su clasificación.

Los primeros pasos para la clasificación de estas rocas fue evaluar si estas rocas correspondían a granitos de tipo "S" (Chappell y White, 1974), como lo indicaría el contenido de granate en algunas de ellas. Para esto se usó del gráfico propuesto por LeFort (1981) y modificado por Villaseca et al. (1998), el cual discrimina las rocas por su grado de saturación en alúmina (Fig. 4.4 A). Se encontró que las rocas que componen el BSM caen claramente en el campo de las rocas metaluminosas, mientras que las rocas que componen los leucogranitos de Playa Salguero, Río Mendihuica y W del plutón de Buritaca, así como los dique aplíticos del BSM caen en el campo de las rocas hiperaluminosas de bajo grado e hiperaluminosas félsicas, indicando que no tienen cierto enriquecimiento en alúmina característico de los granitos de tipo "S". Por lo tanto se buscó una clasificación más amplia que permitiera la identificación de otro tipo de rocas, para lo cual se usó el diagrama K_2O , Na_2O y CaO , propuesto por Moyen et al. (2003) (Fig. 4.4 B). En este diagrama se puede ver claramente cómo la mayoría de las muestras se

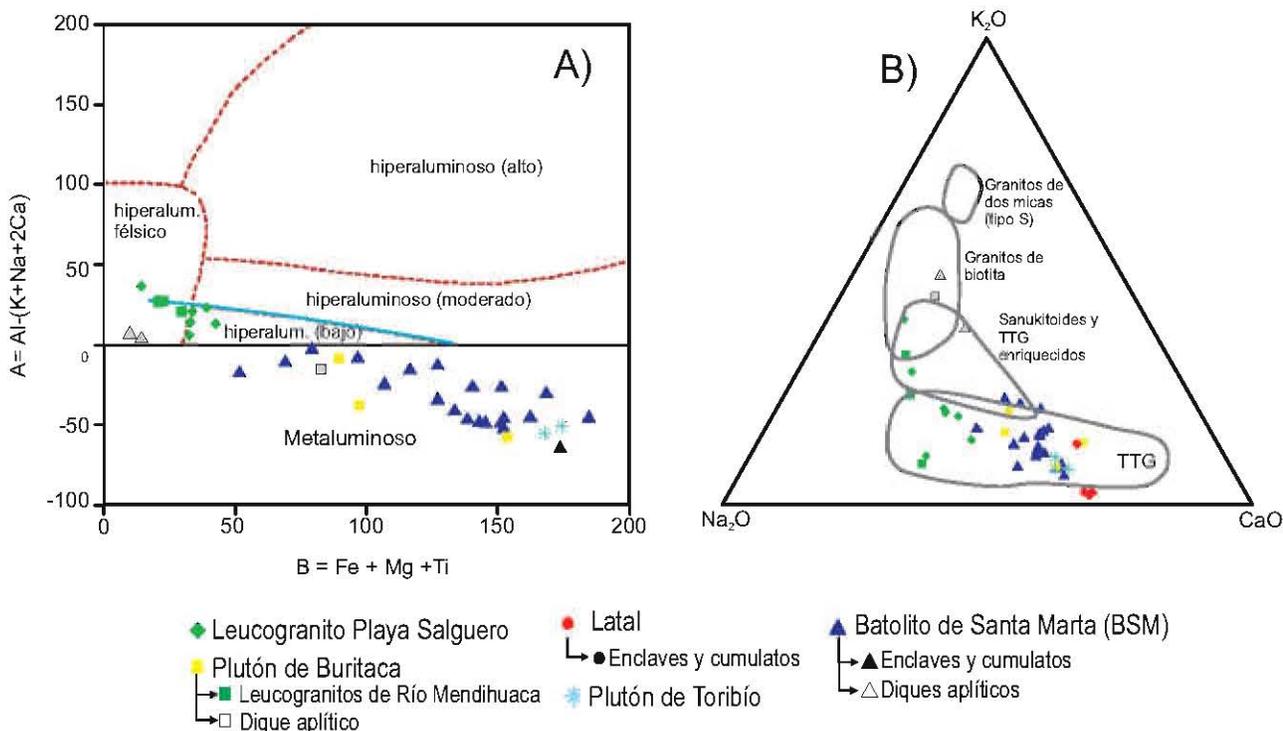


Fig. 4.4. A) Diagrama A-B, propuesto por Le Fort (1983), con variaciones de Villaseca et al. (1998), donde se discriminan las rocas por su grado de saturación en álcalis. **B)** Diagrama propuesto por Moyen et al. (2003) para discriminación de rocas graníticas.

agrupan en el campo de los TTG y algunos leucogranitos tienden hacia el campo de los TTG enriquecidos. Los diques aplíticos, por otra parte, son los más enriquecidos en K_2O y tienden hacia el campo de los granitos de biotita.

De esta manera se llegó a revisar las características descritas por Barker; (1979) para las rocas trondjemíticas, las cuales se resumen en la Tabla 4.1. De acuerdo con los criterios definidos por Barker (1979), la mayoría de los leucogranitos encontradas pertenecerían al campo de las trondjemitas de alto aluminio.

O'Connor (1965), con posteriores modificaciones de Barker (1979), proponen una clasificación de rocas ígneas silíceas basada en la composición normativa (CIPW) de albita (Ab), ortoclasa (Or) y anortita (An) que permite discriminar trondjemitas de tonalitas y granitos. Por lo tanto y usando el programa GCDKit (Janoušek et al., 2006) fue calculada la norma CIPW y estos resultados fueron usados para la construcción del diagrama de Ab-An-Or, descartando las rocas con menos de 10 % de cuarzo (Fig. 4.5 B).

En este diagrama podemos ver que las rocas correspondientes a los cuerpos magmáticos principales (BSM, Latal, Toribío y Buritaca) se concentran exclusivamente en los campos de granodiorita y, principalmente, de la tonalita, mientras que los diques aplíticos caen en los campos de granito y granodiorita, concordantes con la tendencia de evolución de los fundidos graníticos (flecha punteada). Por otra parte, los leucogranitos grafican principalmente en el campo de las trondjemitas y algunas en el campo de las tonalitas, sin embargo estos fundidos siguen la tendencia de evolución propuesta para los fundidos trondjemíticos (flecha sólida) (Fig. 4.5 B). Las rocas trondjemíticas pertenecen al primer evento magmático, ocurrido en el Paleoceno

Tabla 4.1. Comparación de las características descritas por Barker (1979) y los Leucogranitos de Playa Salguero.

Parámetro	Barker (1979)	Leucogranitos de Playa Salguero	Observaciones
SiO_2	>68%, <75%	>70%, <75%	Fig. 4.3
Al (para $SiO_2=75\%$)	Al <15%	≥15%	Fig. 4.3
(FeO_t+MgO)	<3.4%	<2.5%	Fig. 4.5 A
FeO_t / MgO	2-3	1.9-3	Fig. 4.5 A
CaO	4.4 a 5.5%	1 a 4%	trondjemitas de bajo calcio (Fig. 4.3)
K_2O	~2.5 o <2%	1 a 3%, siempre <3.5%	Fig. 4.3

temprano, lo cual indica que el inicio del magmatismo se caracteriza por procesos de generación de los magmas distintos a los que actuaron durante los eventos subsecuentes.

4.3.2 Elementos traza

El comportamiento de los elementos traza en las muestras analizadas para el Batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas presenta en términos generales una clara firma de “arco”, la cual refleja en mayor medida la importancia de la acción de los fluidos acuosos durante la formación del magma (Winter, 2001; Wilson, 1989). Esta característica es evidenciada principalmente por el enriquecimiento de los magmas en los elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements), Pb y Sr, en comparación con los HFSE (High Field Strength Elements) y REE (Rare Earth Elements), debido principalmente a la solubilidad que presentan los LILE, lo cual los hace fácilmente transportables por este tipo de acción.

Teniendo en mente estas características y observando los patrones presentes en las muestras analizadas, éstas fueron subdivididas en cuatro principales grupos, los cuales presentan pequeñas variaciones en sus características que permitieron conocer más acerca de los procesos que actuaron durante su formación.

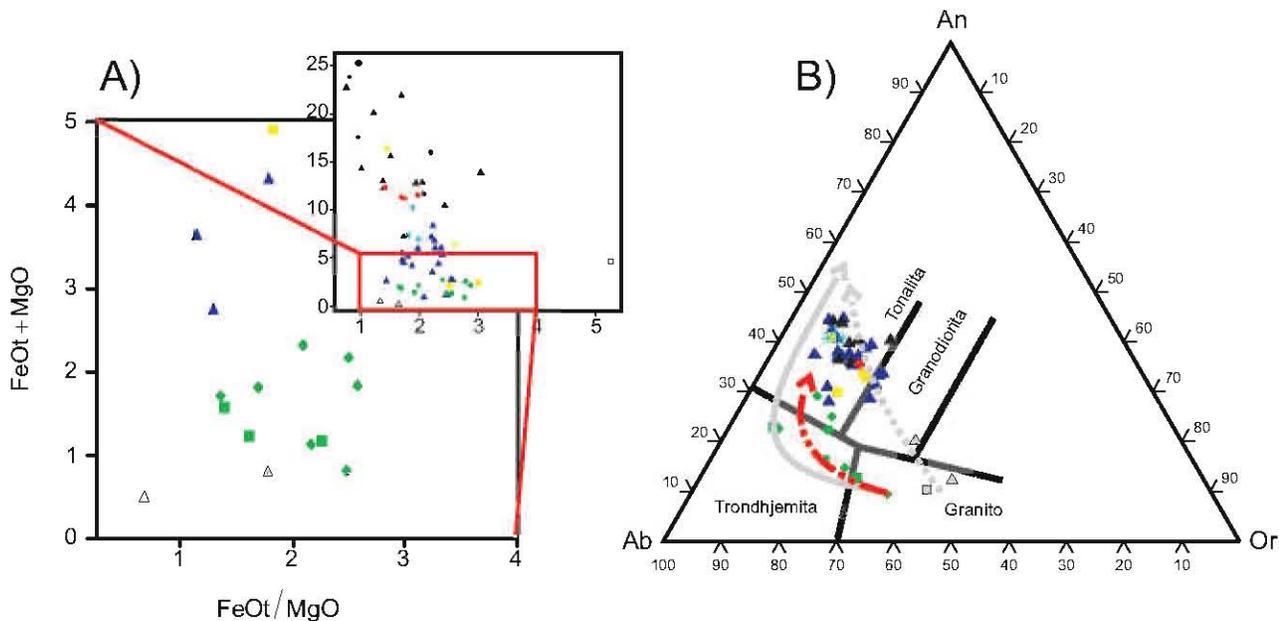


Fig. 4.5. A) Gráfico que representa tanto la relación FeO/MgO como el factor (FeO+MgO), valores propuestos por Barker, (1979) como útiles en la discriminación de rocas trondhjemíticas. **B)** Diagrama de discriminación de rocas plutónicas silíceas, basado en los contenidos normativos de Ab, Or y An propuesto por O'Connor (1965) y modificado por Barker (1979). La flecha sólida indica la línea de evolución de los líquidos trondhjemíticos, mientras que la flecha punteada indica la tendencia de evolución de los líquidos graníticos. La simbología usada es la misma que en la Fig. 4.4.

El primer grupo, formado por las rocas con los contenidos más bajos de SiO_2 (43–54 % en peso), está compuesto por rocas cumulíticas, enclaves y granitoides del plutón de Latal (Fig. 4.6 A). Las rocas se caracterizan por un patrón muy irregular con marcadas variaciones en los contenidos de los elementos más incompatibles y enriquecimientos variables en las distintas muestras, mientras que las variaciones en los elementos de las Tierras Raras pesadas (HREE) son menores y los contenidos de estos últimos elementos tienden a ser mayores que en los otros grupos.

Las rocas cumulíticas presentan empobrecimiento marcado en los elementos Th-Nb, LREE, Zr y Hf, así como un enriquecimiento en Ba, Pb y Sr; además la mayoría de estas muestras no presentan anomalía negativa de Ti. Por su parte, los enclaves tienen patrones con cierta semejanza, aunque el empobrecimiento en Th-Nb y LREE es menor, tienen anomalías negativas de Zr-Hf mejor definidas, así como anomalías negativas de Ti. Finalmente, las rocas del plutón de Latal tienen patrones semejantes a los de un cúmulo encontrado en este mismo plutón, aunque con mayor enriquecimiento en los elementos La-Sm. Estas características indican que todas las rocas de este grupo se formaron por acumulación de los minerales observados (anfíbol, biotita, paldioclasa y, en menor medida, olivino y piroxenos). Las diferencias entre las muestras indicarían variaciones en el tipo y cantidad de minerales acumulados o en el grado de diferenciación del líquido a partir del cual se formaron.

El segundo grupo está conformado principalmente por rocas que representan la masa granítica principal del BSM, los plutones de Buritaca y Toribío, y algunas muestras del plutón de Latal con contenidos de SiO_2 entre 49 y 64 % SiO_2 en peso (Fig. 4.6 B). Los patrones son relativamente uniformes a pesar del rango grande de variación en el contenido de SiO_2 y se caracterizan por una firma de arco mejor definida, mayor enriquecimiento en LILE vs. HFSE, anomalías positivas de Pb y Sr, una marcada anomalía negativa de Nb-Ta, así como una bien definida anomalía negativa de Ti en todas las muestras.

El tercer grupo está conformado exclusivamente por rocas correspondientes al BSM, pero que presentan valores más altos en SiO_2 (Fig. 4.6 C). Al igual que las rocas del grupo anterior, estas rocas muestran las características de magmas de arco, pero se distinguen por tener anomalías negativas de Nb-Ta y positivas de Pb más pronunciadas. Además, las muestras con menor contenido de SiO_2 de este grupo presentan un mayor enriquecimiento en Th y U, mientras en las rocas más diferenciadas tienden a empobrecerse en los REE.

Por último, el cuarto grupo está compuesto por las rocas clasificadas como trondhjemitas. Estas rocas presentan los valores más altos en SiO_2 (68 a 76 % en peso; Fig. 4.6 D) y, aunque

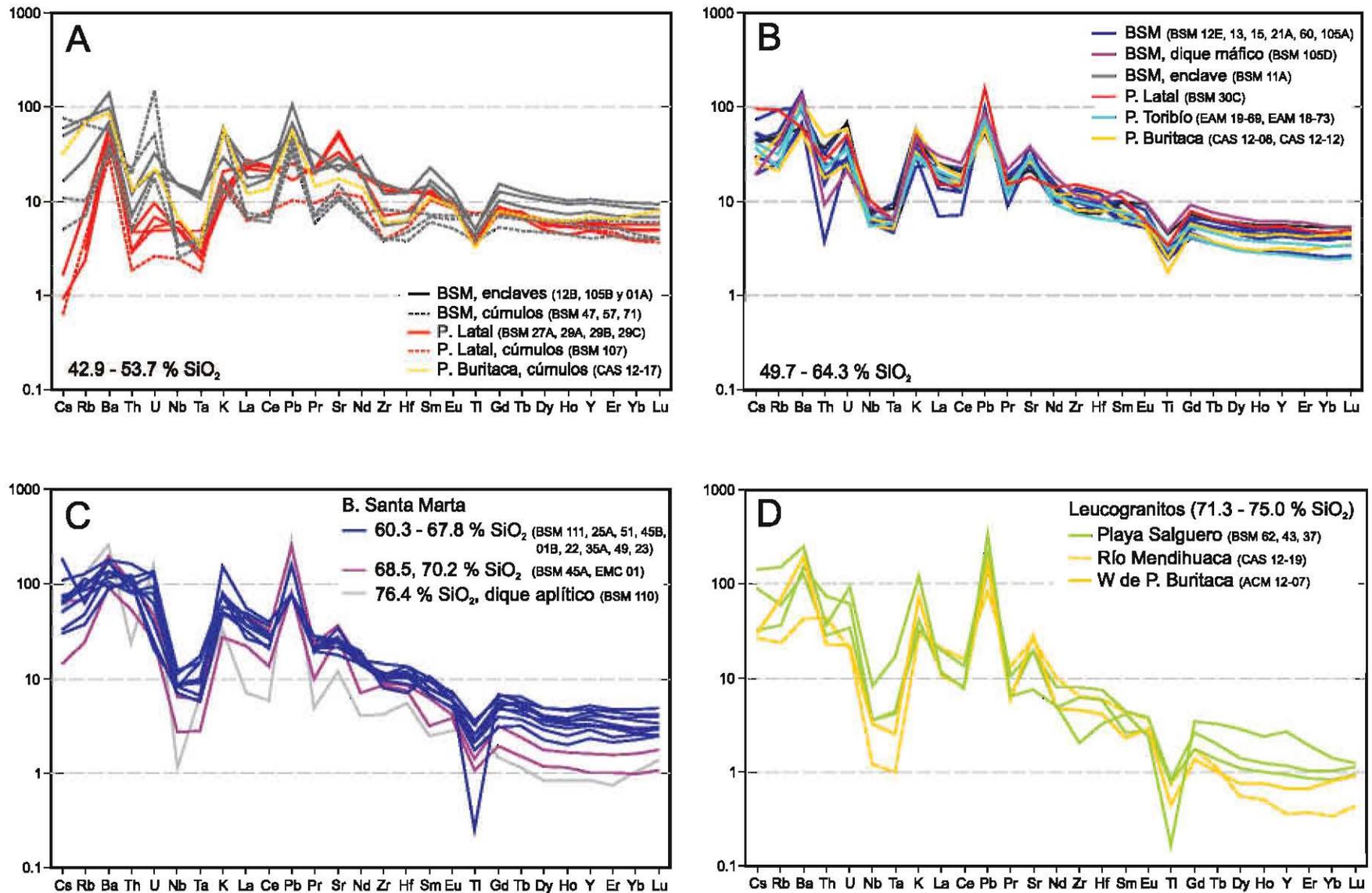


Fig. 4.6. Diagramas multielementos de las muestras analizadas. Análisis normalizados a los valores del manto primitivo (PRIMA) de Sun y McDonough, 1989). **A)** Grupo 1, compuesto por rocas del plutón de Latal y por enclaves y cumulos del BSM y de los plutones Latal y Buritaca. **B)** Grupo 2, rocas del cuerpo principal, de un dique máfico y un enclave del BSM y del cuerpo principal de los plutones de Latal, Toribío y Buritaca. **C)** Grupo 3, rocas del BSM con distintos grados de diferenciación. **D)** Grupo 4, Leucogranitos de Playa Salguero, Río Mendihuaca y el W del plutón de Buritaca.

tienen igualmente una firma de arco, presentan algunas características peculiares, entre las que están la mayor variación en la composición de las distintas muestras, con anomalías negativas de Nb-Ta y Ti, anomalías positivas de Sr y enriquecimiento de HREE muy variables, así como patrones irregulares entre Cs y U.

Algunas de las variaciones en los valores absolutos de los elementos traza pueden verse en la figura 4.7. En este caso, el contenido de los elementos Rb, Ba y La aumentan al avanzar el grado de diferenciación; se observa que los valores tienden a ser bajos en los enclaves y cumulos y altos en las rocas de composición intermedia. Esto indicaría que los elementos mencionados no fueron incorporados de manera importante en los minerales que forman los enclaves y cumulos y que se enriquecieron en los líquidos residuales que resultaron del fraccionamiento. Las principales fases en que son compatibles estos elementos, en líquidos de composición intermedia a félsica, son feldespatos potásicos (Ba), biotita (Rb, Ba), apatito (La) y plagioclasa (Ba, La), minerales que no son abundantes en los enclaves y cumulos.

Sin embargo, las muestras con mayor contenido de SiO_2 , especialmente las trondhjemitas, no son las más enriquecidas en Rb, Ba o La (Fig. 4.7 A-C), mostrando valores muy variables de Ba y Rb y bajos de La. Este comportamiento indicaría un proceso petrogenético diferente para estas rocas emplazadas en la fase más temprana del magmatismo.

Una variación distinta se observa para Sr, elemento compatible durante la cristalización de plagioclasa y que normalmente mostraría un decrecimiento durante la evolución del magma cuando esta fase fracciona (White, 2001). Esto no ocurre en este caso y toda la suite magmática presenta valores altos para los contenidos de SiO_2 y falta de correlación con el contenido de SiO_2 . Este comportamiento podría estar indicando que en la mayor parte de las rocas el fraccionamiento de plagioclasa ocurrió en una escala menor, habiendo un amortiguamiento en el contenido de Sr (Fig 4.7 E). Esto es corroborado por los bajos contenidos en Sr en la mayor parte de los enclaves y cúmulos. Sin embargo, en las rocas del plutón de Latal, con contenido alto de Sr en rocas con características cumulíticas y bajo en la masa principal, el proceso de fraccionamiento de plagioclasa parece haber sido importante.

Igualmente es interesante el hecho de que aunque las rocas trondhjemiticas presentan un alto contenido de plagioclasa y feldespatos potásicos, el Sr presenta valores iguales o incluso más bajos en comparación con otras rocas, así como variaciones grandes para el estrecho rango de SiO_2 , lo cual también apoyaría la idea de que estas rocas se generaron por un proceso distinto.

El Th presenta un comportamiento bastante particular para un elemento incompatible. Una parte de las rocas de la suite magmática estudiada presentan valores bajos de Th (grupos 1 y 2; Fig. 4.6 A y B), sin embargo éstos presentan un notorio aumento con la diferenciación; este aumento no es gradual y se presenta en las muestras en el rango de 60 a 70 % en peso de SiO_2 , que corresponde a las rocas del grupo 3 (Fig. 4.6 C). Este enriquecimiento en Th podría estar relacionado a eventos posteriores de mineralización, especialmente por minerales del grupo de la epidota, los cuales pueden llegar a contener importantes cantidades de Th y elementos de las LREE (Giere, 2004).

Por otra parte, las rocas con mayor contenido de SiO_2 , correspondientes a los leucogranitos, presentan valores más bajos del contenido de Th que las rocas del grupo 3 (Fig. 4.7 D).

Los elementos de las tierras raras presentan patrones que en términos generales son caracterizados por un enriquecimiento en las LREE (tierras raras livianas) vs. las HREE (tierras raras pesadas) (Fig. 4.8). Como puede apreciarse en los contenidos de La e Yb (Fig. 4.7). Con

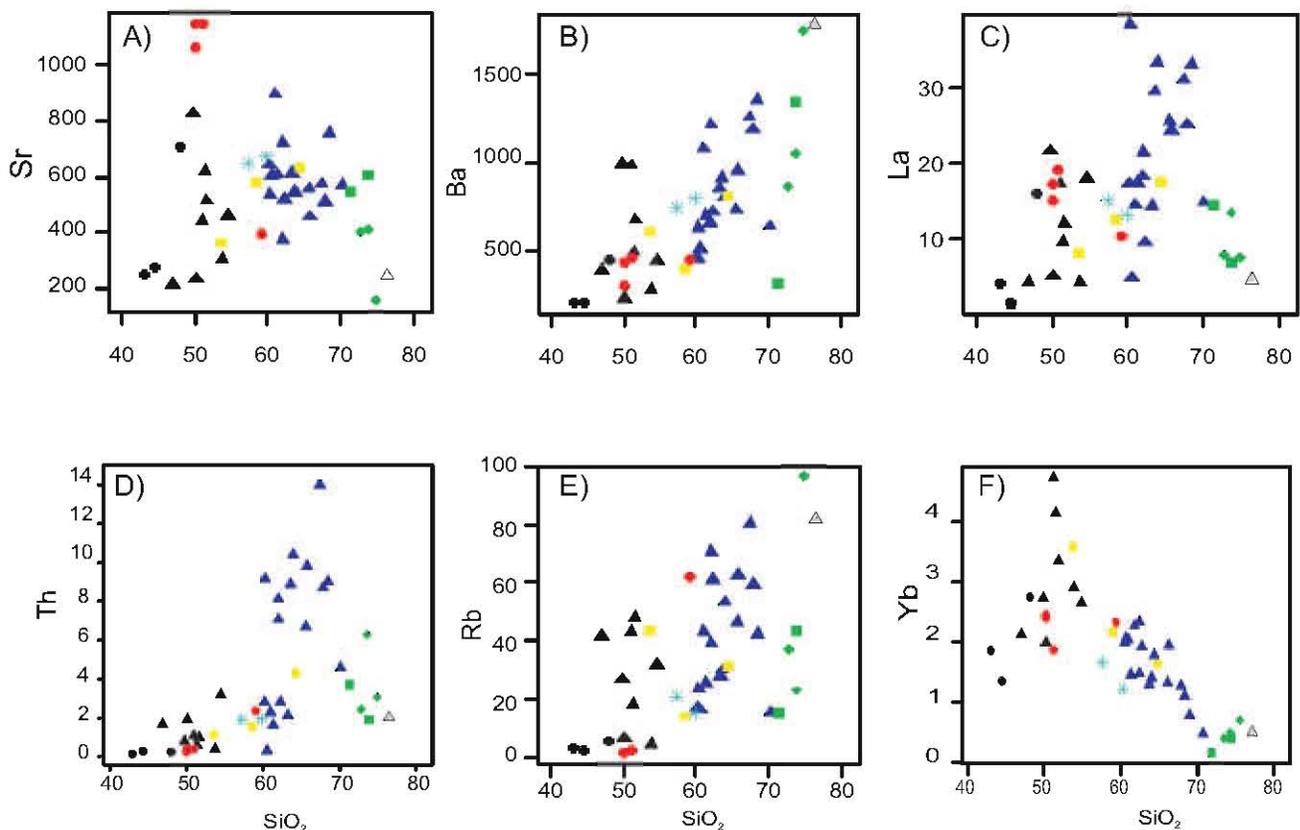


Fig. 4.7. Diagramas de variación tipo Harker para algunos de los elementos traza que presentan variaciones importantes, usando como índice de diferenciación el contenido de SiO_2 . **A)** Sr **B)** Ba, **C)** La, **D)** Th, **E)** Rb, **F)** Yb vs. SiO_2 . Los elementos menores se presentan en ppm, SiO_2 en % en peso. La simbología usada es la misma que en la Fig. 4.4.

valores de La/Yb que varían desde 0.51 hasta 42 y un valor extremo de 60 (Fig. 4.9 A). En general, la relación La/Yb aumentan a medida que aumenta el contenido de SiO₂. Sin embargo las rocas trondhjemíticas presentan valores de La similares al grupo 2 y ligeramente menores a las rocas más silíceas del BSM, pero valores menores en Yb que toda la suite magmática del BSM.

La relación entre las MREE (tierras raras medias) y las HREE, evaluada mediante la relación Gd/Yb, muestra un comportamiento distinto al tener valores más estables que varían entre 1 y 3, con un valor extremo de 6 (Fig. 4.9 D) y no presentar una correlación con el contenido de SiO₂, aunque se observa un ligero aumento en las rocas con mayor contenido de SiO₂.

Las muestras fueron separadas en cuatro diferentes grupos según su contenido de SiO₂, usando la misma división que para los diagramas multielementos. El primer grupo (enclaves, cumulos y algunas rocas del plutón de Latal; Fig. 4.8 A) presenta patrones con enriquecimiento variable en las LREE que pueden tener un patrón relativamente plano o con una concavidad hacia abajo; las HREE presentan patrones planos y contenidos con menor variación que las LREE. La mayor parte de estas rocas muestra ligeras anomalías de Eu, indicadas por valores menores que 1 en la relación Eu/Eu* (Fig. 4.9 F), mientras que la suma de las REE arroja valores muy variables (45-162; Fig. 4.9 C).

El segundo grupo, correspondiente a las rocas menos diferenciadas de los cuerpos principales (Fig. 4.8 B), presenta valores más fraccionados entre las LREE y HREE que los observados en el grupo 1, con mayor enriquecimiento en las LREE, pero con contenidos de HREE similares. Una muestra de este grupo presenta empobrecimiento en las LREE y un patrón cóncavo hacia abajo en las LREE, que podría indicar cierto grado de acumulación de cristales. Presentan también anomalías negativas a ligeramente positivas en Eu (Eu/Eu*=0.74-1.08; Fig. 4.9 F) y valores de la suma de REE intermedios (51-106; Fig. 4.9 C).

El tercer grupo, compuesto por las rocas más diferenciadas del BSM (Fig. 4.8 C), presenta el mayor fraccionamiento de REE; en las HREE presenta valores similares a los del segundo grupo, pero que llegan a ser menores en las rocas con mayor contenido de SiO₂ dentro del grupo. Además, éstas últimas se caracterizan por tener un patrón cóncavo bastante marcado en las MREE. Es importante anotar que el empobrecimiento en las MREE y HREE entre los diferentes grupos no genera patrones que se cruzan entre sí, sino que lo hace de manera paralela y aumentando la concavidad en las MREE a medida que aumenta el grado de diferenciación (Fig. 4.8). La rocas menos diferenciadas de este grupo tienen anomalías negativas de Eu variables (Eu/Eu*=0.72-0.94; Fig. 4.9 F), mientras que en las rocas más diferenciadas se

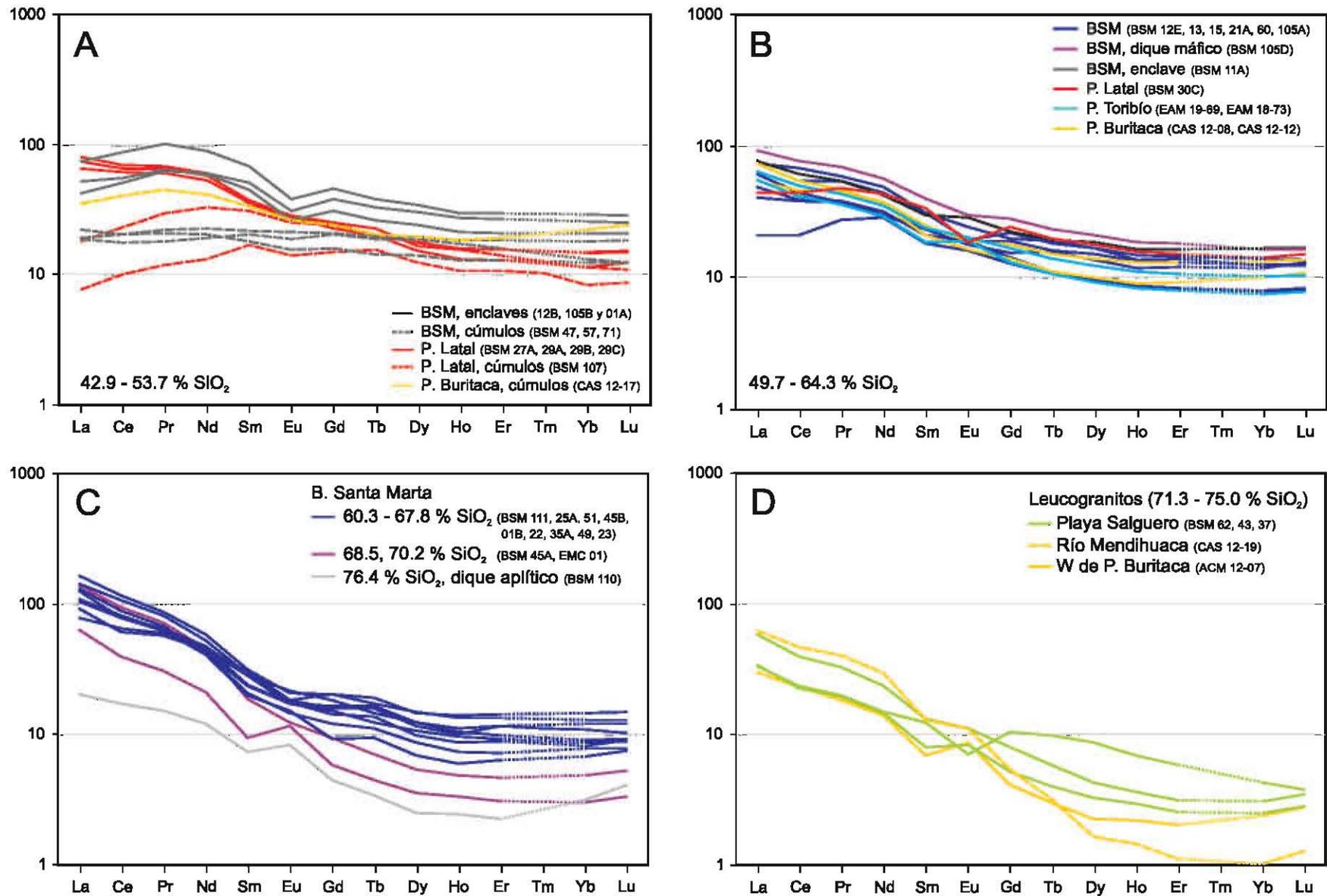


Fig. 4.8. Diagrama de REE normalizadas a condrito (Anders y Grevesse, 1989) para las muestras analizadas. **A)** Grupo 1, compuesto por rocas del plutón de Latal y por enclaves y cumulos del BSM y de los plutones Latal y Buritaca. **B)** Grupo 2, rocas del cuerpo principal, de un dique máfico y un enclave del BSM y del cuerpo principal de los plutones de Latal, Toribío y Buritaca. **C)** Grupo 3, rocas del BSM con distintos grados de diferenciación. **D)** Grupo 4, Leucogranitos de Playa Salguero, Río Mendihuaca y el W del plutón de Buritaca.

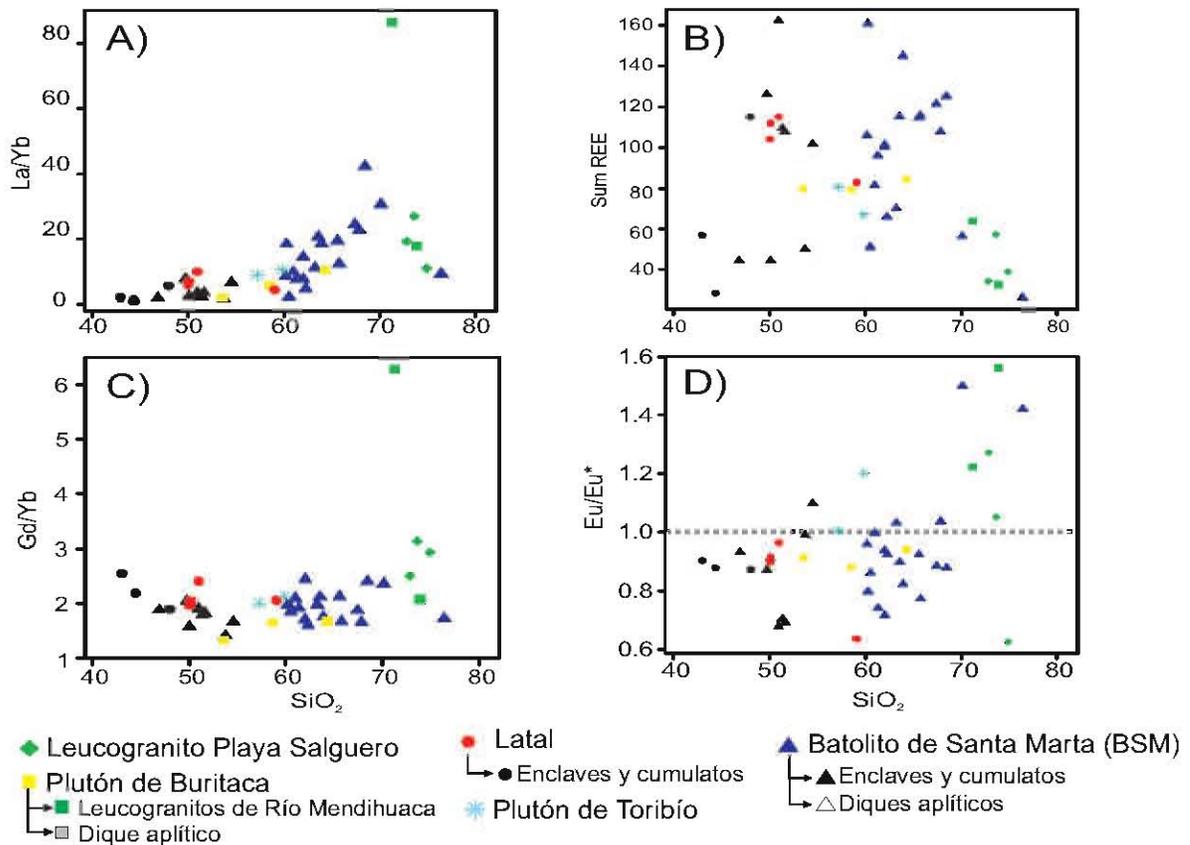


Fig. 4.9. Diagramas de variación de algunas de las relaciones de elementos trazas, usando como índice de diferenciación el contenido de SiO₂. **A)** La/Yb, **B)** Sum REE (suma REE), **C)** Gd/Yb, **D)** Eu/Eu* vs. SiO₂. $Eu^* = Eu_N / ((Sm_N + Gd_N) / 2)$.

presentan anomalías positivas ($Eu/Eu^* = 1.04-1.5$; Fig. 4.9 F). Por otra parte, la suma de REE alcanza valores mayores que en el grupo 2 (100-161), aunque las rocas con alto contenido de SiO₂ (>70%) tienen valores bajos de 26 y 56 (Fig. 4.9 C).

El cuarto grupo constituido por las rocas trondhjemíticas (Fig. 4.8 D) presenta patrones con enriquecimientos notoriamente más variables tanto en las LREE como en las HREE, los cuales se reflejan en valores variables de La/Yb y Gd/Yb (Fig. 4.9 A, D) y de la suma de REE (33-64; Fig. 4.9 C). Los patrones de las distintas muestras se cruzan entre sí y se observa un marcado empobrecimiento en las HREE, con un pequeño incremento en las HREE más pesadas (Yb y Lu). Una muestra presenta una bien definida anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.62$; Fig. 4.9 F), mientras que el resto tienen anomalías positivas variablemente definidas ($Eu/Eu^* = 1.05-1.56$; Fig. 4.9 F).

5. DISCUSIÓN

El estudio del Batolito de Santa Marta (BSM) y sus rocas asociadas nos ha mostrado en los capítulos anteriores que estas rocas presentan una importante complejidad, con diferentes eventos magmáticos, complejos procesos de granitogénesis y evolución magmática que generaron una gran diversidad de rocas, además de la influencia de intensos procesos tectónicos durante el proceso de generación de las rocas.

Lo anterior llevó a la necesidad de integrar varias técnicas de análisis geológico, que permitieran la generación de un modelo petrogenético coherente con las características observadas y poder así integrar los datos obtenidos en el presente trabajo con los modelos tectónicos regionales, permitiendo ajustes y nuevas interpretaciones para el mejoramiento de éstos.

En el presente capítulo se pretende hacer una recapitulación y un análisis integral de los datos de campo, petrográficos, geocronológicos y geoquímicos recopilados durante este trabajo. En términos generales, el estudio geocronológico de las rocas del Batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas, incluyendo el Leucogranito de Playa Salguero, presenta como conclusión más general que en la zona existen dos eventos principales de magmatismo: Un evento representado por los leucogranitos de Playa Salguero, Río Mendihuaca y el W del plutón de Buritaca el cual se extiende desde los 65 a ~63 Ma, y un segundo evento que habría ocurrido entre los 58 y los 50 Ma, y que comprende las granodioritas y tonalitas del BSM y plutones de Buritaca, Latal y Toribío.

5.1 Evento magmático del Paleoceno temprano

Este evento está constituido por una serie de rocas de características mineralógicas y químicas especiales. Volumétricamente pequeño, concentrado en dos afloramientos principales, los cuales en ambos casos presentan formas alargadas concordantes con la tendencia de las estructuras generales (NNE).

Uno de los cuerpos, y el más estudiado en este trabajo, denominado como Leucogranito de Playa Salguero se encuentra en la zona de Gaira (Fig. 2.19). El segundo afloramiento corresponde a dos pequeños cuerpos, uno de forma alargada y ligeramente elíptico que se encuentran en la parte norte de la zona de estudio entre el BSM y el plutón de Buritaca en el área del Río Mendihuaca (Fig. 2.19). Estos cuerpos igualmente están alargados en sentido NNE. A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

estos últimos dos afloramientos no se pudo acceder pero se obtuvieron muestras del proyecto interinstitucional “Sierra Nevada” (Fig. 2.22). Estas rocas fueron descritas por Tschantz et al. (1969) simplemente como cuerpos félsicos asociados al BSM y al plutón de Buritaca, pero estos autores no logran resolver con certeza la cronología de emplazamiento de los cuerpos debido a la ausencia tanto de relaciones claras de campo como de fechamientos isotópicos de esas rocas.

5.1.1 Edad del magmatismo

En el presente estudio la obtención de fechamientos U/Pb nos muestra claramente que estas rocas, por lo menos las del Leucogranito de Playa Salguero, corresponden a un evento independiente, con edades bien definidas entre 65 y 63 Ma (Fig. 5.1). En muestras de este cuerpo se encontraron igualmente algunos cristales con edades del Carbonífero, Pérmico y Cretácico, los cuales fueron interpretadas como cristales heredados de la roca fuente. Estas herencias son concordantes con los datos de circones detríticos obtenidos por Cardona et al. (2009) para las rocas del cinturón metamórfico de Santa Marta, mientras que la presencia de posibles antecristales con edades hasta de 71 Ma y el hecho de que en algunas muestras se observe una migración de las edades desde los antecristales hasta la edad principal de cristalización, alude a un proceso prolongado y constante de generación y emplazamiento de magma.

Aunque las rocas correspondientes a los afloramientos del Río Mendihuaca no han sido fechados hasta ahora, la similitud en sus características tanto mineralógicas como composicionales y las descripciones realizadas por Tschantz et al. (1969) hacen pensar que correspondan al mismo evento magmático, por lo cual son discutidas como tales. Por otra parte, Cardona et al. (sometido-A) reporta una edad de 65.04 ± 0.36 Ma (U-Pb en circón) para una tonalita colectada en el extremo W del plutón de Buritaca, área en la que se identificaron también rocas trondhjemíticas.

5.1.2 Petrogénesis

Por su composición mineralógica estas rocas corresponden a granodioritas y en menor medida a granitos y tonalitas (Fig. 2.19). Sin embargo esta clasificación no concuerda con su índice de color (I.C. ~5%), principalmente debido al alto contenido de plagioclasa y bajo contenido de feldespato potásico que éstas presentan, razón por lo cual se les da el nombre de leucogranitos de dos micas y granate.

Geoquímicamente estas rocas presentan características igualmente peculiares: SiO₂ (70-75

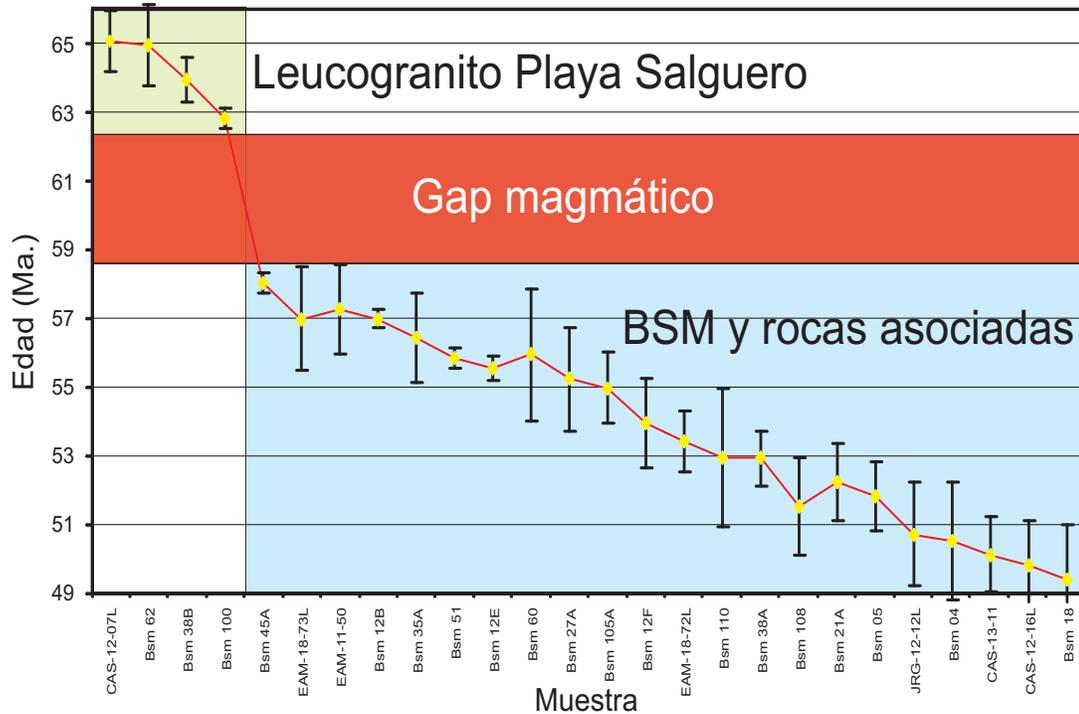


Fig. 5.1. Diagrama que muestra la variación de edades obtenidas para las muestras analizadas. Se incluyen tanto muestras del presente proyecto como las reportadas por Cardona et al. (sometido-A).

wt%), Al_2O_3 (14.7-15.92 wt%), Na_2O (4.14-5.12 wt%), FeO/MgO (1.9-3), K_2O (1-3 wt%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.18-0.86 wt%), patrones de HREE altamente fraccionados (La/Yb 11-87) (Fig. 4.9 A). Estas características concuerdan con los criterios propuestos por Barker (1979) para la definición de las trondhjemitas de alto aluminio, clasificación que también se ajusta a la discriminación basada en diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965), modificado por Barker (1979) como se muestra en la figura 4.5B. Así mismo, en la Tabla 5.1 se puede ver cómo las características geoquímicas de los leucogranitos de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) muestran una gran similitud con las adakitas de alto sílice (HSA) definidas por Martin y Moyen (2003), lo cual las hace comparables con otras rocas trondhjemíticas tanto a nivel mundial, como las rocas félsicas del esquistos Catalina en California, U.S.A., y rocas del ámbito Circun-Caribeño como las reportadas para la Sierra del Convento, Cuba (Tabla 5.1).

Las similitudes en las características composicionales entre las adakitas y las series de trondhjemitas-tonalitas-granitos (TTG) (especialmente las generadas a $t < 3.0$ Ga) es importante, pues sugieren procesos similares de generación de los magmas, los cuales implican la participación de fundidos de la placa subducente y/o de fusión en la parte baja de la corteza (Martin et al., 2005; Condie, 2005; Getsinger, et al., 2009; Proteau, et al., 2001). Sin embargo, las variaciones composicionales observadas este tipo de rocas indica que los procesos petrogenéticos

Tabla 5.1. Características composicionales más importantes de los leucogranitos de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y de algunas rocas trondhjemiticas y adakíticas reportadas en otros trabajos. Con datos de Lázaro y García-Casco (2008) y Martin et al. (2005). LSA: Adakitas de bajo sílice; HSA: Adakitas de alto sílice.

	Leucogranitos de la SNSM	Sierra del Convento, Cuba	Rocas ácidas en E. Catalina	Adakitas	LSA	HSA
SiO ₂ (wt.%)	72.9-74.9	57.8-69.6	68-75.4	>56	50.1-65.3	55.4-75.3
Na ₂ O (wt.%)	4.2-5.1	4.4-7.6	4.9-6.8	3.5-7.5	2.8-5	3.1-5.1
(K ₂ O/Na ₂ O)	0.18-0.86	0.01-0.11	0.03-0.24	low (~0.42)	0.09-2	0.16-0.98
Fe ₂ O ₃ +MgO+MnO+TiO ₂ (wt.%)	0.59-1.86	0.8-8.1	0.3-2.7	~7	2.8-21	2.4-13.1
Mg#	38-48	38-67	31-89	~51	33-72	15-57
Ni (ppm)		6.55-43.4	6-29	~24	0.8-240	2-88
Cr (ppm)		11.8-260	0.96-30.1	~36	2-426	2-71
Sr (ppm)	159-405	271-1778	680-1580	>400	8-8529	3-1400
(La/Yb) _n	4.2-17.1	0.87-16.8	2.9-15	>10	1.4-43	0.4-35
Yb (ppm)	0.40-0.69	0.064-1.034	0.02-0.4	≤1.8	0.41-3.42	0.37-2.9
Y (ppm)	4.2-12	0.67-10.8		≤18	0.5-52	2.6-31

pueden ser diversos, especialmente por interacciones con la cuña del manto o la corteza continental, posteriores al proceso de fusión.

Las características geoquímicas anteriormente descritas clasifican los leucogranitos de la SNSM como trondhjemitas de alto Al y a su vez implican una cercana similitud geoquímica con las adakitas de alto sílice (HSA). Esto es reforzado por el hecho que los datos correspondientes a los leucogranitos estudiados grafican en los campos de las HSA y de los líquidos experimentales obtenidos a partir de la fusión de basaltos y anfibolitas, como se muestra en la figura 5.2 (Martin, et al. 2005).

Se ha interpretado que la composición de las HSA refleja una fuente máfica pobre en K, con anfíbol y a una presión suficientemente elevada como para lograr la estabilidad del granate (eclogita o anfibolita granatífera). Esto es indicado por los marcados enriquecimientos en LREE respecto a las HREE, y especialmente el fuerte empobrecimiento en las HREE, que implica un importante fraccionamiento de estos últimos elementos debido a la presencia de granate y/o anfíbol residual en la fuente, minerales para los cuales las HREE presentan coeficientes de partición altos (Condie, 2005; White, 2005).

Adicionalmente a esto, el contenido relativamente bajo de Sr, en relación con los HSA, asociado con menores contenidos de (CaO+Na₂O) de los leucogranitos de la SNSM (Fig. 5.2 C) indica que la fusión se habría dado en el campo de estabilidad de la plagioclasa, la cual tiene

un coeficiente de partición alto para Sr y controla la abundancia de este elemento durante el proceso de fusión. Esto a su vez indica que la presión a la que ocurrió la fusión no podría haber sido demasiado alta (Martin y Moyen, 2002) y que el protolito más probablemente fue una anfibolita y no una eclogita. Además, el hecho que la mayoría de las muestras presenten anomalías positivas de Eu (hasta 1.6 Eu/Eu*) indica que esta fase tuvo un aporte importante durante la fusión (Fig.4.9 F).

El bajo contenido de Nb (Fig. 5.2 D) y las bajas relaciones Nb/Ta (Fig. 4.6 D), especialmente en las rocas de Playa Salguero, podría estar asociados a anfíbol bajo en Mg como fase residual en la fuente, el cual retiene efectivamente el Nb y en menor medida el Ta, mientras que las rocas con relaciones altas de Nb/Ta, en especial los leucogranitos de Río Mendihuaca (Fig. 4.6 D) podrían estar asociados a la presencia de rutilo como fases residuales en la fuente. A su vez, ambas fases residuales (anfíbol bajo Mg y rutilo) generan una anomalía negativa en Ti en los fundidos (Martin, et al. 2005, Green y Pearson, 1987; Condie, 2005), la cual es observable en todos los leucogranitos de la SNSM (Fig. 4.6).

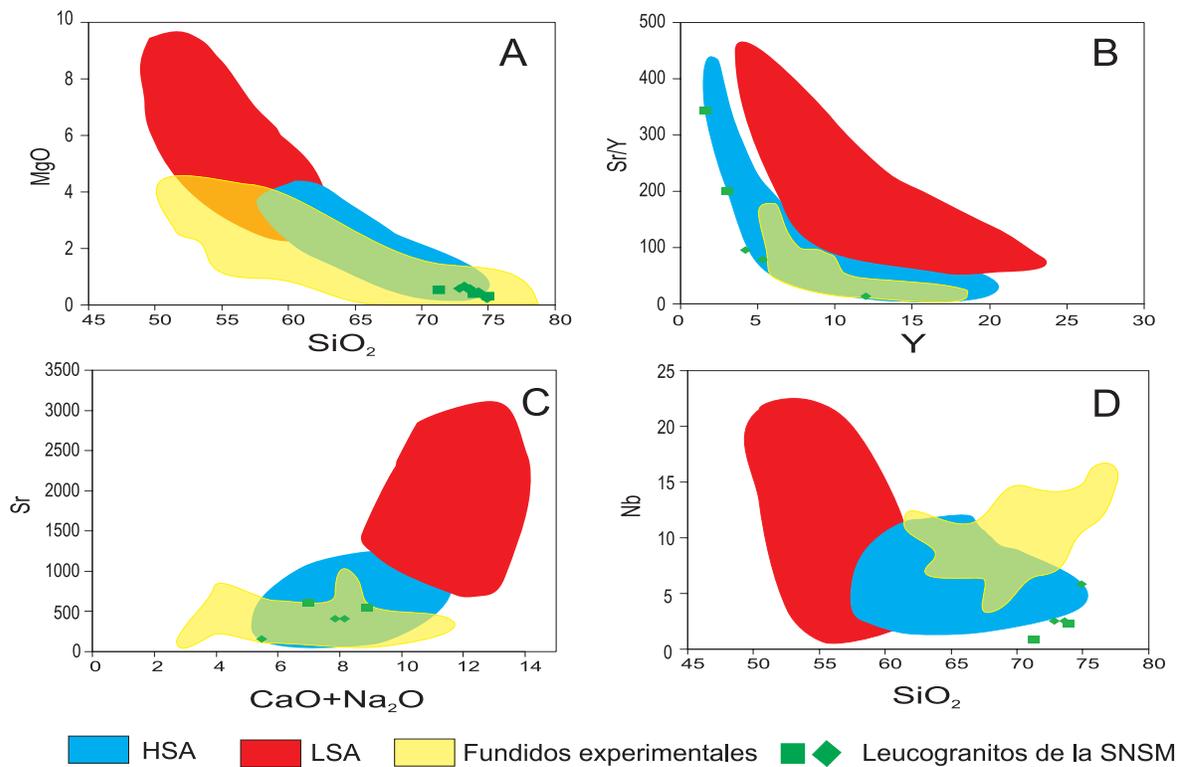


Fig. 5.2. Diagramas **A)** MgO vs SiO₂; **B)** Sr/Y vs Y, **C)** Sr vs CaO+Na₂O; y **D)** Nb vs SiO₂, en los cuales se comparan las adakitas de alto sílice (HSA), las adakitas de bajo sílice (LSA) y los fundidos experimentales de fusión de basaltos con los leucogranito de de la Sierra de Santa Marta (SNSM). Modificado de Martin et al. 2005.

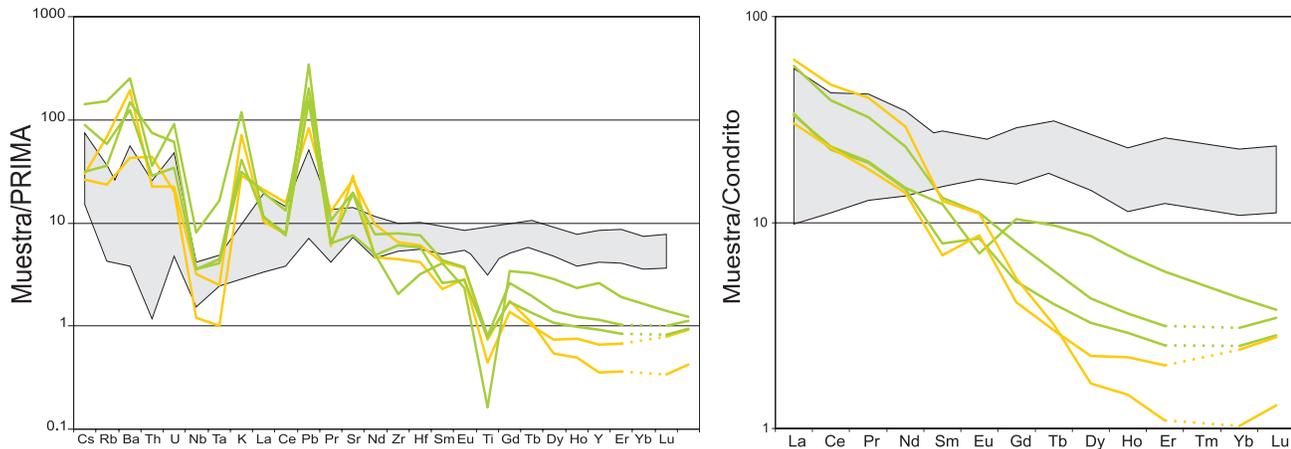


Fig. 5.3. Diagramas **A)** multielementos y **B)** REE de los leucogranitos de Playa Salguero (verde) y Río Mendihuaca (amarillo), comparados con las anfibolitas de la Fm. Rodadero (zona gris). Los datos para el diagrama multielemental fueron normalizados a los valores del manto primordial (PRIMA) de Sun y McDonough, (1989), y los de las REE están normalizados a los valores de condrita (Anders y Grevesse, 1989). Los datos de las anfibolitas son tomados de Bustamante y Saldarriaga (2007).

Recopilando las evidencias anteriormente mencionadas, el proceso de generación de las rocas de los leucogranitos de la SNSM estaría relacionado con la fusión de una roca de composición máfica, dentro de una ventana de presión y temperatura que permitiera la estabilidad del anfíbol, granate, plagioclasa y rutilo. Esta mineralogía describe bastante bien una anfibolita granatífera, roca común en ambientes de subducción generadas por metamorfismo de la corteza oceánica cuando el gradiente geotérmico es más bien alto.

Uno de los factores más aceptados y en la que todos los autores concuerdan es que la formación de fundidos de la serie TTG se da sólo en presencia de agua libre en la fuente ($\geq 5\%$). Así mismo, los experimentos de fusión bajo condiciones controladas han mostrado que las condiciones de subsaturación en agua son ideales para la formación de fundidos trondhjemíticos, mientras que los ambientes saturados en agua tienen la posibilidad de llegar a porcentajes de fundidos mayores, generando líquidos de composición tonalítica. Por otra parte, los procesos de fusión en condiciones anhidras generan fundidos de composición granítica (Rapp et al., 1991, Proteau, 2001, Getsinger et al., 2009) (Fig. 5.4).

Los experimentos de fusión con los cuales se ha estudiado la formación de rocas típicas de la serie TTG, incluso los que proponen ambientes de formación en la corteza inferior, hablan de temperaturas de formación cercanas a los 1000°C , sin embargo el hecho de tener anfíbol residual en la fuente implica temperaturas menores a los 950°C , temperatura a la cual el anfíbol, en especial hornblenda, comienza a desestabilizarse. Por lo tanto si la fusión de los leucogranitos estudiados se dio en el campo de estabilidad de anfibolitas, ésta debió haber ocurrido entre los 650°C y 950°C que es el rango de temperatura que se ha propuesto para la generación de

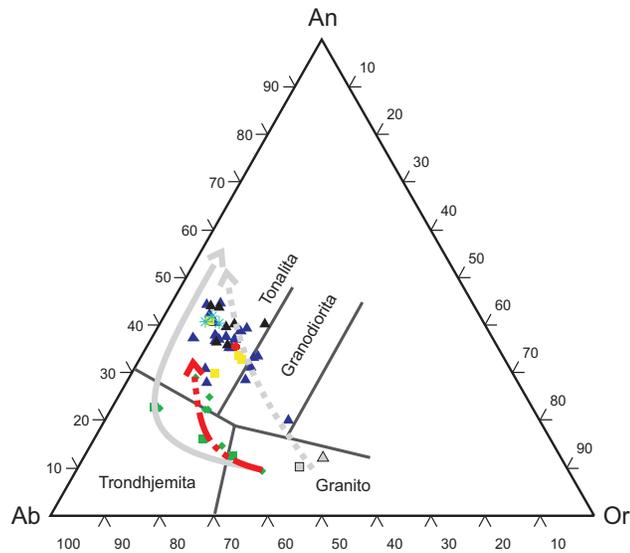


Fig. 5.4. Trayectoria general de evolución de los fundidos de metabasitas al aumentar el grado de fusión. La flecha gris sólida indica la línea de evolución de los líquidos trondhjémíticos (generados en presencia de agua), mientras que la flecha gris punteada indica la tendencia de evolución de los líquidos graníticos (generados en condiciones anhidras). La flecha roja indica la trayectoria hipotética que habrían seguido los fundidos al ir aumentando el grado de fusión en la fuente.

trondhjemitas a partir de anfibolitas en condiciones hidratadas (Getsinger et al., 2009; Condie, 2005; Proteau, 2001; Lázaro y García-Casco, 2008).

Una de las características que de manera fundamental ha apoyado el modelo de generación de rocas adakíticas y TTG por fusión de la placa subducente es el número de magnesio ($Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + FeO)$) anómalamente alto que presentan estas rocas. En los TTG, este valor se encuentra en el orden de 43, mientras que para las adakitas es cercano a 51 (Rollinson, 2005), valores bastante más elevados que los de sus protolitos y los de fundidos experimentales obtenidos a partir de éstos (Smithies, 2000; Proteau, 2001). La teoría más aceptada para el incremento del $Mg\#$ en rocas adakíticas y los TTGs es la interacción del fundido con la cuña del manto matasomatizada, mediante la cual del fundido félsico reacciona con olivino dando lugar al fraccionamiento de ortopiroxeno y granate, así como a una modificación importante de los contenidos de SiO_2 , MgO , Ni y Cr en los magmas (Martin y Moyen, 2002; Proteau, 2001; Getsinger et al., 2009).

Sin embargo, experimentos de fusión y modelado numérico de la segregación del fundido han permitido demostrar que se puede obtener fundidos con altos $Mg\#$ sin tener interacción alguna con la cuña del manto. En estos modelos, el $Mg\#$ depende fuertemente de la manera como el líquido se segrega y de los cambios químicos que ocurren durante este proceso por la interacción (equilibrio) entre el fundido y la matriz cuando el líquido migra desde su protolito parcialmente fundido a la zona de acumulación (Getsinger, et al., 2009; Jackson, et al., 2005).

Estos resultados son importantes, pues abren la posibilidad a nuevos ambientes de formación de estas rocas, especialmente fusrrida en la parte baja de la corteza continental.

Los valores de Mg# encontrados en los leucogranitos de la SNSM están entre 38 y 48. Estos valores son bajos en comparación con los de rocas adakíticas formadas por fusión de la placa subducida en un ambiente de subducción bien desarrollado, y con posterior interacción de los fundidos con la cuña del manto (Fig. 5.5) (Rapp et al., 1999; Proteau, 2001; Martin y Moyen, 2002; Moyen et al., 2003; Martin et al., 2005; Condie, 2005). Sin embargo, son comparables con los de rocas adakíticas formadas por fusión de la corteza inferior debido a engrosamiento y con los de fundidos obtenidos de manera experimental a partir de metabasitas y eclogitas (Rapp et al., 1999, 2002; Xu et al., 2002) (Fig. 5.5). Por lo tanto, los leucogranitos pudieron haberse formado por la fusión de estas últimas litologías, sin posterior interacción con materiales del manto. En cuanto a los valores de Mg# ligeramente altos, éstos se podrían explicar por reacciones durante el proceso de segregación, tal como lo indican Getsinger, et al. (2009) y Jackson, et al. (2005).

En la SNSM, los cuerpos leucograníticos de Playa Salguero afloran en estrecha relación con rocas metamórficas de facies de esquistos verdes y anfibolitas (Fig. 2.20), los cuales conforman un complejo de subducción acrecionado al continente. Análisis geoquímicos realizados en metabasitas sugieren protolitos de tipo MORB y algunos, más enriquecidos, sugerirían basaltos de arco oceánico (Cardona et al., 2009) (Fig.5.3). Estos autores interpretan que las rocas del cinturón metamórfico Cretácico de Santa Marta representan fragmentos alóctonos

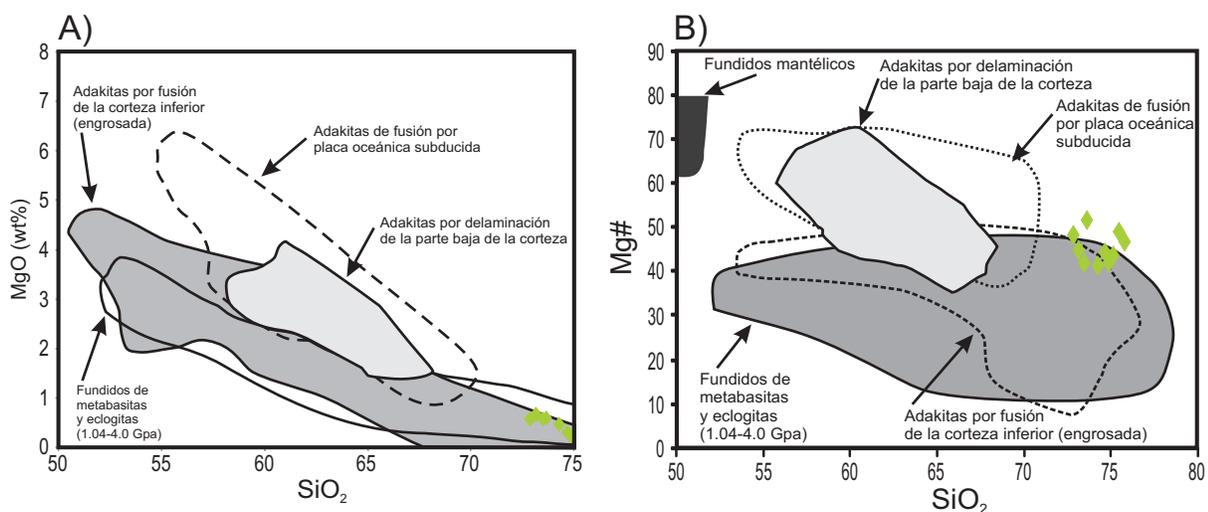


Fig. 5.5. A) Diagrama de SiO_2 vs. MgO (wt%) y **B)** Diagrama de SiO_2 vs. Mg#. Se comparan los leucogranitos de la Sierra Nevada de Santa Marta (puntos verdes) con algunas adakitas de diferentes orígenes y con fundidos experimentales. Los campos de composición son tomados de Karsli et al. (2009) y referencias en este trabajo.

tanto de la placa oceánica como del Gran Arco del Caribe, los cuales habrían sido acrecionados, apilados y metamorfoseados debido a la colisión Gran Arco del Caribe con el borde NW de la placa Suramericana. (Figs. 1.3).

Con base en lo anterior, se propone que durante este proceso de acreción se habrían generado los leucogranitos por la fusión parcial de rocas tipo MORB que habrían alcanzado facies de anfibolita durante el proceso de acreción debida a la colisión y posterior inicio de subducción oblicua de la placa Caribe bajo la placa Suramericana.

Bustamante y Saldarriaga (2007) reportan que las anfibolitas de la Fm. Rodadero están compuestas principalmente por anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y biotita. Y además proponen que alcanzaron un pico metamórfico en facies anfibolita alta a temperaturas entre 500 y 650°C y presiones entre los 6.4 y 7.6 kb.

Aunque las anfibolitas de la Fm. Rodadero puedan no corresponder necesariamente a las rocas fuente para los Leucogranitos de la SNSM, si son las rocas más cercanas y similares a las que propone el modelo petrogenético para estos granitos. Por lo cual se sugiere que de estas rocas corresponder a la fuente de formación de los magmas graníticos, estas habrían podido haber alcanzado la fusión durante el pico máximo de metamorfismo de esta secuencia metamórfica, cuyas condiciones P-T son similares a las reportadas para la formación de magmas trondhjemiticos a partir de anfibolitas, p. ej., en el mélange del Esquisto Catalina en California ($T = \sim 640\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = \sim 8\text{--}11\text{ kb}$; Sorensen y Barton, 1987).

En el área de estudio, la acreción y subducción de materiales hidratados como metasedimentos intercalados con las rocas máficas habrían proveído las condiciones requeridas de contenido de agua para favorecer la fusión parcial de las rocas en facies de anfibolita y generar así magmas trondhjemiticos.

Además de los anteriormente mencionados, existen otros argumentos para pensar que estas rocas son producto de la fusión parcial de rocas metabásicas. Entre ellas el hecho de que, a diferencia de lo observado en el BSM, no se haya encontrado rocas cumulíticas o un miembro máfico extremo asociado a los leucogranitos, o incluso rocas de composición intermedia. Condie (2005) calcula que para generar una roca félsica a partir de la cristalización fraccionada de una roca intermedia a máfica se debe fraccionar por cristalización algo así como el 50%, lo cual dejaría un importante volumen de rocas cumulíticas; aunque existiera la posibilidad que éstas estuvieran en zonas más profundas de la corteza, en este caso no se tiene ningún indicio de su formación.

El carácter hiperaluminoso de los leucogranitos de la SNSM concuerda con las características reportadas para fundidos de metabasaltos obtenidos experimentalmente a presiones intermedias en condiciones hidratadas, y también a temperaturas bajas (<850 °C) en condiciones cercanas al solidus basáltico (García-Casco et al., 2008).

La presencia de circones heredados con edades entre 308 y 98 Ma, edades similares a las reportadas para las rocas metasedimentarias en el área (Cardon et al. sometido-A), indicaría que posiblemente estas hubieran estado posiblemente involucradas en el proceso de generación de los magmas. Sin embargo para la confirmación de este hecho se haría necesario contar con análisis isotópico.

Las condiciones pico de metamorfismo habían sido alcanzadas hacia los 64 Ma, como es indicado por la edad de cristalización de los circones en el Leucogranito de Playa Salguero. Sin embargo, el hecho de que las edades U-Pb en circones se extiendan de manera continua desde ~71 Ma hasta edades medias de cristalización de 63-64 Ma indica un proceso de cristalización prolongado, lo cual sería coherente con tasas lentas de generación y segregación de magma que se esperarían durante la fusión en condiciones de metamorfismo progrado. Estas condiciones también podrían haber dado lugar a las marcadas variaciones encontradas en la composición de los leucogranitos, las cuales estarían determinadas por variaciones en la composición de la pila metamórfica, en el grado de fusión (o tasa de segregación), o en las condiciones P-T que darían lugar a las distintas reacciones de fusión.

Para la generación de rocas de la serie TTG en ambientes tectónicos de colisión e inicio de subducción, se requiere un gradiente geotérmico alto (Martin et al., 2005) que permita que las rocas alcancen las condiciones P-T del solidus. Condiciones que para la zona de estudio, y en general para la interacción de la placa Caribe con la margen NW de Suramérica, proponen Pindell y Kennan (2009). En el caso de la zona de interacción de la placa Caribe con la margen NW de Suramérica, las condiciones del gradiente geotérmico alto son favorecidas por: (1) antes de la colisión del Gran Arco del Caribe no existía subducción bajo el continente (Pindell y Kennan, 2009) que hubiera causado el abatimiento de las geotermas en el manto; (2) después de la colisión, inicia el proceso de “underthrusting” o cabalgamiento de Suramérica sobre placa del Caribe (van der Hilst y Mann, 1994; Pindell y Kennan, 2009; Miller et al., 2009). La placa Caribe está constituida por una corteza oceánica engrosada y joven, por lo tanto caliente y flotante, lo cual habría dado lugar a una “subducción” o “underthrusting” de muy bajo ángulo y a la acreción de materiales ígneos y sedimentarios de afinidad oceánica, al continente; (3) una convergencia lenta debido a la alta oblicuidad de la misma.

El alto gradiente geotérmico resultante de los factores anteriormente mencionados, habría favorecido que los basaltos de la corteza oceánica alcanzaran presiones y temperaturas que permitieron la fusión parcial en facies de anfibolita y la formación de rocas trondhjemíticas.

La mayoría de trabajos geofísicos muestran la existencia de una zona de baja velocidad de ondas sísmicas bajo la parte NW de Suramérica, la cual es interpretada como el remanente de la placa oceánica del Caribe subducida (van der Hilst y Mann, 1994; Taboada, et al., 2000; Miller et al., 2009). Sin embargo existe un desacuerdo, más de tipo semántico, en si esto corresponde a una subducción o a un “underthrusting” de la placa Caribe bajo la placa suramericana.

En todo caso, este proceso genera el hundimiento de la placa Caribe bajo Suramérica con un bajo ángulo, lo cual ha sido asociado como causante de la importante actividad tectónica, el levantamiento topográfico en la parte NW de Suramérica, el escape tectónico hacia el NW del bloque Maracaibo, así como de la ausencia de vulcanismo activo en esta zona (van der Hilst y Mann, 1994; Miller et al., 2009). Este proceso de “underthrusting” podría ser igualmente el causante del levantamiento y desequilibrio isostático en que se encuentra la SNSM (Cediel et al. 2003, Mantilla, 2007). Bayona et al. (2007) proponen que a partir del Paleoceno, y asociado al levantamiento, habría ocurrido un basculamiento en sentido SE de la SNSM, lo cual concuerda bastante bien con las interpretaciones anteriormente mencionadas.

Dentro del modelo anteriormente presentado, los leucogranitos de la SNSM constituyen un marcador del momento en el que ocurre la colisión entre la placa del Caribe y la placa Suramericana en la parte norte de Colombia, previo al proceso de “underthrusting” o “subducción” subhorizontal oblicua (Fig. 1.3).

5.2 Evento magmático del Paleoceno tardío-Eoceno temprano

Este evento está constituido por el magmatismo que formó el Batolito de Santa Marta (BSM) y sus rocas asociadas, entre las cuales se encuentran los plutones de Buritaca, Latal y Toribio, siendo el BSM el más importante volumétricamente. Este cuerpo presenta una forma alargada en dirección NE, al igual que los cinturones metamórficos en los que intruye (Fig. 2.1).

La masa principal generada durante este evento magmático es de composición relativamente homogénea, tonalítica a granodiorítica, con algunos enclaves de composición esencialmente cuarzdiorítica. Texturalmente presenta una variación importante, donde encontramos rocas cumulíticas, enclaves, mezclas entre diferentes facies magmáticas, diques aplíticos, entre otras.

5.2.1. Edad del magmatismo

Del estudio geocronológico realizado con el fin de determinar la edad de cristalización del BSM y sus rocas asociadas, se encontró que después del emplazamiento de los leucogranitos ocurrió un gap magmático de cerca de 5 Ma, encontrándose después un magmatismo continuo entre los ~58 y ~49 Ma (Fig. 5.6). Con base en la distribución geográfica, este evento puede ser subdividido en dos fases principales de magmatismo tonalítico: Una primera fase, que comprende la mayor parte del BSM y el plutón de Latal, para el cual se obtiene una edad bastante homogénea alrededor de los 56 Ma. La segunda fase, que comprende la formación de la parte NE del BSM y del plutón de Buritaca, igualmente presenta una edad bastante homogénea, pero alrededor de los 52-50 Ma.

Otros procesos magmáticos han sido identificados tanto antes como entre ambas fases magmáticas principales (Fig. 5.6). Con fechas ligeramente anteriores al magmatismo del BSM, entre los ~58 y ~57 Ma, fueron fechados algunos enclaves máficos encontrados dentro de la masa principal del BSM. Este hecho sugiere que los magmas que forman los enclaves corresponden a magmas que cristalizaron un poco antes o de manera simultánea con la masa tonalítica. Este hecho es además sugerido por otras evidencias, como el carácter cumúlítico

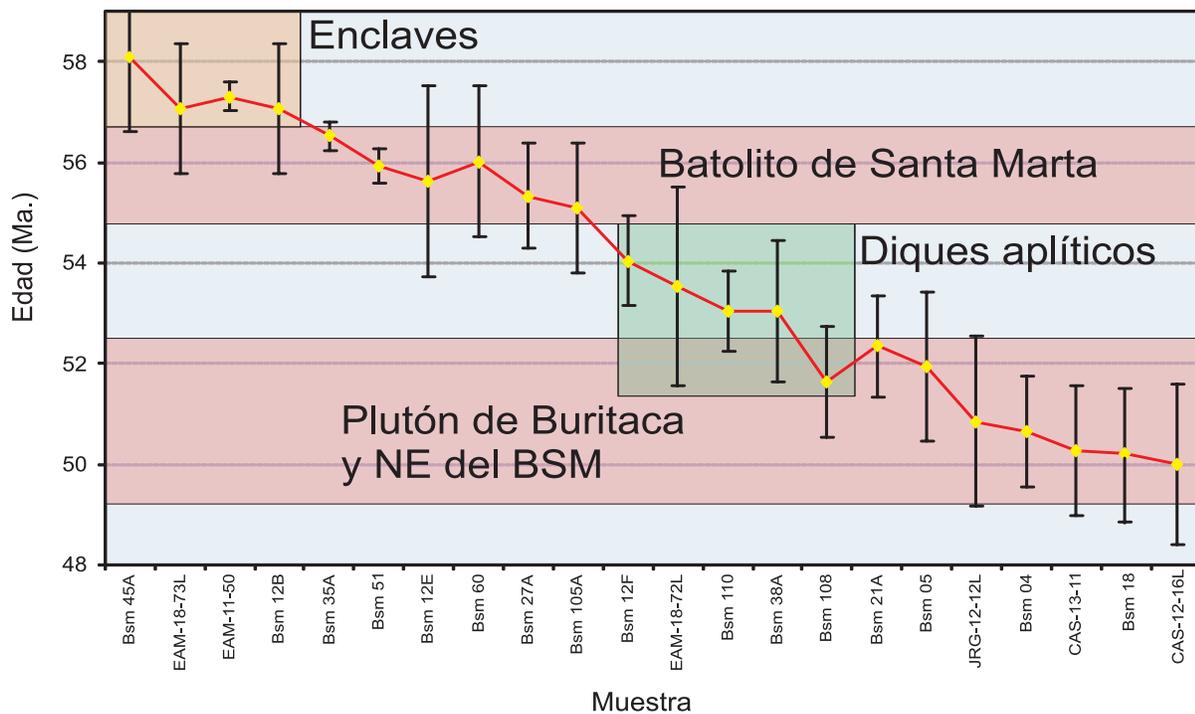


Fig. 5.6. Diagrama que muestra la variación de edades obtenidas para el magmatismo del Batolito de Santa Marta (BSM) y sus rocas asociadas (plutones de Buritaca, Latal y Toribío). Se incluyen tanto muestras del presente proyecto como las reportadas por Cardona et al. (sometido-A).

de algunos enclaves, los cuales por definición cristalizan antes que la masa principal. Además, la forma de aparición de algunos enclaves, en especial los que aparentan ser diques semi-asimilados por la masa principal, implican que la masa que intruye se encontraba en un estado ligeramente más cristalizado que la masa que es intruida, ya que de otra manera no se daría el proceso de asimilación parcial.

Entre la cristalización de las fases magmáticas principales (~55 y ~52 Ma) se identifica una fase que corresponde a la intrusión de algunos diques aplíticos que claramente cortan el BSM, en la mayoría de los casos de manera bastante tajante, indicando que la roca hospedante (BSM) se encontraba relativamente bien cristalizada. Algunos otros diques parecen cortar la roca en un estado más plástico, pero éstos presentan edades más cercanas a la cristalización del BSM que el resto de los diques.

El hecho que las edades más jóvenes se presenten en la zona noroccidental del área sugiere que el magmatismo habría ido migrando progresivamente hacia el norte y oriente del BSM, hasta concentrarse en la porción noreste del BSM y en el plutón de Buritaca.

Tschanz et al. (1974) asigna al batolito de Santa Marta una edad del Eoceno (49 Ma) con base en dos fechamientos K-Ar de la zona NE. Las edades U-Pb en circón reportadas aquí indican que el evento magmático principal inició más temprano, en el Paleoceno tardío (~58 Ma), continuando hasta el Eoceno temprano (~50 Ma). Por lo cual se sugiere que las edades obtenidas por Tschanz et al. (1969) correspondan a edades de enfriamiento entre los 550 y 300 °C, para lo cual las edades obtenidas en este trabajo por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y biotita presentan igualmente edades entre los 48 y 44 ma.

5.2.2 Petrogénesis

Composicionalmente, las rocas que componen el BSM y sus rocas asociadas corresponden a una suite magmática calcialcalina, con una amplia variación en el contenido de SiO_2 , los cuales pueden ir desde 47 hasta 75 % en peso. Sin embargo, en este rango se identifican tres grupos principales: Uno de rocas con bajos contenidos de sílice, las cuales corresponden a rocas cumulíticas y enclaves; un segundo grupo de rocas con contenidos de sílice medios (57 a 70 % en peso), grupo compuesto por la tonalitas y granodioritas del BSM, plutones Buritaca y Toribio y una muestra de plutón de Latal; y el tercer grupo corresponde a las rocas con altos contenidos de SiO_2 (>70 % en peso), y que son exclusivamente diques aplíticos tardíos (Fig. 4.2).

Las rocas cumulíticas, aunque en su mayoría fueron encontradas en el plutón de Latal, tam-

bién se encuentran en el BSM. En la gran mayoría de los casos, estas rocas se encuentran compuestas casi en un 90% por anfíbol, con algo de plagioclasa y minerales opacos, sólo en el plutón de Latal se encontraron rocas cumulíticas con altos contenidos clinopiroxeno y olivino. Esta variación mineralógica, formada en respuesta a la acumulación de minerales por procesos de cristalización fraccionada, se refleja en la composición geoquímica de las rocas, la cual presenta amplias variaciones y gran dispersión (Fig. 4.3). Aunque las rocas cumulíticas, al igual que el resto de las muestras de este evento, tienen “firmas” de arco, éstas presentan características tales como un mayor contenido de Ti (en algunos casos ausencia de anomalía de Ti), empobrecimiento en Nb-Ta y Zr-Hf y patrones casi planos en la REE (Fig.4.6 A), características que se asocian a la acumulación de minerales máficos cristalizados a partir de magmas poco fraccionados.

La gran mayoría de los enclaves encontrados tanto en “nidos” o en grandes acumulaciones son de composición máfica y sus características geoquímicas sugieren cierto grado de acumulación de cristales, por lo general menor que en las rocas cumulíticas, sin embargo los enclaves muestran evidencias (p. ej., anomalía negativa en Ti; Fig. 4.6) que indican que estos materiales representan magmas que experimentaron cierto grado de fraccionamiento. Estas mismas características se observan también en un dique máfico emplazado en la masa principal.

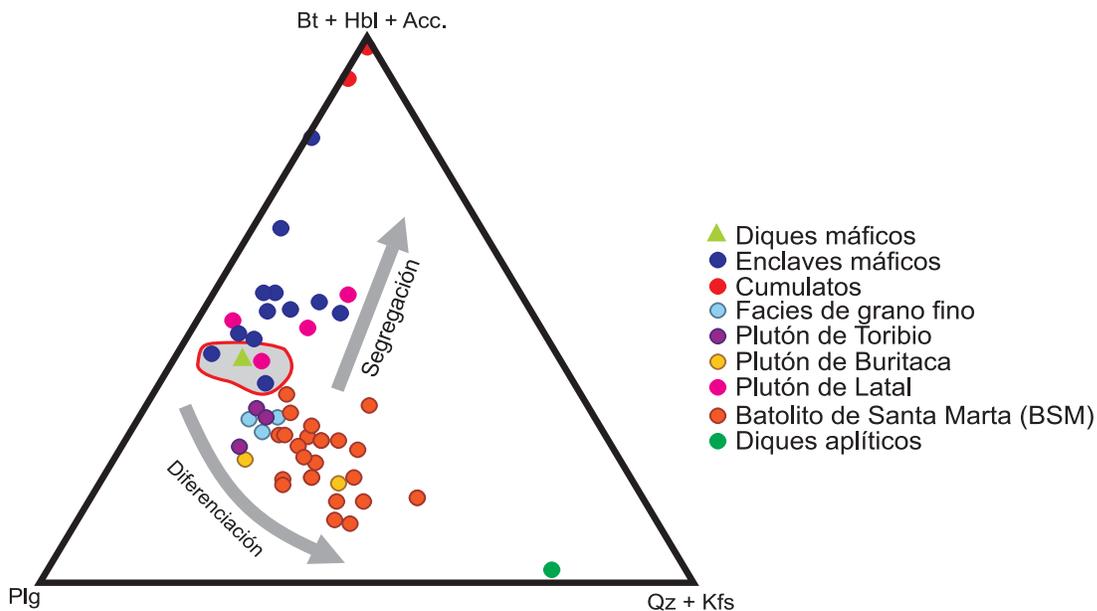


Fig. 5.7. Modelo de evolución propuesto para la formación de las rocas del BSM y sus rocas asociadas. En los vértices de ambos diagramas se grafica plagioclasa (Plg)– cuarzo (Qz) + feldespato potásico (Kfs) – biotita (bt) + hornblenda (Hbl)+accesorios (acc). Modificado de Barbarin (2005).

Los enclaves máficos, así como los residuos cumulíticos, son rocas bastante comunes en granitoides cordilleranos (Didier y Barbarin, 1991; Pitcher, 1983; Barbarin, 1999) y por lo tanto ampliamente estudiados. Uno de los batolitos mejor estudiados en este aspecto es el batolito de la Sierra Nevada de California, gran batolito que representa de buena manera las características de los batolitos circum-Pacíficos. Está compuesto por una gran variedad de rocas, pero dominan las tonalitas, granodioritas y cuarzomonzonitas y como mineral máfico domina la hornblenda. Presenta una gran cantidad de enclaves máficos, de diferentes tipos, los cuales presentan diversos grados de hibridación con el granitoide que lo contiene (Bateman, 1992; Barbarin, 1999; Barbarin, 2005).

Barbarin (2005), con base en una importante cantidad de datos petrográficos, geoquímicos e isotópicos, propone un modelo general de formación para los granitoides de la Sierra Nevada de California, sus rocas máficas asociadas y enclaves máficos. Este modelo usa un diagrama ternario, cuyos vértices son plagioclasa, cuarzo + ortoclasa y como tercer vértice los minerales máficos + accesorios (en este caso, al igual que en el BSM se considera biotita y anfíbol). Esta configuración permite una ideal agrupación de los diferentes miembros que se pretende modelar empleando información petrográfica básica (Fig. 5.7).

Para la construcción del diagrama de discriminación se usó la composición modal, basada en un conteo de 500 puntos por lámina (Anexo 1) usando la misma configuración de vértices propuesta por Barbarin (2005). De esta manera se pueden identificar cuatro grupos de rocas bastante bien definidos. Un grupo de muestras con altos contenidos de minerales máficos, que corresponden principalmente a rocas cumulíticas, un segundo grupo, en su mayoría constituido por enclaves, con algunos granitoides del plutón de Latal y un dique máfico, un tercer grupo constituido enteramente por granitoides de los diferentes cuerpos y por último, entre las rocas con un mayor contenido de minerales félsicos, se encuentran los diques aplíticos (Fig. 5.7).

El hecho de que junto a los enclaves grafique un dique máfico podría sugerir que éstos presentan orígenes similares, sustentando así que la mayor parte de los enclaves provienen de una magma máfico que intruye la masa más félsica, mezclándose con ésta y siendo parcialmente asimilados al magma félsico (mingling), para formar los aglomerados de enclaves (Fig. 5.7). Se podría considerar que la composición inicial del magma máfico fuera cercana a las composiciones de los enclaves más máficos, sin embargo puede verse que algunos de los enclaves sufren un enriquecimiento en minerales máficos, además de presentar patrones de elementos traza muy irregulares (Fig. 4.6), lo que indicaría procesos cumulíticos. Su inclusión como enclaves se asociaría a una removilización de los materiales acumulados hacia las partes más altas del sistema magmático (Fig. 5.7).

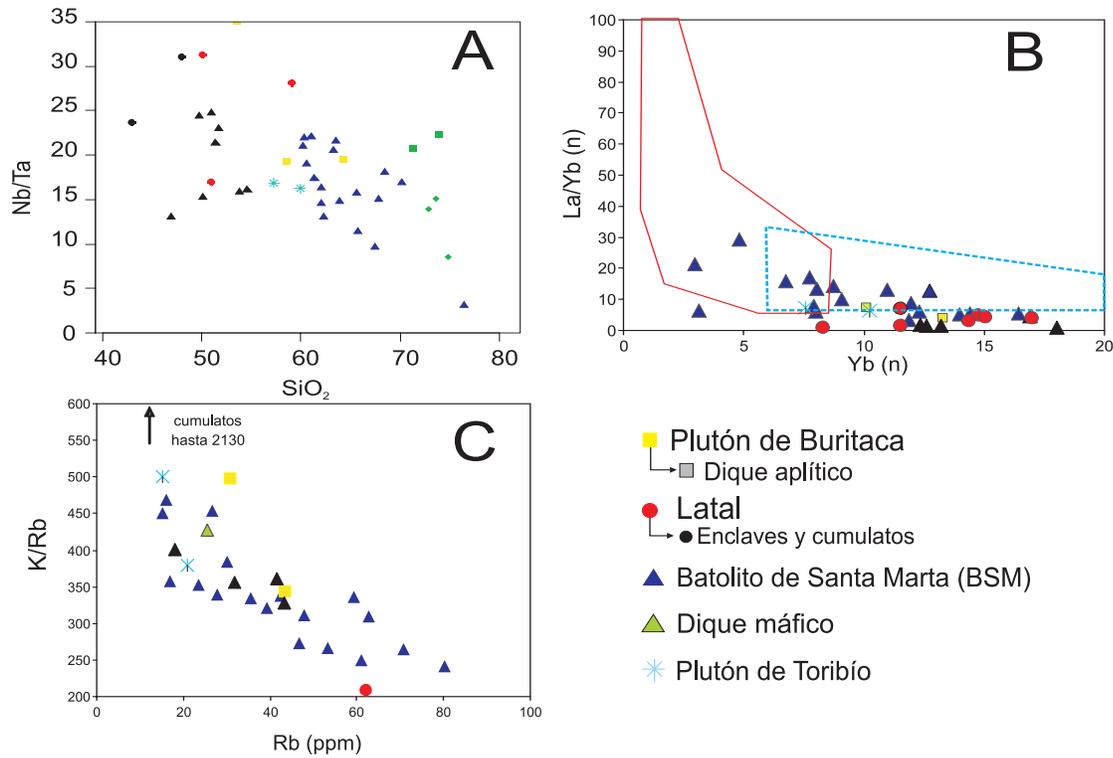


Fig. 5.8. A) Diagrama Nb/Ta vs. SiO₂. **B)** Dy/Yb vs. La/Yb para las rocas del BSM y rocas asociadas. Las claves de muestras corresponden a las mismas usadas en la Fig. 5.9.

La composición de los magmas parentales posiblemente haya sido similar a la del dique máfico, o a la de algunos enclaves y una muestra del plutón de Latal que tienen composición semejante. A partir de esa composición, procesos de cristalización fraccionada y acumulación de los minerales en proporciones variables habrían formado las rocas con características cumúlíticas, mientras que, a partir de este punto, el proceso de diferenciación habría generado la masa principal de los distintos cuerpos, especialmente por el fraccionamiento de anfíbol. Por otra parte, los diques aplíticos representarían los miembros extremos de esta serie de diferenciación. Evidencias de campo muestran procesos de mingling entre diferentes facies y enclaves (Fig. 2.13); este proceso podría haber dado lugar a variaciones adicionales en la composición de las rocas.

El fraccionamiento de grandes cantidades de anfíbol en el sistema, evidenciado por los grandes cuerpos cumúlíticos constituidos en algunos casos por más del 90% de anfíbol, se refleja en cambios geoquímicos a medida que avanza el proceso de cristalización. Algunas relaciones de elementos traza muestran claramente el proceso de fraccionamiento de anfíbol, como las relaciones de Nb/Ta y K/Rb, las cuales disminuyen al aumentar el grado de diferenciación y la relación La/Yb que aumenta durante este proceso (Fig. 5.8), debido a la mayor compatibilidad en el anfíbol del Nb respecto a Ta, de K respecto a Rb y de Yb respecto a La. Así mismo

el empobrecimiento en MREE y HREE es evidencia del fraccionamiento de anfíbol (Figs. 4.8 A-C y 4.9 C). Sin embargo el empobrecimiento en las REE en este caso es un poco particular, pues, aunque ambos son compatibles en anfíbol, las MREE son preferentemente retendidas en relación a las HREE, lo cual resulta en una reducción de esta relación (ej. Dy/Yb) al avanzar la diferenciación, como se observa en las muestras del BSM (Fig. 4.6).

La gran cantidad de anfíbol fraccionado a partir de los magmas que finalmente forman las rocas del BSM y sus rocas asociadas, además de la gran cantidad de anfíbol contenido en estas mismas (el cual puede superar el 30% en la masa granítica principal) implica que los magmas tenían altos contenidos de agua. Rodríguez et al. (2007) mencionan que para estabilizar anfíbol se requieren cantidades entre 5 y 6 % en peso de agua en el magma. Por lo tanto, la abundancia de anfíbol indica que el agua fue un componente importante durante la génesis de los magmas.

En cuanto al origen de los magmas primarios a partir de los cuales se originó la serie de diferenciación se observa que la mayor parte de las rocas menos diferenciadas presentan cierta similitud con la serie TTG y con los granitos de alto Ba-Sr (Fig. 5.4 y 5.9). Sin embargo, estas

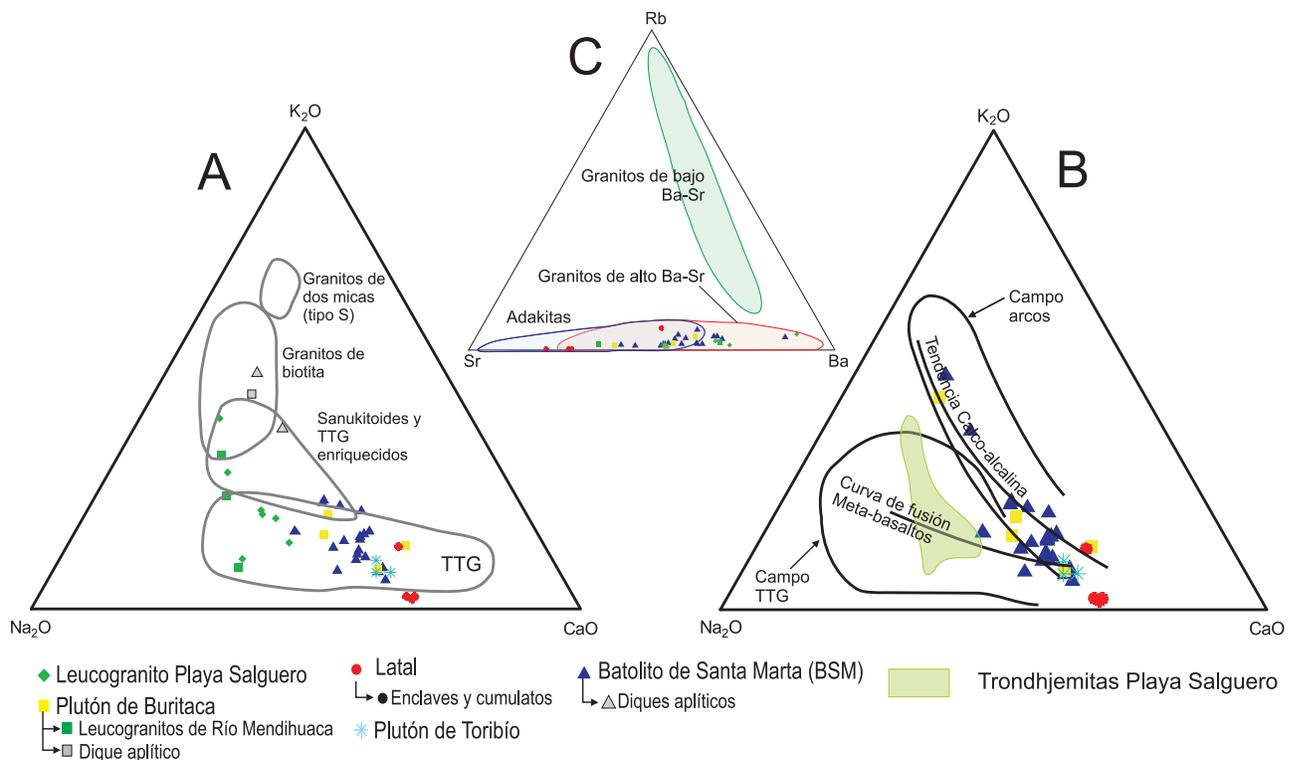


Fig. 5.9. A) y B) Diagramas ternarios $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$, donde se muestran los campos de composición de de distintos tipos de granitoides (Moyen et al. 2003), así como las tendencias de evolución para fundidos de metabasaltos y para series de diferenciación calcialcalina (Defant y Drummond, 1993). **C)** Diagrama ternario Rb-Sr-Ba campos de composición de adakitas, granitos de alto Ba-Sr y bajo Ba-Sr (Quian et al., 2003).

rocas no presentan el marcado enriquecimiento en Na_2O que caracteriza a los leucogranitos de la SNSM (Fig. 5.9 A y B), y si se exceptúan los diques aplíticos muy diferenciados se observa que las rocas se agrupan en un rango de composición estrecho en los límites entre las tendencias adakíticas y calcialcalinas de arco.

Aunque algunos autores han propuesto que el magmatismo del BSM tuvo su origen en un ambiente de arco (p. ej., Mejía-Herrera et al., 2008), algunas evidencias indican que en esta región no se estableció una zona de subducción de tipo andino. La más importante de ellas es el hecho que el magmatismo asociado a este evento fue de corta duración (~ 8 Ma) y que después de éste, hasta ahora, no se conoce que haya ocurrido actividad magmática en la región. Esto implicaría que este margen se desarrolló como una zona de colisión entre la corteza oceánica y continental, en la que la placa continental cabalga, generando un “underthrusting” de la corteza oceánica de manera subhorizontal bajo Suramérica.

En este escenario singular de colisión, con el inicio de una “subducción” o una subducción incipiente, se podrían considerar que el BSM y los cuerpos asociados, habrían sido generados por procesos similares a los propuestos para la generación de las series TTG. Como se puede ver en las Figs. 5.10 y 5.11, las rocas menos diferenciadas del BSM y los cuerpos asociados, los cuales corresponderían a la composición más cercana a los magmas primarios, presentan valores relativamente altos de Sr y Mg# para sus contenidos de SiO_2 . Valores similares tanto a los producidos en adakitas formadas por fusión de la corteza inferior (engrosamiento ó dela-

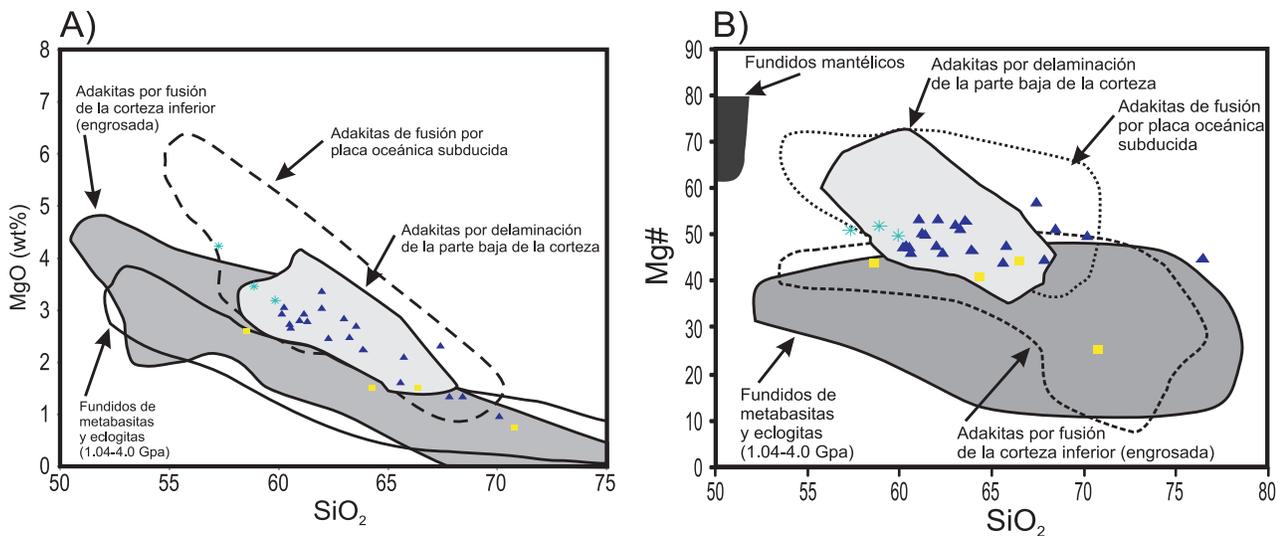


Fig. 5.10. A) Diagrama de SiO_2 vs. MgO (wt%) y **B)** Diagrama de SiO_2 vs. Mg#. Compara las rocas del BSM y rocas asociadas con rocas generadas por fusión de diferentes fuentes. Los campos de composición son tomados de Karsli et al. (2009) y referencias dentro de este. No se incluyen enclaves ni rocas cumúlíticas.

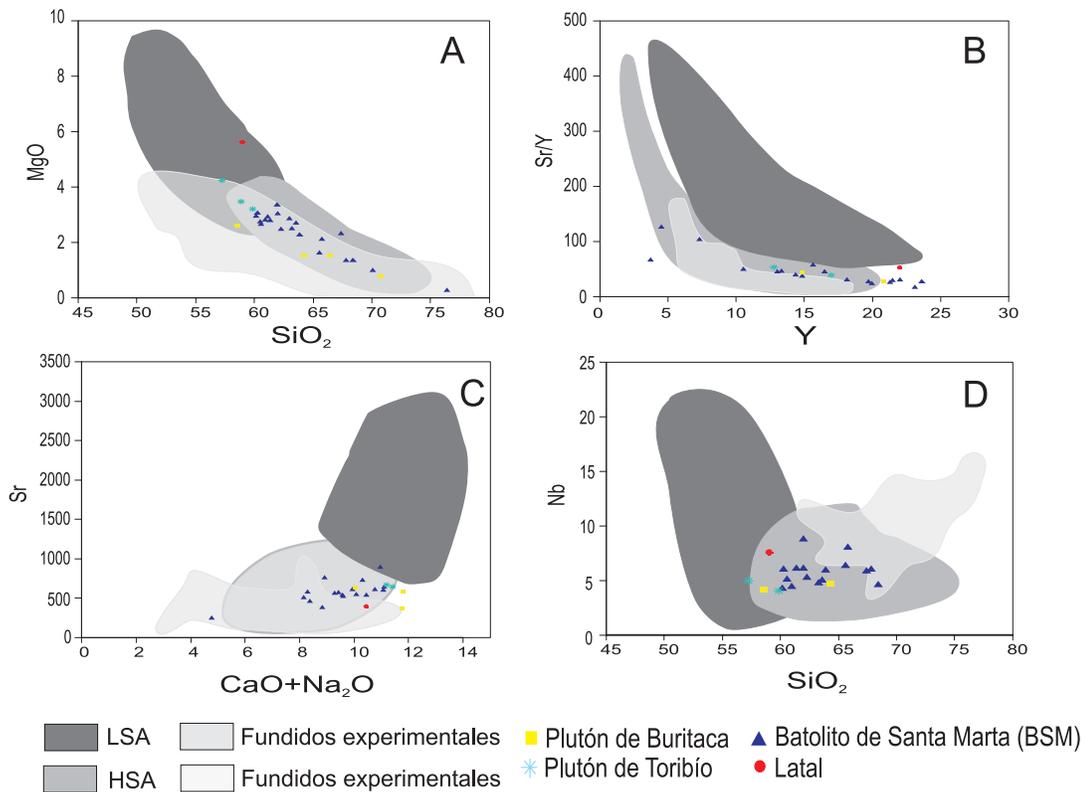


Fig. 5.11. Diagramas **A)** MgO vs SiO₂; **B)** Sr/Y vs Y, **C)** Sr vs CaO+Na₂O; y **D)** Nb vs SiO₂. Compara las rocas del BSM y rocas asociadas (sin incluir cumulos ni enclaves) con adakitas de alto sílice (HSA), adakitas de bajo sílice (LSA) y los fundidos experimentales de fusión de basaltos. Modificado de Martin et al. 2005 y Martin, 1999. No se incluyen rocas cumúlíticas ni enclaves.

minación) como a las producidas por fusión de la placa subducente e igualmente a los valores obtenidos en los fundidos experimentales de metabasitas y eclogitas (Fig. 5.10). Sin embargo, las rocas de Santa Marta no tienen las altas relaciones de Sr/Y y La/Yb que caracterizan a los magmas adakíticos (Figs. 5.8 B y 5.11), los cuales se consideran generados por procesos de fusión en los que el granate es residual y la plagioclasa no es estable.

Por otra parte, las rocas menos diferenciadas de este grupo, sin considerar enclaves y cumulos, tienen contenidos de SiO₂ relativamente altos (>57.3%) (Figs. 5.10, 5.11) y su mineralogía está dominada por hornblenda, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Incluso en enclaves y cumulos los minerales principales son hornblenda y plagioclasa, y sólo se encontró, en el plutón Latal, una roca cumúlítica con clinopiroxeno y olivino. Estas características parecen apuntar a una práctica ausencia de magmas basálticos y a que los magmas primarios pudieran haber sido de composición intermedia, como los que se generan por la fusión de rocas basálticas (Martin et al., 2005).

En cuanto a la abundancia en elementos traza, se observa un enriquecimiento en los elemen-

tos LILE respecto a los HFSE (Fig. 4.6), así como anomalías negativas de Ti y positivas en Sr y Pb, lo cual de manera general se considera una “firma” de arco. Esta característica se presenta de igual manera en las adakitas y en los TTG (Fig. 5.12). En cuanto a las REE se observa que las rocas de este evento presentan patrones enriquecidos en LREE y un ligero empobrecimiento en las MREE y HREE que aumenta con la diferenciación. Este patrón no es común a las rocas adakíticas, las cuales presentan un patrón con un empobrecimiento mayor en las HREE y mayor fraccionamiento entre las LREE y las HREE, mientras que los TTG muestran un patrón similar al de las rocas de la SNSM, al menos en las REE (Fig. 5.12). Esto indicaría que la acción de fraccionamiento del granate en las rocas de Santa Marta, no es tan importante como lo es en rocas adakíticas.

Las marcadas anomalías positivas de K, Pb, Sr es una característica común en magmas de arco, frecuentemente asociada a la contribución de fluidos liberados por la placa en subducción. Sin embargo estas anomalías han sido reportadas también en rocas trondhjemíticas que aparentemente no se asocian con la contribución de fluidos (e.g., Gómez-Tuena et al. 2008; Lázaro y García-Casco, 2008).

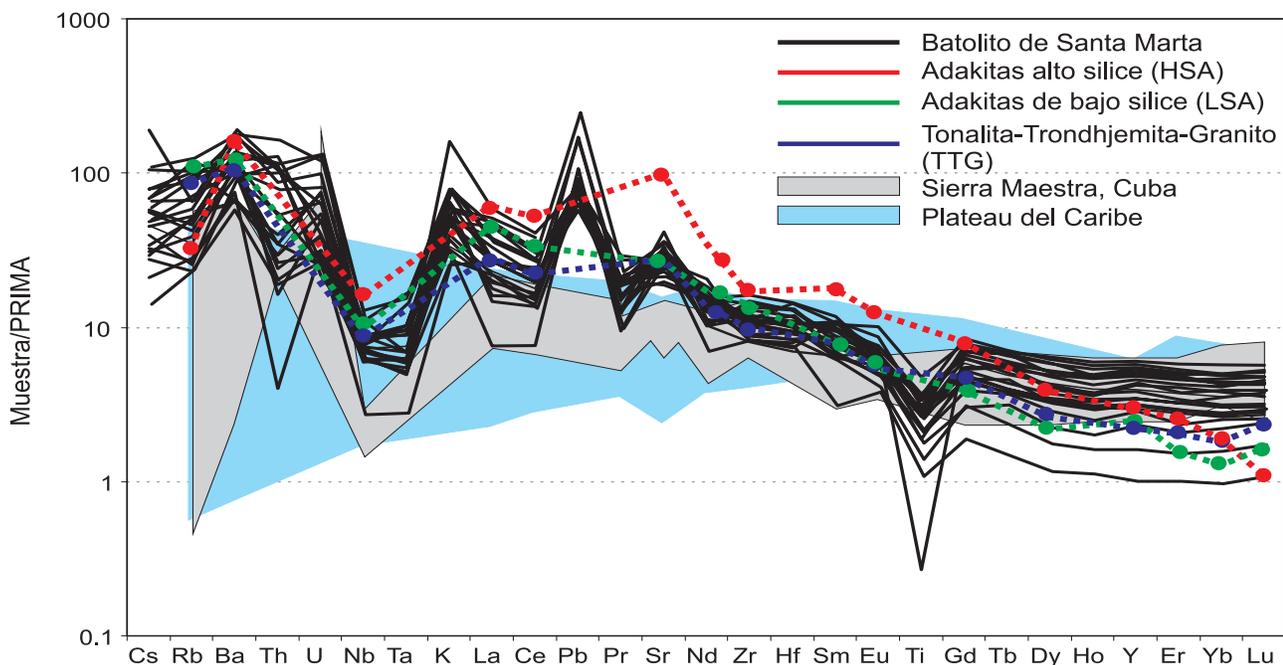


Fig. 5.12. Diagrama multielementos que compara la composición de las rocas graníticas del BSM con composiciones medias de adakitas de alto y bajo sílice (HSA y LSA) y la serie TTG, el plateau del Caribe y rocas similares encontradas en la Sierra Maestra al sur de Cuba. Los valores medios para las HSA, LSA y TTG son tomados de Martin et al. (2005). Los datos para el plateau del Caribe fueron tomados de la base de datos Georoc (<georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) Valores de PRIMA (Sun y McDonough, 1989), Analisis de la Sierra Maestra de Rojas-Agramonte et al. (2004).

Así mismo, las anomalías negativas de Th encontradas en las rocas menos diferenciadas son comunes en rocas intrusivas circun-caribeñas relacionadas a complejos de subducción, p. ej. en la Sierra Maestra en Cuba (Rojas-Agramonte et al., 2004); Batolito de Aruba (White et al., 1999); y Sierra del Convento, Cuba (Lázaro y García-Casco, 2008). Aunque con la información disponible es difícil establecer el proceso que permite el fraccionamiento marcado de Th y U (Fig. 4.6), se puede mencionar que esta anomalía negativa de Th es común a la mayoría de las rocas del plateau del Caribe (Fig 5.12) así como a las rocas anfibolíticas de la Fm. Rodadero (Fig. 5.3), por lo que podría estar relacionada a un empobrecimiento de este elemento desde la fuente o, alternativamente, a la retención de Th por algún mineral con coeficiente de partición para $Th/U > 1$ durante la fusión parcial.

Por otra parte, la presencia común de circones heredados y de numerosos xenolitos de rocas metamórficas en los intrusivos estudiados indica que los procesos de asimilación de materiales corticales jugó un papel importante en la formación de los intrusivos estudiados.

Entonces teniendo en cuenta lo anteriormente discutido y observado a diferentes escalas y mediante diferentes técnicas, se podría pensar que en los procesos de formación de los magmas de este evento fueron complejos y en los cuales habrían participado fuentes diversas. Hipótesis que podría ser definitivamente probada usando técnicas de análisis isotópico en los diferentes componentes del sistema.

La formación de los magmas del evento Paleoceno tardío-Eoceno temprano en la SNSM habría comenzado con la deshidratación y posible fusión parcial de la placa oceánica del Caribe “subducida” bajo la placa suramericana. La colisión y el comienzo de este “underthrusting” estaría indicada por la formación de los leucogranitos de Playa Salguero hacia los 64 Ma y algunos granitos post-colisionales en la zona de la Baja Guajira (~70 Ma; Cardona et al., 2009), lo cual correlacionaría con un incremento en la subsidencia tectónica de la cuenca intra-continental de Ranchería localizada en el flanco SE de la SNSM (Bayona et al 2008).

La “subducción” subhorizontal y oblicua de la placa del Caribe no habría permitido la formación de una cuña mantélica importante y como se mencionó en la sección anterior, pero habría dado lugar a un alto gradiente geotérmico que permitió alcanzar las temperaturas necesarias para la fusión parcial de la placa oceánica, la parte baja de la corteza continental o la parte alta del manto, a presiones relativamente bajas que no permitieron estabilizar granate (Robinson y Wood, 1998).

A este punto importantes volúmenes de fluidos acuosos producto de la deshidratación de la placa y posiblemente algunos fundidos parciales de la placa subducente (confirmarble sólo

mediante el uso de análisis isotópicos), pasarían a través de la pequeña o inexistente cuña del manto hasta llegar a la base de la corteza continental. La gran cantidad de fluidos liberados del plateau engrosado del Caribe (que por su espesor debe contener una mayor cantidad de agua que una corteza oceánica de espesor normal) habrían favorecido la fusión tanto de la placa subducente como de materiales de la base de la corteza (por su efecto de reducción de la temperatura del solidus). Además habrían influenciado la composición de los magmas al aportar elementos solubles.

Los magmas producto de esta refusión de materiales serían magmas intermedios, de características geoquímicas híbridas debido a la mezcla de diferentes procesos y materiales en la fuente. Así mismo, sus características composicionales reflejan la fusión de materiales máficos en presencia de agua. Los magmas además tendrían altas cantidades de agua, lo que permitió la cristalización y fraccionamiento de grandes cantidades de anfíbol en cámaras magmáticas dentro de la corteza continental, las cuales seguirían siendo alimentadas con aportes de nueva magmas, continuando el proceso de mezcla de magmas y removilización de materiales.

5.3 Enfriamiento del Batolito de Santa Marta y el levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta.

Con el propósito de determinar tasas de enfriamiento en el Batolito de Santa Marta, se realizaron fechamientos en distintos minerales usando las técnicas de fechamiento por U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Las cuales pretenden determinar la edad a la cual cada uno de estas fases minerales cerró su sistema isotópico, permitiéndonos trazar el recorrido térmico del plutón durante el tiempo.

Los análisis geocronológicos fueron realizados sobre las muestras BSM 05, BSM 12E y BSM 18 – BSM 111 (ambas muestras corresponden al mismo sitio, pero colectadas en campañas de campo distintas). Los resultados de los análisis geocronológicos se presentan en la tabla 5.2.

Las temperaturas de cierre son un punto importante en este tipo de análisis, especialmente en los diferentes minerales fechados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y aunque éstas pueden ser calculadas para cada uno de los minerales, esto requeriría un trabajo de difusión bastante minucioso (McDougall y Harrison, 1999). Por lo tanto se recurrió a usar las temperaturas de cierre que han sido publicadas en la literatura y que son comúnmente usadas en este tipo de trabajos.

Tabla 5.2. Resultados de fechamientos U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las muestras BSM 05, BSM 12E y BSM 18 – BSM111. Las muestras BSM 18 y BSM 111 corresponden al mismo sitio de muestreo. Las temperaturas de cierre son tomadas de Reiners et al., 2005 y referencias en éste). Hbl= hornblenda, Bt= biotita y Kfs= feldespato potásico.

Muestra	Mineral	Edad U-Pb (Ma)	Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ma)	Temp. Cierre (°C)
BSM 05	Circón	51.9 ± 1.0		850 ± 100
BSM 05	Hbl		48.33 ± 0.78	550 ± 100
BSM 05	Bt		49.45 ± 0.75	300 ± 50
BSM 05	Kfs		33.72 ± 1.41	250 ± 100
BSM 12E	Circón	55.52 ± 0.34		850 ± 100
BSM 12E	Hbl		50.42 ± 1.05	550 ± 100
BSM 12E	Bta		49.45 ± 0.75	300 ± 50
BSM 12E	Kfs		41.78 ± 0.83	250 ± 100
BSM 18	Circón	50.12 ± 0.76		850 ± 100
BSM 111	Hbl		47.75 ± 0.6	550 ± 100
BSM 111	Bt		44.0 ± 0.77	300 ± 50
BSM 111	Kfs		40.16 ± 1.4	250 ± 100

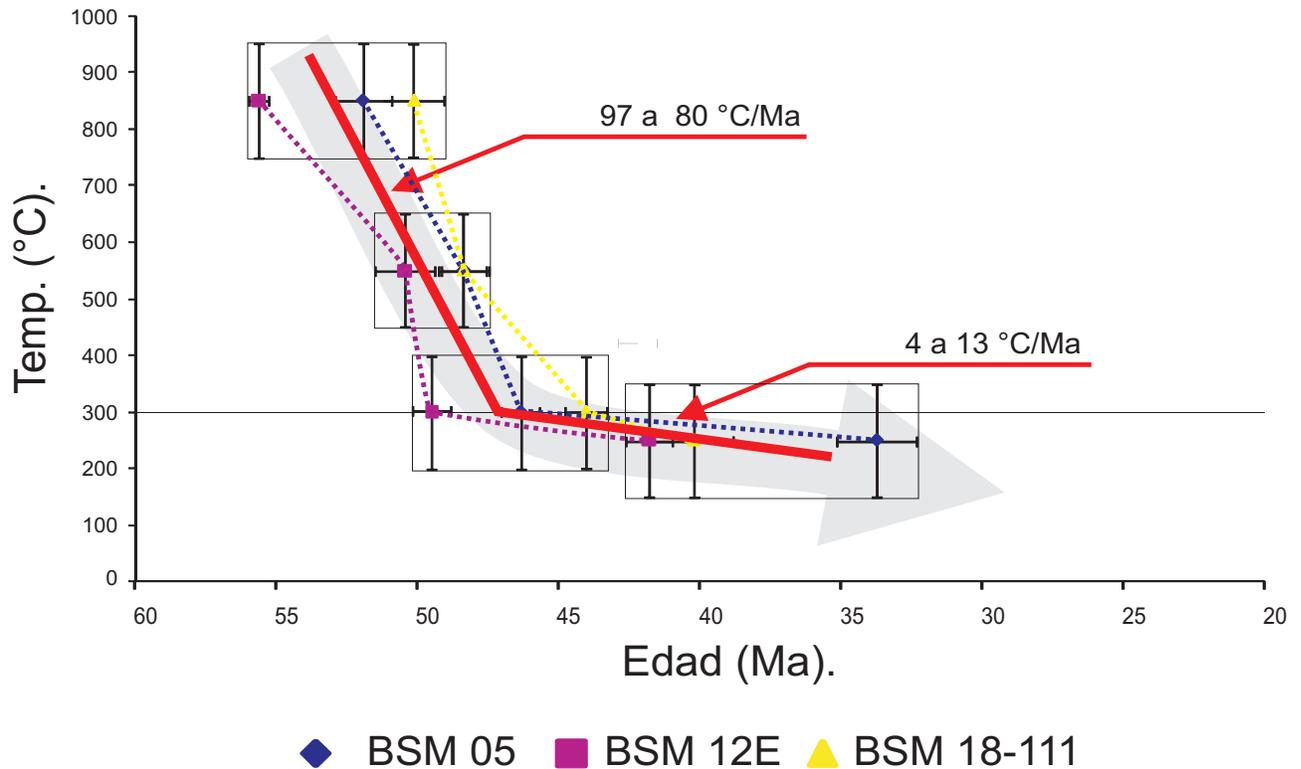


Tabla 5.13. Diagrama de curva de enfriamiento para el Batolito de Santa Mata, construida con las edades U-Pb en circón y de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para hornblenda, biotita y feldespato potásico. Las fechas son presentadas con sus respectivos errores asociados y graficadas contra sus temperaturas de cierre y sus respectivos errores asociados. Temperaturas de cierre y errores tomadas de Reiners et al. (2005) y referencias en éste.

El sistema U-Pb en circón presenta temperaturas de cierre bastante altas, generalmente $>900^{\circ}\text{C}$ (Cherniak y Watson, 2000; Dickin, 2005; Faure, 2005) y por lo tanto representarían edades de cristalización y en términos generales la edad de formación del intrusivo. Estas edades, discutidas anteriormente corresponderían a un magmatismo con dos pulsos principales, pero bastante cercanos en el tiempo: Un evento a los ~ 55 Ma y al cual pertenecería la muestra BSM 12E (55.52 ± 0.34 Ma) y posteriormente, luego de un pequeño periodo de disminución de la actividad magmática habría ocurrido un segundo evento hacia los ~ 51 Ma, evento al que pertenecerían las muestras BSM 05 (51.9 ± 1.0 Ma) y BSM 18 (50.12 ± 0.76 Ma).

El sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, presenta temperaturas de cierre más bajas que el sistema U-Pb. Por lo tanto las edades que ese sistema representa, son ampliamente interpretadas como edades de enfriamiento de la roca (Reiners y Brandon, 2007; Reiners, 2005; Spikings et al., 2005; Maurel et al., 2003; Spikings et al., 2001). Las rocas graníticas constituyen una excelente fuente de material para trabajar el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para enfriamiento de rocas, pues usualmente estas rocas presentan varios minerales con temperaturas de cierre independientes para ese sistema, lo cual permite trazar la historia de enfriamiento del cuerpo usando los diferentes minerales. Debido a que no se identifica ningún evento tectono-termal posterior a la intrusión de los cuerpos ígneos, las edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son interpretadas como edades debidas al enfriamiento del plutón.

La comparación de las fechas obtenidas de U-Pb en circón y las $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, biotita y feldespato potásico (tabla 5.2) permitió identificar dos etapas de enfriamiento del plutón. Una primera etapa, entre 850 y 300°C con tasas de enfriamiento promedio entre 80 y $100^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, y una segunda etapa de enfriamiento, entre los 300 y 250°C con tasas promedio entre 13 y $4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Fig. 5.13).

Las tasas de enfriamiento encontradas corresponden a un enfriamiento rápido de $\sim 80^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ entre los 55 y 48 Ma y posteriormente tasas de enfriamiento mas lento $\sim 10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ entre los 48 y por lo menos los 35 Ma.

Estas altas tasas de enfriamiento, son correlacionables con las encontradas por Spikings et al. (2005) en Ecuador, quien obtiene tasas de enfriamiento de $\sim 80^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ con edades entre 85 y 60 Ma, asociadas al levantamiento generado por la acreción y obducción de materiales oceánicos al continente, fenómeno que continuó hasta los 30 Ma (Gomez et al., 2005; Vallejo et al., 2006; Villagomez et al., 2008), situación similar a la encontrada en la SNSM.

Tal y como predice el modelo de Kennan y Pindell (2007), la acreción habría ocurrido primero en la zona sur de los Andes del Norte y se habría ido propagando hacia el norte, donde encon-

tramos, en la SNSM, obducción de materiales y metamorfismo entre 70 y 60 Ma (Cardona et al., 2009) y altas tasas de levantamiento hacia los 50 - 45 Ma.

Las tres muestras analizadas comparten historias de enfriamiento que podrían llamarse comunes en términos generales. Sin embargo el emplazamiento de la muestra BSM 12E, corresponde a un pulso magmático ocurrido unos cinco millones de años antes que las otras muestras, las cuales comparten edades U-Pb similares o que se podrían considerar dentro de un mismo pulso magmático. Por lo tanto, la intrusión de muestras más jóvenes debió de haberse dado en un ambiente cálido, debido al hecho de tener un plutón recientemente emplazado y en proceso de enfriamiento. Por lo tanto, con las evidencias hasta ahora encontradas se podría descartar que hubiera una importante componente de enfriamiento por emplazamiento en la parte superior de la corteza.

Sin embargo es importante notar que sistemáticamente las edades correspondientes a la muestra BSM 12E son siempre más antiguas que las obtenidas para las otras muestras. Incluso en edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ posteriores al emplazamiento de los pulsos correspondientes a las muestras BSM 05 y BSM 18-BSM 111.

Cardona et al. (sometido-C) usando técnicas termobarométricas (Al en hornblenda), calcula la profundidad a la cual las rocas del BSM se habrían emplazado en la corteza continental, obteniendo un rango de presión entre 4.9 y 6.4 kbar, correspondiente a una profundidad entre 18 y 23 km. Estas condiciones de emplazamiento son similares a las encontradas por Bustamante y Saldarriaga (2007) para las rocas metamórficas de Santa Marta en las cuales se emplazaron los intrusivos, y para las cuales los autores calculan presiones de metamorfismo entre 5 y 7.6 kbar y temperaturas $>500^{\circ}\text{C}$ hasta 660°C .

Esto concuerda con el hecho de que las rocas del BSM contengan dos feldespatos, indicando que cristalizaron en condiciones subsolvus, o sea a presiones mayores a los 5 kbar (Morse, 1970). Así mismo, la ausencia de una aureola de contacto o algún efecto de calentamiento en las rocas encajantes, implica que estos plutones debieron emplazarse en rocas metamórficas lo suficientemente calientes como para no generar un cambio térmico importante.

Las altas presiones de cristalización y la ausencia de aureolas de contacto sugieren un emplazamiento profundo en zonas corticales con régimen térmico alto. Por lo tanto, las altas tasas de enfriamiento determinadas en las rocas intrusivas no se asociarían al emplazamiento en niveles someros de la corteza, y se explicarían más bien por una exhumación rápida de los cuerpos.

Esta exhumación estaría asociada a un levantamiento rápido del bloque de la Sierra Nevada de Santa Marta, que es evidenciado por una amplia serie de datos que sugieren una tectónica intensa en el bloque andino y en general en la zona noroccidental de la Placa Suramericana desde el Cretácico Tardío (Kennan y Pindell, 2007; Pindell y Kennan, 2009).

Localmente se han reportado una serie de evidencias geológicas que sugieren una tectónica intensa en la zona norte de Los Andes del Norte a partir del Paleoceno. Entre estas evidencias se encuentra el basculamiento hacia el SE y denudación del macizo de la Sierra Nevada como producto de la colisión del frente de deformación del Caribe en el Paleoceno (Bayona et al., 2007; Cardona et al., 2009, Montes et al., 2005b). La rotación de eje vertical, en sentido horario del bloque de la Sierra Nevada de Santa Marta, propuesto por Montes et al. (2009). Modelo que a la vez que apoya, explica la extensión cortical que formaría la cuenca Plato San-Jorge (Cerón, et al., 2007) y el coetáneo acortamiento sufrido por los sedimentos Mesozoicos, sobre los cuales se depositan sedimentos Eocenos syn-tectónicos de la Fm. Tabaco (Bayona et al., 2007). Montes et al. (2009), define, mediante bioestratigrafía tres hiatos, asociables a

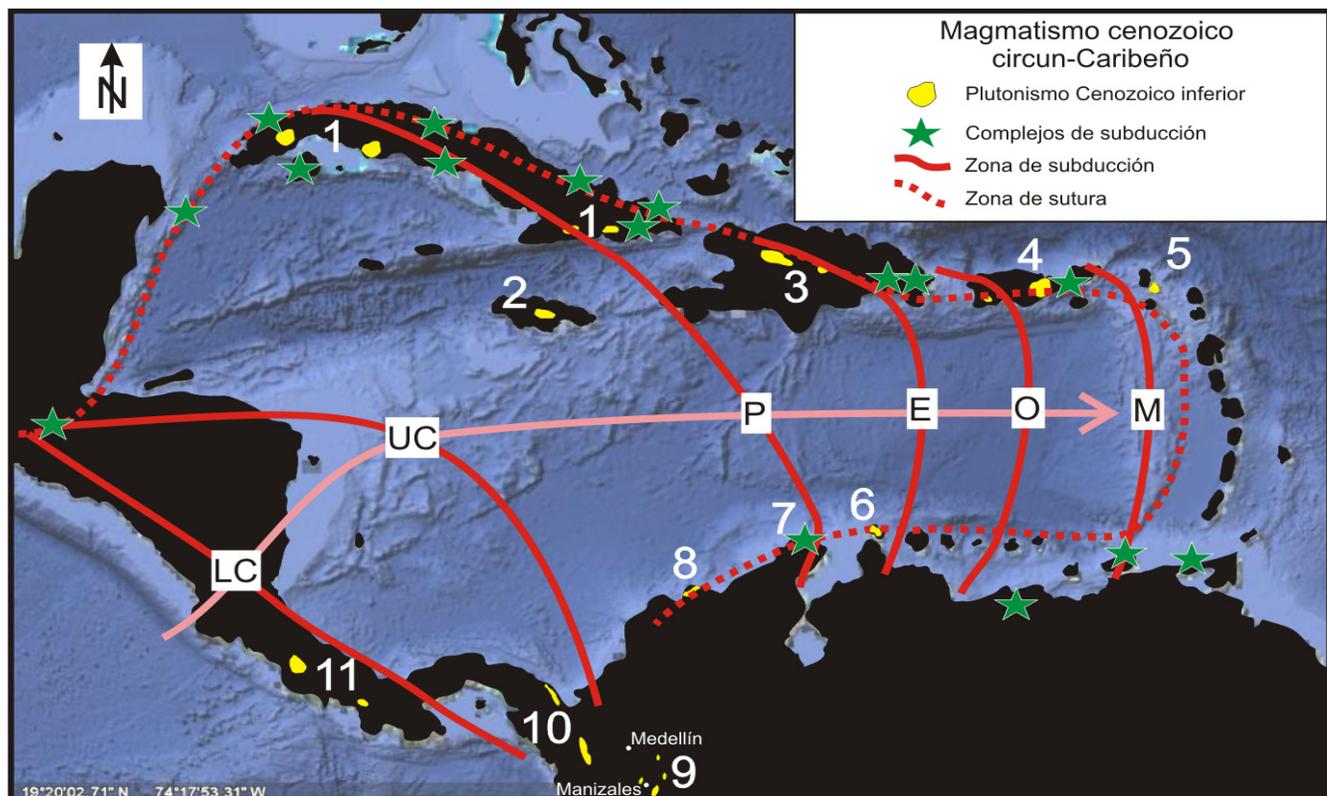


Tabla 5.14. Diagrama que muestra las rocas plutónicas y complejos de subducción asociados a la migración de la Placa Caribe en sentido NE a partir del Cretácico tardío. LC: Cretácico Tardío, UC: Cretácico temprano, P: Paleoceno, E: Eoceno, O: Oligoceno, M: Mioceno. 1) Cuba, 2) Jamaica, 3) La Española, 4) Puerto Rico, 5) San Martín, 6) Aruba, 7) Guajira, 8) Santa Marta, 9) Cordillera Central, 10) Cordillera Occidental, 11) Panamá. Modificado de French y Schenk (2004), imagen de fondo GoogleEarth. Zonas y complejos de subducción, modificados de Garcia-Casco (<http://www.ugr.es/~agcasco/personal/>).

importantes eventos tectónicos en superficie. 1) Eoceno temprano a Oligoceno Temprano, 2) Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano 3) Mioceno Tardío.

5.4 Implicaciones tectónicas

La migración del Gran Arco del Caribe, a medida que la placa Caribe se desplaza en sentido NE, deja en los márgenes circun-caribeñas una traza de rocas intrusivas de edades variables (Fig. 5.14). En Cuba, La Española, Puerto Rico, Islas Vírgenes, Isla Margarita y Aruba afloran rocas con características de la serie TTG (Jolly and Lidiak, 1996; Maresch et al. 2009), asociadas generalmente a complejos de subducción, las cuales pudieron haber sido generadas por procesos similares a los que aquí se describen para la formación del BSM y los leucogranitos de la SNSM.

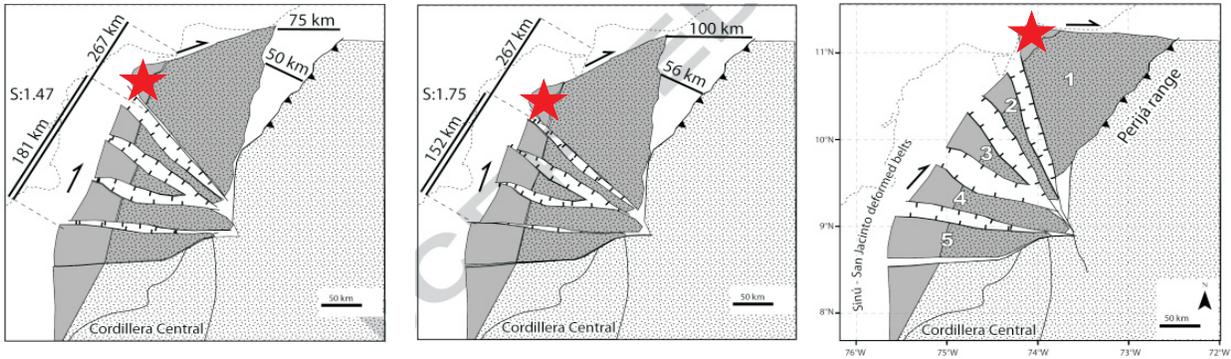
Al menos para la región de la Sierra del Convento, Cuba, y para la isla de Aruba se han reportado rocas trondhjémíticas, las cuales habrían sido formadas por la fusión de materiales metamórficos en las fases iniciales o en situaciones de comienzo de una nueva subducción de litósfera oceánica joven. Otras rocas con edades y características petrográficas similares al BSM se encuentran en la Alta Guajira en Colombia (Fig. 5.14), representadas por el Stock de Parashi, un cuerpo de granodioritas con edades entre ~47 y 51 Ma y que de igual manera intruye un complejo de subducción con edades del Cretácico Tardío al Paleoceno temprano (Cardona et al., 2007-B, Cardona et al., sometido-B). Lo anterior sugiere que la formación de este tipo de rocas habría sido un proceso común en las márgenes tanto Norte como Sur de la placa Caribe.

Adicionalmente, los modelos petrogenéticos que se presentan para la formación de los leucogranitos de la SNSM y el Batolito de Santa Marta implican que las rocas donde estas rocas fueron emplazadas, entre las cuales se encuentran rocas metamórficas tanto de edades cretácicas como mesoproterozoicas (Tschanz et al., 1969; Cardona et al., 2007-A y 2009), se habrían encontrado relativamente cerca al borde de la placa Suramericana, tal y como se deduce del modelo propuesto por Montes et al. (2009), en el cual el bloque de la SNSM rota ~30° en sentido horario hasta su posición actual, comenzando dicha rotación en el Eoceno tardío (Fig. 5.15). De la misma manera como los modelos petrogenéticos apoyan el modelo de Montes et al. (2009), refutan el modelo propuesto por Montes et al. (2005), en el cual la Sierra Nevada sufría un giro de ~75° hasta su posición actual, implicando que la punta NW de la Sierra Nevada de Santa Marta, para el momento de la intrusión (Paleoceno temprano - Eoceno temprano)

habría estado alejada de la trinchera, haciendo imposible el modelo petrogenético presentado para las rocas magmáticas del Paleoceno-Eoceno de Santa Marta (Fig. 5.15).

El hecho que las rocas del BSM y el Stock de Parashi correspondan a eventos de corta duración en el tiempo y la ausencia de magmatismo posterior al Eoceno, sugieren que estos magmas hubieran estado relacionados más a eventos puntuales y no al establecimiento de un arco magmático bien desarrollado. Así mismo, estas evidencias sumadas a la flotabilidad de la placa Caribe, la exhumación y obducción de complejos de subducción y las altas tasas de levantamiento en la SNSM, sugieren que no hubo desarrollo de una zona de subducción bien establecida, sino más bien un “underthrusting” de la placa Caribe bajo Suramérica en un ambiente predominantemente transtensivo en la corteza superior, con bajas tasas de subducción, dispersión de bloques a lo largo de grandes fallas y formación de importantes cuencas como Plato-San Jorge.

Montes et al., 2009



Montes et al., 2005

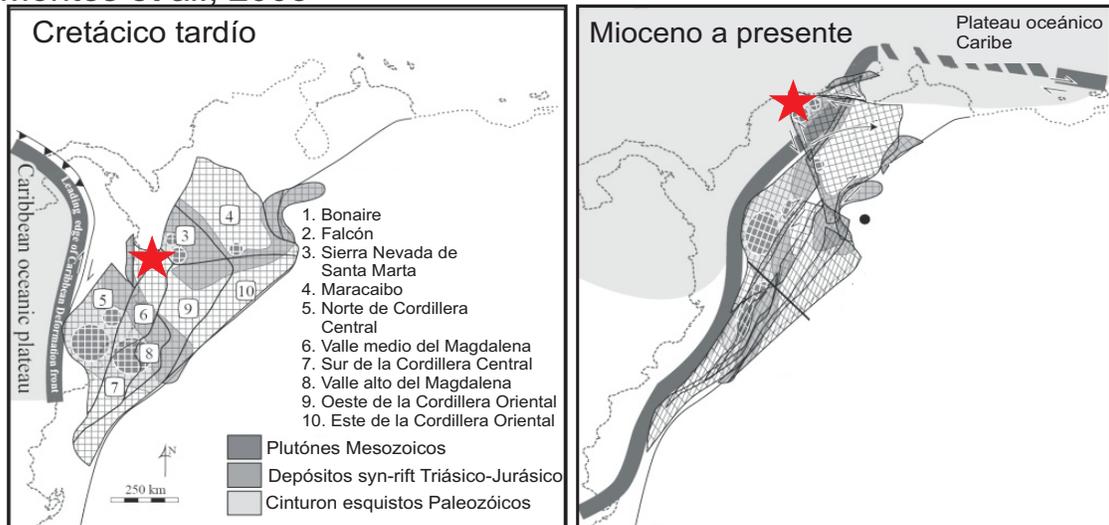


Tabla 5.15. Comparación entre los modelos de rotación del macizo de la Sierra Nevada de Santa Marta propuestos por los modelos de Montes et al. 2005 y 2009. La estrella roja mostraría la ubicación de los granitoides del Paleoceno-Eoceno de la Sierra Nevada de Santa Marta.

6. Conclusiones

Del estudio detallado de campo, petrológico, geocronológico y geoquímico del Batolito de Santa Marta y sus rocas asociadas, se pudo llegar a las siguientes conclusiones:

- El Batolito de Santa Marta es un cuerpo compuesto principalmente por rocas tonalíticas y granodioríticas y constituido por al menos tres facies magmáticas diferentes, identificables por variaciones texturales y, en menor medida, por sus variaciones composicionales.
- Los cuerpos: Plutón de Latal, plutón de Toribio y plutón de Buritaca corresponderían al mismo sistema magmático del Batolito de Santa Marta. Sin embargo los plutones de Latal y Toribio contienen los materiales más primitivos del sistema.
- Los enclaves encontrados dentro del Batolito de Santa Marta corresponderían a diques máficos intruídos dentro del batolito, y que posteriormente habrían sido parcialmente asimilados, generando así que estos diques se fragmentaran formando grandes “nidos” de enclaves. Estos diques aunque más máficos, presentan la misma mineralogía que las tonalitas y granodioritas, lo cual posiblemente los relacione genéticamente.
- Los cuerpos máficos de grano grueso, constituidos por ~90 % de anfíbol, encontrados en el Río Gaira y la quebrada Latal, corresponden a materiales cumúlíticos, formados por acumulaciones de anfíbol segregados del magma durante la cristalización fraccionada.
- Procesos de asimilación parcial de diques máficos y mezcla de magmas correspondientes a diferentes facies magmáticas, indica complejos procesos magmáticos inconclusos, posiblemente asociados a la rapidez del enfriamiento de los cuerpos magmáticos.
- La alta deformación encontrada en la parte oriental del BSM, podría corresponder a deformaciones en el borde del cuerpo magmático. Esta deformación podría estar aumentada debido a la actividad de fallas en la parte oriental del batolito durante el magmatismo. Así mismo, la actividad tectónica podría tener relación con la orientación mineral presente en el cuerpo.
- El magmatismo del Batolito de Santa Marta corresponde a un evento magmático de unos ocho millones de años de duración y que habría ocurrido entre los 50 y 58 Ma. Este mismo se podría subdividir en dos etapas principales de magmatismo. Una que forma la mayor parte de la facies principal del batolito y la facies de grano fino, que se habría emplazado hacia los 55 Ma. Posteriormente se habría emplazado la parte noreste del BSM y el plutón de Burita-



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ca hacia los 50 Ma. Las edades obtenidas sugieren una migración progresiva del magmatismo hacia el NE del BSM, hasta concentrarse en la porción noreste del BSM y en el plutón de Buritaca.

- La actividad magmática entre ambos pulsos magmáticos principales, aunque no desaparece totalmente, sí se ve limitada simplemente a la intrusión de algunos diques aplíticos, los cuales cortan el cuerpo al parecer en distintos momentos, incluso cuando el BSM se encontraba relativamente cristalizado como para generar contactos netos entre éste y los diques.
- Aunque los principales eventos de magmatismo se presentan entre los 55 y 49 Ma, el magmatismo habría comenzado unos cuantos millones de años antes (~57 Ma), con la formación de algunos magmas máficos, representados por enclaves y materiales cumulíticos, los cuales petrogenéticamente se asocian a los materiales más primitivos de este magmatismo.
- En un evento magmático previo e independiente del BSM, hacia los 64 Ma se emplazaron pequeños cuerpos de granitos leucocráticos de carácter trondhjemítico en estrecha relación con rocas metamórficas del cinturón metamórfico de la provincia de Santa Marta. Este magmatismo marca un evento tectonomagmático que habría producido la fusión de rocas anfibolíticas pertenecientes al cinturón metamórfico, el cual se considera como un complejo de subducción acrecionado. Este evento de magmatismo indicaría el momento en el que el Gran Arco del Caribe choca con la placa suramericana, generando obducción y metamorfismo de materiales de afinidad oceánica al continente y a su vez iniciando el proceso de subducción (underthrusting) de la placa Caribe bajo Suramérica.
- Los magmas que dieron lugar al BSM comprenderían una compleja relación de procesos magmáticos y posiblemente la interacción entre distintas fuentes. Procesos que posiblemente se hayan desarrollado con la deshidratación y posible fusión de la placa oceánica del Caribe subducida bajo Suramérica en condiciones de un alto régimen térmico. Así mismo, la importante deshidratación de la corteza oceánica habría permitido la fusión parcial de la parte inferior de la corteza continental, produciendo así magmas híbridos de características intermedias. Composición inicial a partir de la cual habría comenzado el proceso de diferenciación, el cual habría producido grandes cantidades de anfíbol como mineral fraccionado, lo cual habría tenido importantes implicaciones en la evolución de los magmas.
- La gran cantidad de anfíbol fraccionado, evidenciada por los cuerpos cumulíticos encontrados, indicaría que esta fase mineral habría sido de gran importancia en la durante la cristalización e indicaría importantes contenidos de agua en el magma. Además, los patrones de REE en los magmas del BSM y la evolución del contenido de algunos elementos traza a

medida que avanza la diferenciación de los magmas sugiere igualmente un importante fraccionamiento de anfíbol y la acumulación de éste en las rocas cumulíticas.

- La similitud de algunas características composicionales de las rocas tonalíticas del BSM con las rocas adakíticas, sugiere la implicación de fusión parcial de rocas máficas en la formación de éstas. Sin embargo, así mismo se sugiere que éste no habría sido el único proceso ocurrido, y que los procesos fueron complejos, posiblemente con diversos aportes, tales como deshidratación y/o fusión parcial de la placa subducente y fusión parcial de la base de la corteza continental.

- La integración de fechamientos de U-Pb en circón y de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, biotita y feldespato potásico, sugieren altas tasas de enfriamiento (~ 90 °C/Ma) de los magmas del Batolito de Santa Marta. Las cuales han sido asociadas a altas tasa de levantamiento tectónico del bloque de la Sierra Nevada de Santa Marta. Este rápido enfriamiento, asociado a una tectónica importante es correlacionable con la propuesta de rotación del bloque de la Sierra Nevada (tanto vertical como horizontal) a partir del Eoceno (Montes et al., 2009). La rotación y el levantamiento habrían sido producto del choque del Gran Arco del Caribe con el borde noroccidental de la placa Suramericana, generando la acreción del arco Paleoceno al continente (Cardona, et al., 2009).

7. BIBLIOGRAFIA

Anders, E., Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53. pags. 197-214.

Andersen T., 2002. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb: *Chemical Geology*. 192. pags. 59-79.

Barker, F., 1979. Trondhjemites: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier. pags. 1-12.

Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*. 95. pags. 17747–17756.

Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*. 46. pags. 605–626.

Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated whit some granitoides of the Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations whit the hosts. *Lithos*. 80. pags. 155-177.

Bateman, P.C., 1992. Plutonism in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1483 pp.

Bayona, G., Lamus-Ochoa, F., Cardona, A., Jaramillo, C., Montes, C., Tchegliakova, N., 2007. Procesos orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia) y áreas adyacentes definidos por análisis de procedencia. *Geología Colombiana*. 32. pags. 21-46.

Best, M., 2006. *Igneous and metamorphic geology*. Second edition, Blackwell Publishing. 729 pp.

Bustamante, C., Saldarriaga, M., 2007. *Geoquímica y termobarometría de las rocas metabásicas asociadas a los esquistos de Santa Marta: origen y metamorfismo enmarcados en la evolución geológica del Caribe*. Medellín, Colombia. Universidad EAFIT. Tesis. 150 pp.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Cardona, A., Jaramillo, C., Ojeda, G., Ruiz, J., Valencia, V. A., Weber, M., 2007-A. Provenance and tectonomagmatic setting of the Santa Marta Schists, northern Colombia Caribbean region: insights on the styles of growth and approach of Caribbean intra-oceanic domains to the continental margin. AGU Fall meeting. 88(52).

Cardona, A., Weber, M., Wilson, R., Cordani, U., Muñoz, C. M., Paniagua, F., 2007-B. Evolución tectono-magmática de las rocas maficas-ultramáficas del Cabo de La Vela y el Stock de Parashi, Península de la Guajira: registro de la evolución orogénica Cretácica-Eocena del norte de Suramérica y el Caribe. XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Agosto 14-17.

Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., García-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz, J., Saldarriaga, M., Weber, M., 2009. Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, Northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American Continent. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2009.08.012

Cardona, A., Ruiz, J., Valencia, V., Bayona, G., Duque, J., Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G., sometido-A. Late Cretaceous to Eocene accretion and subduction in the Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent Rancheria basin, northernmost Colombia: Implications for Northern Andes orogeny and Caribbean plate tectonic model. *Terra Nova*.

Cardona, A., Weber, M., Cordani, U., Valencia, V., Muñoz, C., sometido-B. Petrology of the Eocene Parashi granitoid, northeastern Colombia: tectonic implication of short-lived high Ba-Sr plutonism in the southeastern Caribbean margin. *The Island Arc*.

Cardona, A., Valencia, V., Weber, M., Duque, J., Montes, C., Reiners, P., Domanik, K., Nicolescu, S., (Sometido-C). Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate: *Geologica acta*.

Cediel, F., Shaw, R. P., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the northern Andean block. The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*. 79. pags. 815-848.

Cerón, J. F., Kellog, J. N., Ojeda, G. Y., 2007. Basement configuration of the northwestern South America-Caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, Tecnología y Futuro*. 3. pags. 25-49.

- Condie, K., 2005.** TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*. 80. pags. 33-44.
- Cortés, M., Angelier, J., 2005.** Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanism of earthquakes. *Tectonophysics*. 403. pags. 29-58.
- Chappell, B.W., White, A., 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. 8. pags. 173–174.
- Cherniak, D., Watson, E., 2000.** Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*. 172 (1-2). pags. 5-24.
- Clark, S., Sobiesiak, M., Zelt, C., Magnani, M., Miller, M., Bezada, M., Levander, A., 2008a.** Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 9, no. 11.
- Clark, S., Zelt, C., Magnani, M., Levander, A., 2008b.** Characterizing the Caribbean–South American plate boundary at 64 W using wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*. 113 pp.
- Cobbing, J., 2000.** The Geology and Mapping of Granite Batholiths. *Notes in Earth Sciences*. 96 pp.
- Defant, M., Drummond, M., 1993.** Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*. 21. pags. 547–550.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980.** A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2. Diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*. 29. pags. 183-210.
- DePaolo D., 1981.** Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. 53. pags. 189-202.
- Dengo C., Covey, M., 1993.** Structure of the Eastern Cordillera of Colombia; implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin*. 77 (8). pags. 1315-1337.
- Dickin, A., 2005.** Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press. 492 pp.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991.** Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology*. vol. 13.

Doolan, B. L., 1970. The structure and metamorphism of the Santa Marta area, Colombia, South America. Binghamton, State University of New York, Ph. D. Dissertation. 200 pp.

Du Bray, E. A., Ressel, M. W., Barnes, C., 2007. Geochemical Database for Intrusive Rocks of North-Central and Northeast Nevada. U.S. Geological Survey. Data Series. 244. pags. 1-62.

Ducea, M., 2002. Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective. *Journal of Geophysical Research*. 107, No. B11, 2304, doi:10.1029/2001JB000643.

Faure, G., 2001. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons. 475 pp.

Faure, G., Mensing, T. 2005. Isotopes: principles and applications. John Wiley & Sons Inc. 897 pp.

French, C., Schenk, C., 2004. Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the caribbean region. U.S. Geological Survey. Open file report 97-470-k.

Gehrels, G., Valencia, V., 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 and Geosystems*. 9 (3). pags. 1-13.

Getsinger, A., Rushmer, E., Jackson, M., Baker, D., 2009. Generating High Mg-numbers and Chemical Diversity in Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) Magmas during Melting and Melt Segregation in the Continental Crust. *Journal of Petrology*. in press.

Giere, R. y Sorensen, S., 2004. Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 56 (1). pags. 431-493.

Gomez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K., Kelley, S., 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of American Bulletin*. 117. pags. 547–569.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega Gutierrez, F., Solé, J., Iriando, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*. 36 (6). pags. 471-474.

Green, T., Pearson, N., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperatura. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 51 (1). pags. 55-62.

Gutscher, M., Maury, R., Eissen, J., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology.* 28(6). pags. 353-535.

Harris, N., 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes.* 19. pags. 107-113.

Hawkesworth, C., Turner, S., McDermott, F., Peate, D., van Calsteren, P., 1997. U-Th Iso-
topes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust. *Science.* 276 (5312). pags. 551 – 555.

Hodges, K. V., 2003. Geochronology and thermochronology in orogenic systems. In: Rudnick, R.L. (ed.) *Treatise on Geochemistry, Volume 3, Executive Editors: Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian.* pp. 659. ISBN 0-08-043751-6. Elsevier. pags. 263-292.

Janoušek, V., Farrow, C., Erban, V., 2006. Interpretation of whole rock geochemical data in igneous Geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology.* Technical note. pags. 1-5.

Jackson, M. D., Gallagher, K., Petford, N., Cheadle, M., 2005. Towards a coupled physical and chemical model for tonalite-trondhjemite-granodiorite magma formation. *Lithos.* 79. pags. 43-60.

Jolly, W., Lidiak, E., Dickin, A., 2007. Bimodal volcanism in northeast Puerto Rico and the Virgin Islands (Greater Antilles Island Arc): Genetic links with Cretaceous subduction of the mid-Atlantic ridge Caribbean spur. *Lithos.* 103. pags. 393-414.

Karsli, O., Dokuz. D., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2009. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos.* in press.

Kerr, A., Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology.* 33. pags. 269-272.

Kennan, L., Pindell, J., 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the región between North and South America*. Geological Society of London. Special Publications.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 68. pags. 277-279.

Lazaro, C., Garcia-Casco, A., 2008. Geochemical and Sr–Nd isotope signatures of pristine slab melts and their residues (Sierra del Convento mélange, eastern Cuba). *Chemical Geology*. 255. pags. 120–133

LeFort, P., 1981. Manaslu leuogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its génesis and emplacemenr. *Journal of Geophysical Research*. 86. pags. 10545-10568.

Lidiak, E., Jolly, W., 1996. Circum-Caribbean Granitoids: Characteristics and Origin. *International Geology Review*. 38, 1098-1133.

Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco-Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. 1. pags. 203-208.

Ludwig, K., 2004. Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center. Publication núm. 4.

MacDonald, W., Doolan, B., Cordani, U., 1971. Cretaceous – Early Tertiary metamorphic K – Ar age values from the South Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*. 82. pags. 1381 – 1388.

Malfait, B., Dinkelman, M., 1972. Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*. 83 (2). pags. 251-271.

Mantilla, A., 2007. Crustal structure of the southwestern Colombian Caribbean margin. Jena. Friedrich-Schiller-Universität, Ph D.Thesis.

Maresch, W., Kluge, R., Baumann, A., Krückhans-Lueder, G., Pindell, J., Stanek, K., Stöckhert, B., 2009. The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita Island, Venezuela: A constraint on Caribbean–South America interaction. In: James, K.,

Lorente, M. A., Pindell, J. L. (eds) The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society, London, Special Publications. In press.

Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*. 46 (3). pags. 411– 429.

Martin, H., Moyen, J., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite- granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*. 30. pags. 319-322.

Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*. 79. pags. 1-24.

Mattietti-Kysar, G., 1999. The role of Paleogene volcanism in the evolution of the northern Caribbean margin. In Penrose Conference on “Subduction to Strike-Slip Transitions on Plate Boundaries”. Puerto Rico. Abstract-volume. pags. 18–24.

Maurel, O., Respaut, J., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M., 2004. U–Pb emplacement and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ cooling ages of the Eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *C. R. Geoscience*. 336. pags. 1091–1098.

Mejia Herrera, P., Santa, M., Ordóñez, O., Pimentel, M., 2008. Consideraciones petrográficas, geoquímica y geocronológicas de la parte occidental del Batolito de Santa Marta. *Revista Dyna*. 155. pags. 223-236.

Moyen, J., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*. 127. pags. 103–123

McDonald, W., Doolan, B., Cordani, U., 1971, Cretaceous-early Tertiary metamorphic $K\text{-}40\text{Ar}$ age value from the south Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*. 82 (5). pags. 1381-1388.

McDougall, M., Harrison, T., 1999. Geochronology and thermochronology by the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method. New York. Oxford University Press.

McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*. 30 (2). pags. 109-185.

Miller, M., Levander, A., Niu, F., Li, A., 2009. Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography, *Journal of Geophysical Research*. 114. doi:10.1029/2007JB005507.

Montes, C., Hatcher, R. Jr., Restrepo-Pace, P., 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*. 399 (1-4). pags. 221-250.

Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., Jaramillo, C., 2009. Clockwise Rotation of the Santa Marta Massif and Simultaneous Paleogene to Neogene Deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería Basins. *Journal of South American Earth Sciences*. In-press.

Morse, S., 1970. Alkali feldspars at 5 Kbar pressure. *Journal of Petrology*. 11. pags. 221-251.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*. 244. pags. 452-473.

Moyen, J., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003. Late Archean granites: a typology base don the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*. 127. pags. 103-123.

Müller, R., Royer, J., Cande, S., Roest, W., Maschenkov, S., 1999. New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In Mann, P. (Ed.), *Caribbean basins: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary basins of the World*. 4. pags. 33-59.

Müller, R., Royer, J., Cande, J., Roest, W., Maschenkov, S., 2001. New Constraints on Caribbean Plate Tectonic Evolution. Informe proyecto IGCP 433.

Muñoz, C., Weber, M., Cardona, A., Nivia, A., Gomez, J., Jiménez, D., Wilson, R., 2007. Petrografía del stock de Parashi y diques asociados, Serranía de Jarara, Guajira, Colombia. XI Congreso Colombiano de Geología.

O'Connor, J., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey.

Parrish, R., Noble, S., 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution — Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 53. pags. 183-213.

Passchier, C., Trouw, R., 2005. Microtectonics. Springer.-Verlag. 333 pp.

Pearce, J., Harris, N., Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25 (4). pags. 956-983.

Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. 19. pags. 120-125.

Pecerillo, R., Taylor, S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 58. pags. 63-81.

Pindell, J., 1993. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. In: Pindell, J. L. & Perkins, R. F. (eds.) *Transactions of the 13th Annual GCSSEPM Research Conference: Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region*. pags. 251-274.

Pindell, J., Barrett, S., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate-tectonic perspective. In Case, J. E., Dengo, G. (eds.), *Decade of North American Geology*, v. H. Boulder, Co., Geological Society of America. pags. 405-432.

Pindell, J., Kennan, L., 2001. Kinematic Evolution of the gulf of Mexico and Caribbean. In Fillion, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P. (eds.), *Petroleum Systems of Deep-Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience: GCSSEPM Foundation, 21st Annual Research Conference*. *Transactions*. pags. 193-220.

Pindell, J., Kennan, L., 2007. Cenozoic Kinematics and Dynamics of Oblique Collision Between two Convergent Plate Margins: The Caribbean-South America Collision in Eastern Venezuela, Trinidad and Barbados. *Transactions of GCSSEPM*. pags. 458-553.

Pindell, J., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. in: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*, Geological Society of London, Special Publication. pags. 1-55.

Pindell, J., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., Haxby, W., 1988. A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*. 155. pags. 121-138.

Pitcher, W., 1991. Synplutonic dykes and mafic enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*. 13. pags. 383– 391.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*. 410. pags. 197–200.

Qian, Q., Chung, S., Lee, T., Wen, D., 2003. Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova*. 15. pags. 272–278.

Ramos, V., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. Publisher, Town. pags. 635–685.

Rapp, R., Watson, E., Miller, C., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*. 51. pags. 1-25.

Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M., Applegate, G., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*. 160. pags. 335-356.

Rapp, R., Xiao, L., Shimizu, N., 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in east China. *Acta Petrologica Sinica*. 18. pags. 293–311.

Reiners, P., 2001. The Renaissance of (U-Th)/He Chronometry. *Eos*. 11/29/01.

Reiners P., Ehlers, T., Zeitler, P., 2005. Past, present, and future of thermochronology. In Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Thermochronology, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 58. pags. 1-18.

Reiners, P., Barndon, M., 2006. Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion *Annual Review Earth Planet Science*. 34. pags. 419–66.

Robinson, J., Wood, B., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and planetary Science Letters*. 61 (1-2). pags. 277-284.

Rodríguez, C., Sellers, D., Dungan, M., Langmuir, C., Leeman, W., 2007. Adakitic Dacites Formed by Intracrustal Crystal Fractionation of Water-rich Parent Magmas at Nevado de Longaví Volcano (36,28°S); Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Journal of Petrology*. doi:10.1093/petrology/egm049

- Rollinson, H., 2005.** Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation (introduction to special issue). *Lithos*. 79. pags. ix-xii.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Kröner, A., Wan, Y., Liu, D., Garcia-Delgado, R., Handler, R., 2004.** Geochemistry and early Palaeogene SHRIMP zircon ages for island arc granitoids of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. *Chemical Geology*. 213 (4). pags. 307-324.
- Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiquillah, M., Escobar, R., 1982.** Setting, characteristics and age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. *Economic geologist*. 77. pags. 1837-1850.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M., Whitehouse, M., 2008.** Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*. 249 (1-2). pags. 1-35.
- Smithies, R., 2000.** The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenezoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*. 182. pags. 115-125.
- Sorensen, S., Barton, M., 1987,** Metasomatism and partial melting in a subduction complex Catalina Schist, southern California. *Geology*. 15 (2). pags. 115-118.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., Handler, R., 2005.** Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*. 399. pags. 195– 220.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001.** Alongstrike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*. 186. pags. 57–73.
- Stern, R., 2002.** Subduction zones. *Reviews of Geophysics*. 40. pags. 4.
- Steiger, R., Jager, E., 1977.** Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*. 36 (3). pags. 359-362.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009.** U /Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*. En prensa.

Smith, A., Schellekens, J., Diaz, A., 1998. Batholiths as markers of tectonic change in the northeastern Caribbean. In: Lidiak, E.W, Larue, D.K., *Tectonics and Geochemistry of the Northeastern Caribbean*. Geological Society of America, Special Paper. 322. pags. 99-122.

Sun, S., McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London. Special Publication. 42. pags. 313-345.

Taboada, A., Riviera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*. 19 (5). pags. 787-813.

Tanner, M., Solari, L., 2009. Fast reduction of U-Pb data using R. *Goldschmidt Conference Abstracts*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. pags. 1313.

Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth and Planetary Science Letters*. 17 (1). pags. 36-51.

Thomas, C., Livermore, R., Pollitz, F., 2003. Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*. 155 (3). pags. 789-804.

Tobisch, O., McNulty, B., Vernon, R., 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*. 40. pags. 321-339.

Tschanz, C. M., Jimeno, A., Cruz, J., 1969. Geology of the Santa Marta area (Colombia). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. Informe 1829. 288 p.

van der Hilst, R., Mann, P., 1994. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America *Geology*. 22. pags. 451-454.

Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., Page, L., 2006. The early interaction between the Caribbean plateau and the NW South American plate. *Terra Nova*. 18. pags. 264-269.

Verma, S., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco-Tapia, F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. 2. pags. 237-242.

Villamil, T., 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 153 (1). pags. 239-275.

Villagómez, D., Spikings, R., Seward, D., Magna, T., Winkler, W., Kammer, A., 2008. Thermotectonic history of the northern Andes. *International Symposium on Andean Geodynamics (7th)*. Extended abstracts. pags. 573–576.

Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*. 43 (2). pags. 55-79.

Wetherhill, G., 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Transactions - American Geophysical Union*. 37. pags. 320-326.

Whalen, J., McNicoll, V., van Staal, C., Lissenberg, C., Longstaffe, F., Jenner, G., Van Breeman, O., 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*. 89. pags. 377-404.

White, J., 1999. *Geochemistry*. Cornell University. On-line version.

White, R., Tarney, J., Kerr, A., Saunders, A., Kempton, P., Pringle, M., Klaver, T., 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*. 46 (1). pags. 43-68.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Chapman & Hall. 421 pp.

Winter, J., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall. 697 pp.

Xu, J., Shinjio, R., Defant, M., Wang, Q., Rapp, R., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?. *Geology*. 12. pags. 1111–1114.

York, D., Evensen, N., López-Martínez, M., De Basade-Delgado, J., 2004. Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*. 72(3). pags. 367-375.

Anexo 1

Composición modal



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Muestra	Composición Modal											QAP						
	Plg	Kfs	Qz	Anf	Bt	Ms	Grt	Ap	Cpx	Opx	Oi	Op	Acc.	%	Qz	Fto K	Plg	%
BSM 01B	45.6	2.4	25	9.8	17	-	-	<1	-	-	-	0.2	<1	100	34	3	62	100
BSM 12E	53.6	0.4	26.8	9.8	9.4	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	33	-	66	100
BSM 15	48.4	-	20.4	20.6	9.8	-	-	<1	-	-	-	<1	0.8	100	30	-	70	100
BSM 21A	43.8	0.2	29.6	8.4	17.8	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	99.8	40	-	60	100
BSM 22	49	3	29	3	16	-	-	<1	-	-	-	0.2	<1	100	36	4	61	100
BSM 23	34	17	32.6	1.8	13.6	-	-	<1	-	-	-	0.2	0.4	100	39	20	41	100
BSM 25 B	49	9.2	29	4	8.2	-	-	<1	-	-	-	<1	0.2	100	33	11	56	100
BSM 27A	35	-	16.8	46	0.6	-	-	0.8	-	-	-	0.2	<0	99	32	-	68	100
BSM 29A	45	-	12.6	39.4	1	-	-	0.8	-	-	-	0.8	<1	100	22	-	78	100
BSM 30	6	-	-	94.2	-	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	-	-	-	-
BSM 35A	43	18	24	8	7	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	28	21	51	100
BSM 49	47	13	24	10	5	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	29	16	56	100
BSM 41	20	19.4	48.2	-	1.8	10.4	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	55	22	23	100
BSM 40	34	19.8	36.2	8.6	8.6	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	108	40	22	38	100
BSM 37	36	7.8	43.6	-	6.6	5	-	<1	-	-	-	<1	<1	99	50	9	41	100
BSM 38	38	6	46.8	-	6.8	2	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	51	7	42	100
BSM 43	22	16	45.8	-	1.4	13.4	1.2	<1	-	-	-	<1	<1	100	55	19	26	100
BSM 41B	36	4.2	51	-	6.6	2.4	0.2	<1	-	-	-	<1	<1	100	56	5	39	100
BSM 29C1	17	-	-	79.8	2.8	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	0	-	100	100
BSM 29C2	47	-	6.8	38.2	8.2	-	-	0.2	-	-	-	<1	<1	100	13	-	87	100
BSM 35B	31	2.2	14.2	40.2	12	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	30	5	66	100
BSM 04	48	5.2	21.4	8.4	17	-	-	<1	-	-	-	<1	<1	100	29	7	64	100
BSM 13	52	5.4	14	21.8	6.2	-	-	<1	-	-	-	0.4	<1	100	20	8	73	100
BSM 18	53	0.8	15.2	14.4	15.8	-	-	<1	-	-	-	1	<1	100	22	1	77	100
BSM 01A	47	1	14.6	25.4	11.6	-	-	<1	-	-	-	0.6	<1	100	23	2	75	100
BSM 30B	-	-	0	6	-	-	-	-	67	8	19	<1	<1	100	-	-	-	-
BSM 30C	26	5.2	15.2	39	14.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	33	11	56	100
BSM 29B	46	-	4.6	47.2	1	-	-	-	-	-	-	1.4	<1	100	9	-	91	100
BSM 51	25	-	0	66	9	-	-	-	-	-	-	-	-	100	0	-	100	100
BSM 05	41	4.8	27.2	13.2	13	-	-	-	-	-	-	1	<1	100	37	7	56	100
BSM 06	38	5	30.4	11.2	12.8	-	-	-	-	-	-	1.5	1	100	41	7	52	100
BSM 07A	54	2.2	25.6	7.8	10.2	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	31	3	66	100
BSM 08	50	0.8	22	11	16.4	-	-	-	-	-	-	0.2	<1	100	30	1	69	100
BSM 10A	45	-	9.8	37.2	8.4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	18	-	82	100
BSM 32A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<1	<1	-	-	-	-	-
BSM 110	20	39.2	38.4	-	1.4	0.6	-	-	-	-	-	<1	<1	100	39	40	21	100
BSM 25B	49	9.2	29	4	8.2	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	33	11	56	100
BSM 11A	29	-	20.8	39.2	11	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	42	-	58	100

Muestra	Composición Modal											QAP						
	Plg	Kfs	Qz	Anf	Bt	Mus	Grt	Ap	Cpx	Opx	Oi	Op	Acc.	%	Qz	Fto K	Plg	%
BSM 12B	30	-	3.6	60.8	5	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	11	-	89	100
BSM 12C	36	-	12.4	41.8	8.2	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	25	-	75	100
BSM 21B	37	5.6	3.2	42.2	11.4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	7	12	81	100
BSM 25C	40	-	9	43	7	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	18	-	82	100
BSM 105B	52	-	4.6	34.6	7.2	-	-	-	-	-	-	<1	1.4	100	8	-	92	100
BSM 105D	48	0.2	9.4	26.8	14.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	16	-	83	100
BSM 23	34	17	32.6	1.8	13.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	39	20	41	100
BSM 22	49	3	28.6	3.4	16	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	36	4	61	100
BSM 21A	44	0.2	29.6	8.4	17.8	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	40	-	60	100
BSM 12E	54	0.4	26.8	9.8	9.4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	33	-	66	100
BSM 01B	46	2.4	25	9.8	17	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	34	3	62	100
BSM 10B	46	1.4	20.8	11.6	19.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	30	2	68	100
BSM 11D	47	7.2	23.6	9.4	12.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	30	9	61	100
BSM 25A	47	7.6	34.4	3.2	7.6	-	-	-	-	-	-	<1	1	101	39	9	53	100
BSM 45B	48	3	25.4	10.6	12.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	33	4	63	100
BSM 44	33	-	33.6	17	15.4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	50	-	50	100
BSM 60	44	0.4	26.4	16.2	13	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	37	1	62	100
BSM 53C	45	1.8	18	24.8	10	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	28	3	70	100
BSM 26	49	10.4	28.4	2.2	9	-	-	-	-	-	-	1.2	<1	100	32	12	56	100
BSM 73	42	6.2	31.6	7	12.2	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	39	8	53	100
BSM 105A	48	-	22.8	14.8	12	-	-	-	-	-	-	<1	<1	98	32	-	68	100
EAM 18 71	57	0.8	16.2	23.6	1.6	-	-	-	-	-	-	1.2	<1	100	22	1	77	100
EAM 18 69	51	-	16.2	21.8	10.8	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	24	-	76	100
EAM 18 73	50	-	18.4	22.8	7.8	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	27	-	73	100
EAM 12 36	45	2.6	33.8	1.8	16.6	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	42	3	55	100
CAS 12 08	57	1.8	17.6	20.2	2.4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	99	23	2	75	100
CAS 12 17	39	-	7	50	4	-	-	-	-	-	-	<1	<1	100	15	-	85	100
BSM 62	35	1.4	50.8	-	8.2	4.8	-	-	-	-	-	<1	<1	100	58	2	40	100
ACM 12 07	40	18	37	-	1	4	-	-	-	-	-	<1	<1	100	39	19	42	100
EAM 12 22	37	14.2	43	-	2.2	3	0.2	-	-	-	-	<1	<1	100	45	15	40	100

Plg: Plagioclasa, Kfs: Feldespato potásico, Qz: Cuarzo, Anf: anfibol, Bt: Biotita, Ms: Moscovita, Grt: Granate, Ap: Apatito, Cpx: Clinopiroxeno, Opx: Ortopiroxeno, Oi: Olivino, Op: Opacos, Acc: Accesorios.

Anexo 2

Datos analíticos U-Pb

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS					CORRECTED AGES (Ma)					Best age (Ma)	±1σ						
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ									
Muestra: JRG 12-12	Tonalita	Pluton de Burbaca	Montaje: JFD 01-2009																		
Zircon_JRG1212_002	242.68	157.22	0.58	0.0585	0.0033	0.0682	0.0040	0.0082	0.0002	0.3500	0.0025	0.0001	53.0	1.0	65.0	4.0	548.0	118.0	50.0	1.0	53.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_004	240.62	157.45	0.58	0.0544	0.0030	0.0602	0.0036	0.0080	0.0002	0.3300	0.0024	0.0001	51.0	1.0	59.0	3.0	389.0	121.0	49.0	1.0	51.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_006	2022.63	139.19	0.06	0.0820	0.0006	0.9946	0.0297	0.8879	0.0026	0.9700	0.0163	0.0022	543.0	15.0	701.0	15.0	1246.0	14.0	327.0	43.0	543.00 ± 15.0
Zircon_JRG1212_007	116.81	64.05	0.49	0.0708	0.0015	1.4137	0.0888	0.1448	0.0086	0.9400	0.0415	0.0026	872.0	48.0	895.0	37.0	951.0	42.0	823.0	51.0	872.00 ± 48.0
Zircon_JRG1212_012	326.56	176.78	0.48	0.0558	0.0024	0.0610	0.0029	0.0079	0.0002	0.4200	0.0024	0.0001	51.0	1.0	60.0	3.0	444.0	94.0	48.0	1.0	51.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_013	242.65	154.22	0.56	0.0573	0.0031	0.0633	0.0036	0.0080	0.0002	0.3400	0.0025	0.0001	51.5	1.0	62.0	3.0	502.0	116.0	50.0	1.0	51.50 ± 1.0
Zircon_JRG1212_016	281.31	153.57	0.49	0.0528	0.0027	0.0582	0.0032	0.0080	0.0002	0.3400	0.0024	0.0001	51.3	1.0	57.0	3.0	320.0	112.0	49.0	1.0	51.30 ± 1.0
Zircon_JRG1212_018	153.61	72.56	0.42	0.0586	0.0041	0.0664	0.0049	0.0082	0.0002	0.3400	0.0024	0.0001	53.0	1.0	65.0	5.0	551.0	147.0	53.0	2.0	53.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_020	218.60	125.05	0.51	0.0603	0.0029	0.0643	0.0034	0.0077	0.0002	0.3600	0.0023	0.0001	49.7	1.0	63.0	3.0	613.0	103.0	46.0	2.0	49.70 ± 1.0
Zircon_JRG1212_025	178.45	113.98	0.57	0.0551	0.0025	0.0628	0.0031	0.0083	0.0002	0.3900	0.0024	0.0001	53.0	1.0	62.0	3.0	417.0	98.0	48.0	2.0	53.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_026	303.15	156.76	0.46	0.0577	0.0031	0.0609	0.0034	0.0077	0.0001	0.3200	0.0021	0.0001	49.2	0.9	60.0	3.0	517.0	115.0	43.0	1.0	49.20 ± 1.0
Zircon_JRG1212_031	203.02	153.22	0.67	0.0523	0.0029	0.0569	0.0034	0.0079	0.0002	0.3800	0.0024	0.0001	51.0	1.0	56.0	3.0	298.0	123.0	49.0	1.0	51.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_034	336.22	177.76	0.47	0.0531	0.0028	0.0555	0.0034	0.0076	0.0001	0.3300	0.0023	0.0001	48.7	0.9	55.0	3.0	331.0	117.0	47.0	1.0	48.70 ± 1.0
Zircon_JRG1212_036	190.08	47.45	0.22	0.0825	0.0014	1.7448	0.0711	0.1534	0.0056	0.9900	0.0421	0.0024	920.0	32.0	1025.0	26.0	1258.0	33.0	834.0	46.0	1258.00 ± 33.0
Zircon_JRG1212_037	370.35	224.07	0.54	0.0540	0.0033	0.0607	0.0043	0.0082	0.0002	0.3300	0.0026	0.0001	52.0	1.0	60.0	4.0	370.0	136.0	51.5	1.0	52.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_038	651.43	376.23	0.51	0.0536	0.0007	0.3468	0.0098	0.0468	0.0012	0.8900	0.0042	0.0004	296.0	7.0	302.0	7.0	354.0	29.0	285.0	7.0	296.00 ± 7.0
Zircon_JRG1212_039	233.88	96.08	0.37	0.0516	0.0054	0.0556	0.0062	0.0078	0.0001	0.2700	0.0025	0.0002	50.2	0.9	55.0	6.0	224.0	50.0	50.0	3.0	50.20 ± 0.9
Zircon_JRG1212_057	1077.10	54.90	0.05	0.0836	0.0004	1.8426	0.0331	0.1588	0.0026	0.9600	0.0476	0.0008	956.0	15.0	1061.0	12.0	1284.0	9.0	939.0	15.0	1284.00 ± 9.0
Zircon_JRG1212_058	356.75	217.15	0.54	0.0573	0.0025	0.0607	0.0028	0.0090	0.0001	0.3500	0.0024	0.0001	49.3	0.8	60.0	3.0	504.0	94.0	49.0	1.0	49.30 ± 0.8
Zircon_JRG1212_061	285.57	189.04	0.59	0.0570	0.0031	0.0612	0.0036	0.0078	0.0002	0.3300	0.0023	0.0001	50.1	1.0	60.0	3.0	490.0	119.0	47.0	1.0	50.10 ± 1.0
Zircon_JRG1212_062	271.18	162.73	0.53	0.0586	0.0027	0.0583	0.0031	0.0076	0.0002	0.3900	0.0022	0.0001	49.0	1.0	58.0	3.0	436.0	107.0	44.0	1.0	49.00 ± 1.0
Zircon_JRG1212_064	324.88	175.12	0.48	0.0507	0.0023	0.0553	0.0027	0.0079	0.0001	0.3700	0.0026	0.0001	50.8	0.9	55.0	3.0	227.0	100.0	52.0	1.0	50.80 ± 0.9
Mean Age:																50.7100 ± 0.72					
(n=17; MSWD=2.1; 1- Sigma)																					

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS					CORRECTED AGES (Ma)					Best age (Ma)	±1σ						
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ									
Muestra: BSM 45A	Banda felsica	Batolito Santa Marta	Montaje: JFD 02-2009																		
Zircon_BSM45A_006	1281.55	133.55	0.39	0.0473	0.0015	0.0590	0.0021	0.0091	0.0002	0.4600	0.0026	0.0001	58.1	1.0	58.0	2.0	62.0	63.0	52.0	2.0	58.10 ± 1.0
Zircon_BSM45A_007	1341.33	133.14	0.48	0.0487	0.0022	0.0668	0.0032	0.0099	0.0002	0.3300	0.0028	0.0001	64.0	1.0	66.0	3.0	134.0	98.0	57.0	2.0	64.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_012	0.00	0.00	0.52	0.0539	0.0024	0.0689	0.0034	0.0093	0.0002	0.4400	0.0028	0.0001	59.0	1.0	68.0	3.0	365.0	95.0	57.0	3.0	59.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_014	529.44	306.92	0.31	0.0463	0.0016	0.0576	0.0022	0.0090	0.0002	0.4400	0.0027	0.0001	57.8	1.0	57.0	2.0	15.0	66.0	54.0	2.0	57.80 ± 1.0
Zircon_BSM45A_015	602.18	290.16	0.47	0.0523	0.0026	0.0672	0.0030	0.0093	0.0002	0.3300	0.0030	0.0001	60.0	1.0	66.0	3.0	299.0	108.0	60.0	2.0	60.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_019	1239.51	123.17	0.30	0.0535	0.0017	0.0652	0.0023	0.0089	0.0001	0.4100	0.0027	0.0002	56.8	0.8	64.0	2.0	348.0	68.0	55.0	4.0	56.80 ± 0.8
Zircon_BSM45A_020	0.00	0.00	0.47	0.0494	0.0018	0.0619	0.0026	0.0091	0.0002	0.5000	0.0026	0.0002	58.0	1.0	61.0	2.0	168.0	79.0	53.0	4.0	58.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_027	130.58	67.98	0.15	0.0502	0.0017	0.0614	0.0028	0.0089	0.0003	0.6600	0.0028	0.0001	57.0	2.0	61.0	3.0	203.0	79.0	56.0	1.0	57.00 ± 2.0
Zircon_BSM45A_034	286.15	198.68	0.65	0.0474	0.0021	0.0697	0.0042	0.0107	0.0004	0.6900	0.0038	0.0002	68.0	3.0	68.0	4.0	71.0	97.0	76.0	4.0	68.00 ± 3.0
Zircon_BSM45A_036	544.02	398.00	0.41	0.0516	0.0027	0.0663	0.0038	0.0093	0.0002	0.4300	0.0028	0.0001	60.0	1.0	65.0	4.0	270.0	123.0	57.0	2.0	60.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_038	145.21	66.81	0.40	0.0447	0.0020	0.0556	0.0027	0.0090	0.0002	0.4100	0.0027	0.0001	58.0	1.0	55.0	3.0	-36.0	98.0	54.0	2.0	58.00 ± 1.0
Zircon_BSM45A_045	190.07	67.00	0.52	0.0541	0.0047	0.0669	0.0069	0.0090	0.0003	0.3500	0.0028	0.0001	58.0	2.0	66.0	7.0	375.0	208.0	57.0	2.0	58.00 ± 2.0
Zircon_BSM45A_050	1040.75	105.84	0.49	0.0537	0.0035	0.0738	0.0052	0.0100	0.0003	0.3500	0.0036	0.0001	64.0	2.0	72.0	5.0	359.0	152.0	72.0	3.0	64.00 ± 2.0
Zircon_BSM45A_051	199.09	100.63	0.42	0.0518	0.0022	0.0586	0.0027	0.0082	0.0002	0.3900	0.0024	0.0001	52.7	1.0	58.0	3.0	277.0	100.0	49.0	1.0	52.70 ± 1.0
Mean Age:																58.10 ± 0.69					
(n=9; MSWD=0.49; 1- Sigma)																					

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS					CORRECTED AGES (Ma)					Best age (Ma)	±1σ						
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ									
Muestra: EAM 18-73	Tonalita	Pluton de Torbio	Montaje: JFD 01-2009																		
Zircon_EAM1873_055	335.09	135.53	0.36	0.0542	0.0026	0.0625	0.0031	0.0084	0.0001	0.2900	0.0027	0.0001	53.7	0.8	62.0	3.0	381.0	101.0	55.0	1.0	53.70 ± 0.8
Zircon_EAM1873_057	240.20	161.29	0.60	0.0590	0.0027	0.0662	0.0033	0.0082	0.0002	0.3700	0.0025	0.0001	52.3	1.0	65.0	3.0	566.0	95.0	50.0	2.0	52.30 ± 1.0
Zircon_EAM1873_058	118.03	64.54	0.49	0.0606	0.0043	0.0748	0.0056	0.0090	0.0002	0.3100	0.0028	0.0001	58.0	1.0	73.0	5.0	623.0	148.0	57.0	3.0	58.00 ± 1.0
Zircon_EAM1873_061	178.27	119.08	0.59	0.0580	0.0051	0.0632	0.0063	0.0079	0.0002	0.3500	0.0025	0.0001	51.0	1.0	62.0	6.0	531.0	184.0	49.0	1.0	51.00 ± 1.0
Zircon_EAM1873_062	215.46	152.87	0.63	0.0618	0.0031	0.0721	0.0038	0.0085	0.0002	0.3300	0.0027	0.0001	54.2	1.0	71.0	4					

Analysa	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS				CORRECTED AGES (Ma)				Best age ±1σ (Ma)										
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Th ±1σ											
Muestra: BSM 105A Tonataje Batolito Santa Marta Montaje: JFD 02-2009																						
Zircon_BSM105A_104	240.07	104.98	0.46	0.0500	0.0017	0.0542	0.0019	0.0079	0.0001	0.3200	0.0024	0.0001	50.50	6.00	54.00	2.00	194.00	72.00	48.00	2.00	50.50 ±0.6	
Zircon_BSM105A_105	154.47	68.37	0.63	0.0481	0.0015	0.0575	0.0019	0.0087	0.0001	0.3700	0.0026	0.0001	55.60	6.00	57.00	2.00	106.00	70.00	51.00	2.00	55.60 ±0.6	
Zircon_BSM105A_106	220.21	92.87	0.37	0.0477	0.0013	0.0567	0.0020	0.0086	0.0002	0.5900	0.0027	0.0001	55.00	1.00	56.00	2.00	86.00	63.00	54.00	3.00	55.00 ±1	
Zircon_BSM105A_108	748.34	66.06	0.39	0.0479	0.0019	0.0585	0.0025	0.0089	0.0001	0.3500	0.0030	0.0002	56.80	0.90	58.00	2.00	95.00	89.00	61.00	4.00	56.80 ±0.9	
Zircon_BSM105A_109	289.26	155.94	0.48	0.0518	0.0020	0.0624	0.0025	0.0087	0.0001	0.3400	0.0029	0.0001	56.10	0.80	61.00	2.00	277.00	86.00	58.00	3.00	56.10 ±0.8	
Zircon_BSM105A_111	814.43	597.94	1.05	0.0492	0.0012	0.0431	0.0020	0.0064	0.0003	0.8600	0.0020	0.0001	41.00	2.00	43.00	2.00	158.00	56.00	40.00	2.00	41.00 ±2	
Zircon_BSM105A_118	0.00	0.00	0.48	0.0541	0.0023	0.0564	0.0027	0.0076	0.0001	0.3700	0.0026	0.0001	50.30	0.80	58.00	3.00	374.00	93.00	51.00	2.00	50.30 ±0.8	
Zircon_BSM105A_121	581.68	410.77	0.36	0.0522	0.0023	0.0610	0.0030	0.0085	0.0002	0.4500	0.0029	0.0001	54.00	1.00	60.00	3.00	293.00	96.00	58.00	3.00	54.00 ±1	
Zircon_BSM105A_123	323.01	135.48	0.40	0.0551	0.0023	0.0661	0.0032	0.0087	0.0002	0.5200	0.0026	0.0001	56.00	1.00	65.00	3.00	417.00	89.00	52.00	3.00	56.00 ±1	
Zircon_BSM105A_124	608.89	53.04	0.44	0.0521	0.0024	0.0610	0.0032	0.0085	0.0002	0.4600	0.0028	0.0001	54.00	1.00	60.00	3.00	291.00	101.00	57.00	2.00	54.00 ±1	
Zircon_BSM105A_113	432.92	232.58	0.47	0.0496	0.0018	0.0555	0.0027	0.0081	0.0003	0.6800	0.0029	0.0001	52.00	2.00	55.00	3.00	175.00	80.00	59.00	2.00	52.00 ±2	
Zircon_BSM105A_115	1978.90	234.146	0.31	0.0501	0.0025	0.0555	0.0030	0.0080	0.0002	0.4100	0.0026	0.0001	52.00	1.00	55.00	3.00	199.00	110.00	52.00	3.00	52.00 ±1	
Zircon_BSM105A_117	0.00	0.00	0.53	0.0526	0.0030	0.0616	0.0041	0.0085	0.0003	0.5200	0.0030	0.0002	54.00	2.00	61.00	4.00	312.00	126.00	60.00	3.00	54.00 ±2	
Zircon_BSM105A_118	190.54	69.32	0.50	0.0474	0.0017	0.0516	0.0021	0.0079	0.0001	0.4500	0.0023	0.0001	50.70	0.90	51.00	2.00	70.00	74.00	47.00	1.00	50.70 ±0.9	
Zircon_BSM105A_120	278.90	133.85	0.40	0.0467	0.0028	0.0565	0.0035	0.0088	0.0002	0.3300	0.0029	0.0001	56.00	1.00	56.00	3.00	35.00	115.00	58.00	2.00	56.00 ±1	
Zircon_BSM105A_123	478.03	258.04	0.37	0.0474	0.0024	0.0532	0.0030	0.0081	0.0002	0.3800	0.0024	0.0001	52.00	1.00	53.00	3.00	68.00	102.00	48.00	2.00	52.00 ±1	
Zircon_BSM105A_124	65.47	57.00	0.98	0.0540	0.0019	0.2365	0.0165	0.0318	0.0009	0.6300	0.0057	0.0003	202.00	6.00	216.00	9.00	369.00	72.00	116.00	5.00	202.00 ±6	
Zircon_BSM105A_129	257.69	104.14	0.43	0.0516	0.0021	0.0555	0.0025	0.0078	0.0002	0.4300	0.0025	0.0001	50.00	1.00	55.00	2.00	266.00	86.00	51.00	2.00	50.00 ±1	
Zircon_BSM105A_130	0.00	0.00	1.11	0.0520	0.0021	0.0546	0.0026	0.0076	0.0002	0.4800	0.0021	0.0001	49.00	1.00	54.00	2.00	285.00	87.00	42.00	2.00	49.00 ±1	
Zircon_BSM105A_131	264.79	117.80	0.37	0.0522	0.0030	0.0594	0.0036	0.0083	0.0002	0.2900	0.0026	0.0001	53.00	1.00	59.00	3.00	295.00	121.00	52.00	2.00	53.00 ±1	
Zircon_BSM105A_132	343.61	170.75	0.37	0.0495	0.0027	0.0581	0.0034	0.0085	0.0002	0.3700	0.0027	0.0001	55.00	1.00	57.00	3.00	171.00	112.00	55.00	2.00	55.00 ±1	
Zircon_BSM105A_133	750.58	79.86	0.44	0.0530	0.0025	0.0628	0.0032	0.0086	0.0002	0.3500	0.0028	0.0001	55.10	1.00	62.00	3.00	328.00	103.00	56.00	2.00	55.10 ±1	
											Mean Age:		55.25 ±0.67									
													(n=12, MSWD=1.3, 1- Sigma)									
Analysa	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS				CORRECTED AGES (Ma)				Best age ±1σ (Ma)										
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Th ±1σ											
Muestra: BSM 12F Dique apilico Batolito Santa Marta Montaje: JFD 02-2009																						
Zircon_BSM12F_136	329.27	177.98	0.57	0.0497	0.0028	0.0636	0.0038	0.0093	0.0002	0.3800	0.0030	0.0001	60.0	1.0	63.0	4.0	180.0	122.0	60.0	2.0	60.0 ±1	
Zircon_BSM12F_137	323.68	190.56	0.62	0.0501	0.0021	0.0641	0.0029	0.0093	0.0002	0.3700	0.0026	0.0001	60.0	1.0	63.0	3.0	198.0	94.0	53.0	2.0	60.0 ±1	
Zircon_BSM12F_138	196.22	86.50	0.46	0.0512	0.0028	0.0608	0.0034	0.0086	0.0001	0.2300	0.0026	0.0001	55.3	0.7	60.0	3.0	251.0	122.0	52.0	3.0	55.30 ±0.7	
Zircon_BSM12F_142	447.45	279.92	0.65	0.0483	0.0025	0.0566	0.0031	0.0085	0.0001	0.2700	0.0027	0.0001	54.5	0.8	56.0	3.0	115.0	104.0	55.0	2.0	54.50 ±0.8	
Zircon_BSM12F_143	710.79	443.88	0.65	0.0494	0.0017	0.0593	0.0022	0.0087	0.0001	0.2100	0.0027	0.0001	56.0	0.5	59.0	2.0	162.0	74.0	54.0	2.0	56.00 ±0.5	
Zircon_BSM12F_144	757.06	387.41	0.54	0.0486	0.0020	0.0559	0.0025	0.0084	0.0002	0.3800	0.0026	0.0001	53.6	1.0	55.0	2.0	127.0	85.0	53.0	2.0	53.60 ±1	
Zircon_BSM12F_145	308.60	129.71	0.44	0.0455	0.0019	0.0549	0.0024	0.0087	0.0002	0.4000	0.0027	0.0001	56.1	1.0	54.0	2.0	-0.26	73.0	54.0	3.0	56.10 ±1	
Zircon_BSM12F_148	291.96	116.78	0.42	0.0461	0.0073	0.0536	0.0094	0.0084	0.0002	0.3000	0.0030	0.0006	54.0	1.0	53.0	9.0	1.0	252.0	60.0	10.0	12.0	54.00 ±1
Zircon_BSM12F_153	151.16	64.81	0.45	0.0522	0.0037	0.0604	0.0045	0.0084	0.0002	0.2800	0.0028	0.0001	54.0	1.0	60.0	4.0	292.0	146.0	56.0	2.0	54.00 ±1	
Zircon_BSM12F_156	795.52	465.59	0.61	0.0474	0.0015	0.0553	0.0019	0.0085	0.0001	0.3500	0.0026	0.0001	54.3	0.6	55.0	2.0	71.0	66.0	53.0	1.0	54.30 ±0.6	
Zircon_BSM12F_165	115.88	57.41	0.52	0.0495	0.0038	0.0623	0.0053	0.0091	0.0002	0.3000	0.0029	0.0001	59.0	1.0	61.0	5.0	173.0	157.0	58.0	2.0	59.00 ±1	
Zircon_BSM12F_168	678.32	340.79	0.53	0.0463	0.0032	0.0531	0.0041	0.0083	0.0002	0.3300	0.0027	0.0001	53.0	1.0	53.0	4.0	12.0	131.0	54.0	3.0	53.00 ±1	
Zircon_BSM12F_172	909.10	303.28	0.35	0.0498	0.0013	0.0646	0.0025	0.0094	0.0003	0.7100	0.0032	0.0001	60.0	2.0	64.0	2.0	187.0	59.0	64.0	3.0	60.00 ±2	
Zircon_BSM12F_173	280.43	116.44	0.43	0.0478	0.0028	0.0557	0.0038	0.0084	0.0002	0.3800	0.0027	0.0001	54.0	1.0	55.0	4.0	90.0	120.0	54.0	2.0	54.00 ±1	
Zircon_BSM12F_174	271.19	103.45	0.40	0.0508	0.0021	0.0628	0.0028	0.0090	0.0002	0.4400	0.0032	0.0001	58.0	1.0	62.0	3.0	234.0	88.0	65.0	2.0	58.00 ±1	
Zircon_BSM12F_178	356.76	178.97	0.52	0.0528	0.0028	0.0608	0.0033	0.0084	0.0001	0.2600	0.0027	0.0001	53.6	0.8	60.0	3.0	322.0	113.0	55.0	2.0	53.60 ±0.8	
Zircon_BSM12F_181	208.46	114.78	0.58	0.0486	0.0026	0.0610	0.0035	0.0091	0.0002	0.3300	0.0031	0.0002	59.0	1.0	60.0	3.0	126.0	113.0	63.0	3.0	59.00 ±1	
											Mean Age:		54.69 ±0.69									
													(n=12, MSWD=1.7, 1- Sigma)									
Analysa	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS				CORRECTED AGES (Ma)				Best age ±1σ (Ma)										
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Th ±1σ											
Muestra: BSM 110 Dique apilico Batolito Santa Marta Montaje: JFD 01-2009																						
Zircon_BSM110_006	216.49	117.95	0.48	0.0463	0.0050	0.0521	0.0057	0.0082	0.0002	0.1900	0.0026	0.0003	52.0	1.0	52.0	6.0	15.0	197.0	53.0	5.0	52.00 ±1	
Zircon_BSM110_007	221.05	126.04	0.51	0.0578	0.0037	0.0643	0.0047	0.0081	0.0002	0.3400	0.0025	0.0001	52.0	1.0	63.0	4.0	522.0	131.0	50.5	1.0	52.00 ±1	
Zircon_BSM110_008	313.59	149.87	0.42	0.0559	0.0029	0.0666	0.0038	0.0086	0.0001	0.3000	0.0027	0.0000	55.5	0.8	65.0	4.0	448.0	106.0	54.3	0.8	55.50 ±0.8	
Zircon_BSM110_009	4																					

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS						CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±1σ				
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰³ Th	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U			±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰³ Th
Muestra: BSM 100 Granito Granito Playa Salguero Montaje: JFD 03-2009																					
Zircon003_010	349.51	93.13	0.24	0.0488	0.0012	0.0674	0.0020	0.0100	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	64.3	0.4	66.0	2.0	138.0	55.0	61.0	1.0	64.30 ±0.4
Zircon004_011	401.04	139.96	0.32	0.0479	0.0008	0.0639	0.0015	0.0097	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	62.0	0.4	63.0	1.0	92.0	41.0	64.0	2.0	62.00 ±0.4
Zircon005_012	210.68	40.22	0.17	0.0483	0.0013	0.0670	0.0024	0.0101	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	64.8	0.6	66.0	2.0	115.0	62.0	75.0	3.0	64.80 ±0.6
Zircon006_014	173.63	27.59	0.14	0.0489	0.0012	0.0729	0.0024	0.0108	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	69.3	0.6	71.0	2.0	142.0	59.0	61.0	1.0	69.30 ±0.6
Zircon007_015	499.69	209.42	0.38	0.0469	0.0007	0.0629	0.0013	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	62.6	0.4	62.0	1.0	43.0	32.0	66.0	2.0	62.60 ±0.4
Zircon008_016	339.60	95.16	0.25	0.0492	0.0012	0.0667	0.0021	0.0099	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	63.4	0.5	66.0	2.0	155.0	56.0	75.0	2.0	63.40 ±0.5
Zircon011_020	494.78	97.74	0.18	0.0511	0.0007	0.1008	0.0024	0.0142	0.0002	0.9000	0.0001	0.9000	91.0	1.0	97.0	2.0	245.0	29.0	62.0	2.0	91.00 ±1
Zircon014_023	433.42	122.02	0.26	0.0492	0.0008	0.0666	0.0015	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	63.0	0.4	66.0	1.0	159.0	39.0	319.0	6.0	63.00 ±0.4
Zircon015_024	114.43	56.97	0.45	0.0533	0.0007	0.3591	0.0070	0.0489	0.0004	0.9000	0.0003	0.9000	308.0	2.0	312.0	5.0	339.0	29.0	63.0	1.0	308.00 ±2
Zircon017_027	284.86	100.68	0.32	0.0493	0.0010	0.0692	0.0017	0.0102	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	65.3	0.4	68.0	2.0	164.0	47.0	61.0	2.0	65.30 ±0.4
Zircon019_029	334.03	75.25	0.20	0.0493	0.0012	0.0658	0.0021	0.0097	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	62.4	0.5	65.0	2.0	160.0	56.0	67.0	1.0	62.40 ±0.5
Zircon020_030	343.01	91.12	0.24	0.0474	0.0014	0.0682	0.0025	0.0104	0.0001	0.9000	0.0001	0.8000	66.9	0.7	67.0	2.0	70.0	63.0	64.0	2.0	66.90 ±0.7
Zircon021_032	296.56	57.32	0.18	0.0480	0.0009	0.0708	0.0018	0.0107	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	68.8	0.6	69.0	2.0	97.0	41.0	59.1	0.9	68.80 ±0.6
Zircon022_033	2076.48	97.02	0.04	0.0471	0.0006	0.0598	0.0010	0.0092	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	59.1	0.3	58.9	1.0	54.0	28.0	194.0	3.0	59.10 ±0.3
Zircon023_034	520.26	174.43	0.30	0.0512	0.0006	0.1492	0.0027	0.0211	0.0002	0.9000	0.0002	0.9000	135.0	1.0	141.0	2.0	250.0	25.0	62.0	1.0	135.00 ±1
Zircon024_035	366.90	157.54	0.39	0.0478	0.0010	0.0647	0.0017	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	63.1	0.4	64.0	2.0	91.0	48.0	60.0	1.0	63.10 ±0.4
Zircon025_036	535.88	194.90	0.33	0.0512	0.0020	0.0688	0.0030	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	62.7	0.4	68.0	3.0	248.0	85.0	78.0	2.0	62.70 ±0.4
Zircon026_038	508.36	90.64	0.16	0.0476	0.0008	0.0691	0.0016	0.0105	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	67.6	0.6	68.0	2.0	81.0	37.0	62.0	1.0	67.60 ±0.6
Zircon027_039	498.42	188.86	0.34	0.0469	0.0008	0.0636	0.0015	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	63.1	0.4	63.0	1.0	43.0	39.0	63.6	0.6	63.10 ±0.4
Zircon028_040	190.81	28.09	0.13	0.0504	0.0018	0.0694	0.0032	0.0100	0.0001	0.9000	0.0000	0.9000	64.1	0.7	68.0	3.0	211.0	82.0	70.6	0.9	64.10 ±0.7
Zircon029_041	228.07	68.28	0.27	0.0482	0.0016	0.0733	0.0031	0.0110	0.0001	0.9000	0.0001	0.8600	70.7	0.7	72.0	3.0	107.0	74.0	58.0	1.0	70.70 ±0.7
Zircon031_044	1306.15	217.83	0.15	0.0477	0.0007	0.0575	0.0012	0.0088	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	56.2	0.4	57.0	1.0	83.0	33.0	61.7	0.3	56.20 ±0.4
Zircon032_045	355.80	121.39	0.31	0.0517	0.0020	0.0694	0.0031	0.0097	0.0001	0.9000	0.0000	0.8600	62.4	0.5	68.0	3.0	274.0	83.0	63.1	0.3	62.40 ±0.5
Zircon033_046	371.94	89.19	0.22	0.0485	0.0012	0.0660	0.0021	0.0099	0.0001	0.9000	0.0000	0.8600	63.3	0.4	65.0	2.0	125.0	56.0	61.0	1.0	63.30 ±0.4
Zircon034_047	551.68	271.19	0.45	0.0486	0.0006	0.0653	0.0013	0.0098	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	62.5	0.4	64.0	1.0	126.0	30.0	61.0	2.0	62.50 ±0.4
Zircon035_048	277.24	122.14	0.40	0.0501	0.0012	0.0682	0.0021	0.0099	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	63.6	0.5	67.0	2.0	199.0	54.0	65.0	2.0	63.60 ±0.5
Zircon036_050	335.48	60.42	0.16	0.0487	0.0008	0.0697	0.0019	0.0104	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	66.6	0.8	68.0	2.0	132.0	39.0	62.4	0.6	66.60 ±0.8
Zircon038_052	672.12	42.03	0.06	0.0484	0.0008	0.0651	0.0015	0.0098	0.0001	0.9000	0.0000	0.8700	62.6	0.6	64.0	1.0	116.0	36.0	60.0	2.0	62.60 ±0.6
Zircon039_053	332.63	97.24	0.27	0.0480	0.0012	0.0675	0.0021	0.0102	0.0001	0.9000	0.0001	0.9000	65.4	0.5	66.0	2.0	98.0	54.0	161.0	4.0	65.40 ±0.5
Zircon018_028	116.49	45.35	0.13	0.0534	0.0013	0.1265	0.0043	0.0172	0.0002	0.9000	0.0002	0.9000	110.0	1.0	121.0	4.0	345.0	51.0	60.0	0.0	110.00 ±1

Mean Age: 62.85 ±0.29
(n=14; MSWD=1.3; 1-Sigma)

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	CORRECTED RATIOS						CORRECTED AGES (Ma)						Best age (Ma)	±1σ				
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰³ Th	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U			±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰³ Th
Muestra: BSM 38B Granito Playa Salguero Montaje: JFD 01-2009																					
Zircon_BSM38_006	995.10	83.65	0.08	0.0506	0.0013	0.0698	0.0020	0.0100	0.0001	0.4700	0.0048	0.0002	64.2	0.9	69.0	2.0	223.0	59.0	96.0	4.0	64.20 ±0.9
Zircon_BSM38_008	1067.49	95.48	0.27	0.0530	0.0022	0.0746	0.0033	0.0102	0.0001	0.3300	0.0032	0.0000	65.5	0.7	73.0	3.0	329.0	95.0	64.6	0.7	65.50 ±0.7
Zircon_BSM38_009	0.00	0.00	0.24	0.0502	0.0025	0.0651	0.0035	0.0094	0.0001	0.2600	0.0030	0.0001	60.3	0.7	64.0	3.0	204.0	112.0	60.0	1.0	60.30 ±0.7
Zircon_BSM38_012	0.00	0.00	0.13	0.0482	0.0013	0.0652	0.0023	0.0098	0.0002	0.4500	0.0031	0.0001	62.9	1.0	64.0	2.0	111.0	63.0	63.0	1.0	62.90 ±1
Zircon_BSM38_013	939.84	78.07	0.23	0.0480	0.0018	0.0650	0.0025	0.0098	0.0001	0.2500	0.0027	0.0001	63.0	0.6	64.0	2.0	98.0	82.0	54.0	2.0	63.00 ±0.6
Zircon_BSM38_014	743.46	112.32	0.22	0.0497	0.0020	0.0645	0.0027	0.0094	0.0001	0.2900	0.0032	0.0001	60.5	0.7	63.0	3.0	179.0	89.0	65.0	2.0	60.50 ±0.7
Zircon_BSM38_015	582.20	152.10	0.28	0.0491	0.0017	0.0653	0.0026	0.0097	0.0002	0.4800	0.0030	0.0001	62.0	1.0	64.0	2.0	150.0	79.0	61.0	2.0	62.00 ±1
Zircon_BSM38_016	646.78	161.38	0.30	0.0502	0.0022	0.0689	0.0032	0.0100	0.0001	0.2500	0.0031	0.0001	63.9	0.8	68.0	3.0	203.0	100.0	63.0	2.0	63.90 ±0.8
Zircon_BSM38_018	326.08	108.38	0.30	0.0502	0.0016	0.0721	0.0025	0.0104	0.0001	0.3500	0.0033	0.0001	66.8	0.8	71.0	2.0	202.0	73.0	67.0	2.0	66.80 ±0.8
Zircon_BSM38_019	527.26	175.22	0.22	0.0516	0.0018	0.0730	0.0029	0.0103	0.0002	0.4900	0.0032	0.0001	66.0	1.0	72.0	3.0	270.0	78.0	64.0	2.0	66.00 ±1
Zircon_BSM38_020	549.89	134.22	0.31	0.0503	0.0023	0.0706	0.0036	0.0102	0.0001	0.3100	0.0032	0.0001	65.3	0.8	69.0	3.0	207.0	103.0	64.9	1.0	65.30 ±0.8
Zircon_BSM38_024	0.00	0.00	0.20	0.0486	0.0023	0.0656	0.0033	0.0098	0.0002	0.3800	0.0030	0.0001	63.0	1.0	64.0	3.0	127.0	105.0	61.0	3.0	63.00 ±1
Zircon_BSM38_026	503.40	44.70	0.18	0.0521	0.0028	0.0718	0.0043	0.0100	0.0002	0.3500	0.0031	0.0001	64.0	1.0	70.0	4.0	291.0	119.0	6		

Analysis	U (ppm)	206Pb/238Pb	Th/U	CORRECTED RATIOS				CORRECTED AGES (Ma)				Best age ± (Ma)					
				206Pb/238Pb	±%	207Pb/235U	±%	206Pb/238U	±%	error cor.	206Pb/238U t (Ma)		207Pb/235U t (Ma)	206Pb/207Pb ± (Ma)			
Muestra: BSM 51 Dique Porfídico Batolito de Santa Marta Montaje: A. Cardona.																	
BSM51	372.8906	25376.0000	6.0236	16.6552	2.5108	0.7690	2.8048	0.0929	1.2500	0.4457	572.6	6.8	579.2	12.4	605.0	54.3	572.63 ± 6.9
BSM51-1	456.8627	1894.4000	3.0701	21.7434	15.1666	0.0563	15.1996	0.0089	1.0000	0.0658	57.0	0.6	55.6	8.2	-2.9	367.5	56.99 ± 0.6
BSM51-2	544.9608	2723.2000	5.2487	18.1433	16.7939	0.0667	16.8237	0.0088	1.0000	0.0594	56.4	0.6	65.6	10.7	416.9	984.7	56.35 ± 0.6
BSM51-3	300.6223	1408.0000	2.8749	18.1556	20.4559	0.0665	20.5051	0.0088	1.4200	0.0693	56.2	0.8	65.4	13.0	415.4	461.4	56.24 ± 0.8
BSM51-4	1219.5467	5491.2000	1.5525	20.8471	9.9838	0.0552	10.8043	0.0083	4.1300	0.3823	53.6	2.2	54.6	5.7	97.7	236.8	53.59 ± 2.2
BSM51-5	280.1464	3760.0000	8.1139	16.2680	8.1928	0.2888	11.3812	0.0341	7.9000	0.6941	216.0	16.8	257.6	25.9	655.7	176.0	216.00 ± 16.8
BSM51-6	235.9093	1683.2000	3.0935	18.4480	14.9829	0.0652	14.9949	0.0087	1.0000	0.0238	56.0	0.6	64.2	26.1	379.6	984.7	56.02 ± 0.5
BSM51-7	401.1984	2259.2000	3.4486	17.5830	15.4573	0.0690	15.4896	0.0088	1.0000	0.0646	56.5	0.6	67.8	10.2	486.6	343.0	56.51 ± 0.6
BSM51-8	253.4426	1107.2000	3.7340	19.8380	37.3198	0.0600	37.3442	0.0086	1.3500	0.0362	55.4	0.7	59.2	21.5	213.8	892.6	55.44 ± 0.7
BSM51-9	232.2035	1312.0000	5.0994	14.6197	40.1954	0.0812	40.2629	0.0086	2.3300	0.0579	55.3	1.3	79.3	30.7	880.7	866.2	55.26 ± 1.3
BSM51-10	447.3493	1164.8000	3.8981	12.6424	18.8912	0.0950	19.5885	0.0087	5.1800	0.2644	55.9	2.9	92.2	17.3	1174.6	377.1	55.93 ± 2.9
BSM51-10A	374.4283	2281.6000	6.7054	21.4625	18.8613	0.0556	18.9768	0.0087	2.0900	0.1101	55.5	1.2	54.9	10.1	28.4	455.6	55.52 ± 1.2
BSM51-11	243.4978	966.4000	3.2940	16.1155	60.4042	0.0744	60.4125	0.0087	1.0000	0.0166	55.8	0.6	72.9	42.5	675.9	1429.3	55.80 ± 0.6
BSM51-12	220.4777	1116.8000	3.8108	17.5275	57.4622	0.0668	57.4709	0.0085	1.0000	0.0174	54.5	0.5	65.6	36.5	493.6	1383.0	54.50 ± 0.5
BSM51-13	228.3981	7248.0000	6.0246	11.3275	6.1227	0.7615	6.6136	0.0626	5.8300	0.8815	391.2	22.1	574.9	29.0	1388.6	60.0	391.19 ± 22.1
BSM51-15	436.6302	1638.4000	3.0365	19.9087	15.3998	0.0608	15.4449	0.0088	1.1800	0.0764	56.3	0.7	59.9	9.0	205.6	359.1	56.34 ± 0.7
BSM51-16	482.9912	1494.4000	3.5689	19.9877	17.1635	0.0607	17.1926	0.0088	1.0000	0.0582	56.5	0.6	59.8	10.0	196.4	401.4	56.47 ± 0.6
BSM51-17	804.5208	3004.8000	3.3201	18.7647	9.2768	0.0650	9.3305	0.0088	1.0000	0.1072	56.8	0.6	63.9	5.8	341.2	210.4	56.77 ± 0.6
BSM51-18	554.7729	2460.8000	3.6782	20.4857	17.1221	0.0581	17.3007	0.0086	2.4800	0.1433	55.4	1.4	57.4	9.6	138.9	404.7	55.42 ± 1.4
BSM51-19	563.0915	2358.4000	4.0262	19.8314	11.7189	0.0604	12.3043	0.0087	3.7500	0.3048	55.7	2.1	59.5	7.1	214.6	272.2	55.74 ± 2.1
BSM51-20	738.2480	2003.2000	3.5627	19.2265	14.9751	0.0622	15.0239	0.0087	1.2100	0.0805	55.7	0.7	61.3	8.9	285.9	344.1	55.66 ± 0.7
BSM51-21	542.5050	1968.0000	2.5287	20.2334	17.0030	0.0586	17.1347	0.0086	2.1200	0.1237	55.2	1.2	57.9	9.6	167.9	399.7	55.23 ± 1.2
BSM51-22	347.5696	1651.2000	4.1127	19.3347	14.9843	0.0631	15.0176	0.0089	1.0000	0.0666	56.8	0.6	62.2	9.1	273.0	345.1	56.82 ± 0.6
BSM51-23	616.8088	2163.2000	3.7376	17.7729	5.9096	0.0695	6.1172	0.0090	1.5800	0.2583	57.5	0.9	68.2	4.0	462.8	131.1	57.48 ± 0.9
BSM51-24	257.4913	1459.2000	3.9393	14.1077	21.9335	0.0841	21.9637	0.0086	1.1500	0.0524	55.2	0.6	82.0	17.3	954.0	453.8	55.23 ± 0.6
BSM51-25	455.3693	1411.2000	3.8408	17.0077	15.8633	0.0701	15.9847	0.0087	1.0000	0.0629	55.5	0.6	68.8	10.6	559.6	347.8	55.53 ± 0.6
BSM51-26	680.9577	2844.8000	4.4978	18.8515	13.4074	0.0646	13.5097	0.0088	1.6600	0.1229	56.7	0.9	63.5	8.3	330.8	305.3	56.68 ± 0.9
BSM51-27	450.1922	2640.0000	2.8453	20.9295	29.5072	0.0565	29.5281	0.0086	1.1100	0.0376	55.0	0.6	55.8	16.0	88.3	713.0	55.02 ± 0.6
BSM51-28	916.9997	504.0000	6.2899	19.4454	5.5596	0.0628	5.6488	0.0089	1.0000	0.1770	56.8	0.6	61.8	3.4	260.0	127.8	56.84 ± 0.6
BSM51-29	619.5522	1961.6000	2.0633	19.0823	9.3158	0.0618	9.3726	0.0086	1.0300	0.1099	54.9	0.6	60.9	5.5	303.1	212.7	54.89 ± 0.6
BSM51-30	567.2287	1782.4000	2.2622	18.5441	8.8718	0.0650	8.9280	0.0087	1.0000	0.1120	56.1	0.6	63.9	5.5	367.9	200.3	56.09 ± 0.6
BSM51-31	455.4246	2348.8000	4.6931	28.8864	36.1388	0.0416	36.1607	0.0087	1.2600	0.0348	55.9	0.7	41.4	14.7	-739.2	1039.4	55.89 ± 0.7
BSM51-32	284.5712	1212.8000	2.9586	22.3473	32.4178	0.0583	32.4332	0.0094	1.0000	0.0308	60.6	0.6	57.5	18.1	-69.4	810.2	60.61 ± 0.6

Mean Age: 56.00 ± 0.30
(n=27; MSWD=1.3; 1-Sigma)

Analysis	U (ppm)	206Pb/238Pb	Th/U	CORRECTED RATIOS				CORRECTED AGES (Ma)				Best age ± (Ma)					
				206Pb/238Pb	±%	207Pb/235U	±%	206Pb/238U	±%	error cor.	206Pb/238U t (Ma)		207Pb/235U t (Ma)	206Pb/207Pb ± (Ma)			
Muestra: BSM 12B Enclave Porfídico Batolito de Sta. Marta Montaje: A. Cardona.																	
BSAM12B-1	240.3009	777.6000	3.6340	15.0501	21.2874	0.0800	21.3786	0.0087	1.9500	0.0912	56.0	1.1	78.1	16.1	820.4	449.4	56.03 ± 1.1
BSAM12B-2	278.7637	1097.6000	2.4759	13.1386	23.7492	0.0897	23.9639	0.0087	3.2000	0.1335	55.6	1.8	87.3	20.0	1070.7	483.8	55.64 ± 1.8
BSAM12B-3	469.1415	2000.0000	1.9707	17.6080	8.6832	0.0690	8.9265	0.0088	2.0700	0.2319	56.6	1.2	67.8	5.9	483.5	192.1	56.56 ± 1.2
BSAM12B-4	399.8931	1350.4000	2.4980	16.2592	14.0410	0.0748	14.0786	0.0088	1.0000	0.0710	56.6	0.6	73.2	9.9	656.9	302.5	56.58 ± 0.6
BSAM12B-5	510.2592	1731.2000	2.7574	22.2182	18.5605	0.0555	18.8030	0.0089	3.0100	0.1601	57.4	1.7	54.8	10.0	-55.2	455.4	57.40 ± 1.7
BSAM12B-6	504.5843	1507.2000	3.0327	14.7726	16.4126	0.0829	16.4430	0.0089	1.0000	0.0608	57.0	0.6	80.8	12.8	859.2	342.8	56.97 ± 0.6
BSAM12B-7	518.9871	1699.2000	2.8246	20.3287	18.5087	0.0598	18.8330	0.0088	3.4800	0.1848	56.6	2.0	59.0	10.8	157.0	436.5	56.63 ± 2.0
BSAM12B-8	944.7654	2230.4000	1.4752	16.3028	18.1194	0.0757	18.1470	0.0090	1.0000	0.0551	57.5	0.6	74.1	13.0	651.1	391.9	57.47 ± 0.6
BSAM12B-9	593.0254	1942.4000	3.5815	20.5896	18.4428	0.0596	18.5021	0.0089	1.4800	0.0800	57.2	0.8	58.8	10.6	127.0	437.3	57.15 ± 0.8
BSAM12B-10	483.6218	1308.8000	1.5847	13.0989	22.8343	0.0943	22.9165	0.0090	1.9400	0.0847	57.5	1.1	91.5	20.0	1104.0	462.4	57.47 ± 1.1
BSAM12B-11	219.5043	809.6000	3.3937	21.0746	49.2627	0.0581	49.2817	0.0089	1.3700	0.0278	57.0	0.8	57.3	27.5	71.9	1241.4	56.99 ± 0.8
BSAM12B-12	548.6445	1644.8000	2.4180	15.6104	15.9523	0.0783	15.9836	0.0089	1.0000	0.0626	56.9	0.6	76.5	11.8	743.6	339.3	56.88 ± 0.6
BSAM12B-13	553.7551	1590.4000	3.3851	15.9607	10.4571	0.0787	10.5048	0.0089	1.0000	0.0552	57.0	0.6	75.1	7.6	696.5	223.4	57.02 ± 0.6
BSAM12B-15	980.4184	2528.0000	1.0595	18.0032	8.8460	0.0675	9.0457	0.0088	1.8900	0.2089	56.6	1.1	66.3	5.8	434.2	197.4	56.57 ± 1.1
BSAM12B-14	430.7562	1219.2000	2.2915	16.7627	18.4097	0.0729	18.4368	0.0089	1.0000	0.0542	56.9	0.6	71.5	12.7	591.1	402.3	56.90 ± 0.6
BSAM12B-16	610.6583	1756.8000	1.2009	16.0480	13.8452	0.0748	14.0050	0.0087	2.1100	0.1507	55.9	1.2	73.2	9.9	684.9	296.9	55.87 ± 1.2
BSAM12B-17	400.3135	1520.0000	2.0665	19.3289	40.7332	0.0638	40.7612	0.0089	1.5100	0.0370	57.4	0.9	62.8	24.8	273.7	970.5	57.43 ± 0.9
BSAM12B-18	458.7432	1692.8000	1.5356	19.6561	21.9405	0.0629	22.0296	0.0089	1.9800	0.0899	5						

Anexo 3

Datos analíticos Ar-Ar

BSM 05 Biotita Chica							
Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1	0.2	46.63 ± 10.29	0.0127	31.28	68.72	0.0001393	
2	0.5	46.39 ± 1.27	0.2059	6.05	93.95	8.559E-06	
3	1	47.01 ± 1.4	0.2856	3.99	96.01	6.294E-06	
4	1.5	46.39 ± 1.2	0.2041	1.24	98.76	8.806E-06	
5	2	44.23 ± 1.3	0.1375	4.98	95.02	1.307E-05	
6	2.5	39.79 ± 3.9	0.0334	16.73	83.27	5.387E-05	
7	4.3	44.86 ± 1.5	0.1208	4.87	95.13	1.488E-05	

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00058	8.80 ± 0.12	45.87 ± 0.77	1.25E-05	0.0002698	6.93	5.02	94.98	5889.82

BSM 05 Biotita Grande							
Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1	0.2	23.08 ± 10.17	0.0044	76.05	23.95	3.95E-05	
§	2	47.42 ± 1.2	0.2753	6.12	93.88	0.0042292	
§	3	46.83 ± 0.81	0.3095	4.71	95.29	0.0070996	
§	4	45.67 ± 1	0.1437	3.46	96.54	0.0036791	
§	5	44.55 ± 0.9	0.1268	5.26	94.74	0.0101538	
§	6	45.27 ± 1.1	0.1403	3.11	96.89	0.042518	

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00333	7.93 ± 0.08	46.21 ± 0.67	0.0111448	0.002327	5.40	0.0295	92.54	3960.5

BSM 05 Hbde V1							
Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1	0.5	-208.1 ± 16.79	0.0096	12.86	287.75	-187.75	
2	1	0.28 ± 5.295	0.0221	5.303	71.99	28.01	
3	1.5	44.16 ± 1.373	0.2657	1.497	7.76	92.24	
‡	4	45.99 ± 1.419	0.2657	1.533	4.87	95.13	
5	3	46.07 ± 1.419	0.2761	1.576	4.08	95.92	
6	3.7	48.93 ± 3.53	0.0317	3.589	55.8	44.2	
‡	7	37.97 ± 4.439	0.129	4.465	18.37	81.63	

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00078	8.43 ± 0.18	43.99 ± 1.02	4.01224E	0.0009138	12.19	0.00659	87.81	2425.03

BSM 05 Hbde V2

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	-54.14 ± 14.42	0.0087	14.42	151.08	-51.08
	2	1	41.12 ± 1.43	0.1094	1.431	21.37	78.63
§	3	1.5	49 ± 0.76	0.6131	0.7638	6.63	93.37
§	4	2	46.87 ± 1.31	0.1816	1.313	4.83	95.17
§	5	3	44.06 ± 2.83	0.0261	2.833	6.15	93.85
§	6	3.4	47.75 ± 1.9	0.0611	1.891	5.97	94.03

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00117	8.9 ± 0.11	46.68 ± 0.74	4.17200E	0.001208	10.38	0.01044	89.62	2847.69

BSM 05 Hbde V3

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.8	-11.18 ± 4.69	0.0182	115.16	-15.16	0.737731
	2	1.1	37.69 ± 6.82	0.0082	23.02	76.98	0.0963074
	3	1.3	47.16 ± 1.8	0.0316	2.3	97.7	3.55186E
	4	1.6	45.55 ± 1.03	0.1122	7.5	92.5	4.49945E
	5	2	44.53 ± 0.95	0.1622	10.34	89.66	4.29919E
	6	3.9	51.01 ± 0.95	0.6676	3.88	96.12	4.23195E

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00178	9.21 ± 0.13	48 ± 0.81	4.15368E	0.001462	8.17	0.01643	91.83	3615.67

BSM 05 K Fsp V1

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	-60.99 ± 1.04	0.0112	53830381	-5.4E+07	0.0001396
	2	1	-87.99 ± 13.55	0.0116	554.32	-454.32	0.000134
	3	2	27.31 ± 4.9	0.0386	27.02	72.98	4.045E-05
	4	4	36.36 ± 1.06	0.9386	4.36	95.64	0.0557347

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00042	6.41 ± 0.19	33.56 ± 1.04	0.0523188	0.0003097	10.22	0.00272	89.78	2892.8

BSM 05 K Fsp V2

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	17.41 ± 10.55	0.0069	0.15	99.85	0.0001455
§	2	1	36.88 ± 4.51	0.0201	12.41	87.59	4.959E-05
§	3	2	33.14 ± 2.32	0.0361	18.18	81.82	0.0359019
§	4	3	32.02 ± 1.93	0.041	1.6	98.4	2.438E-05
§	5	4	34.92 ± 3.2	0.0221	8.27	91.73	4.52E-05
†	6	3.6	39.49 ± 0.40	0.8738	0.6	99.4	0.0240928

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00089	7.4 ± 0.08	38.65 ± 0.55	0.0223522	0.0001142	1.7	0.0066	98.3	17365.22

BSM 12E Bta V1

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.2	21.31 ± 14.21	0.0173	71.11	28.89	8.728E-05
	2	0.7	47.39 ± 1.71	0.3023	8.06	91.94	0.004218
‡	3	1.2	48.91 ± 1.74	0.3025	4.94	95.06	5.103E-06
	4	1.5	43.48 ± 1.74	0.1183	10.34	89.66	1.305E-05
	5	2	45.44 ± 1.91	0.1011	4.9	95.1	1.527E-05
	6	3	40.6 ± 5.76	0.0313	13.38	86.62	4.934E-05
	7	3.8	43.73 ± 2.467	0.1271	12.94	87.06	1.214E-05

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00044	8.83 ± 0.17	46.07 ± 1.01	0.00128454	0.0004009	9.4	0.00386	90.6	3143.41

BSM 12E Bta V2

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.2	-7.259 ± 14.81	0.0073	108.97	-8.97	0.167478
	2	0.5	49.23 ± 2.25	0.0912	17.82	82.18	0.0419976
	3	1	50.23 ± 1.27	0.2246	2.51	97.49	3.196E-06
	4	1.5	48.95 ± 1.12	0.2873	2.53	97.47	0.0042973
	5	2	48.23 ± 1.21	0.159	3.71	96.29	4.513E-06
	6	2.5	45.32 ± 1.37	0.0736	8.26	91.74	9.747E-06
	7	3.4	48.56 ± 1.24	0.1568	3.28	96.72	4.577E-06

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00117	9.29 ± 0.11	48.41 ± 0.75	0.00629494	0.0007004	6.06	0.01087	93.94	4879.82

BSM 12E Bta V3

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
§	1	0.5	47.98 ± 1.56	0.0968	17.81	82.19	0.0721229
§	2	0.8	48.82 ± 1.34	0.0855	4.06	95.94	1.016E-05
§	3	1.2	50.23 ± 1.3	0.2215	2.61	97.39	3.92E-06
§	4	1.6	50.07 ± 1.22	0.2948	1.23	98.77	2.946E-06
§	5	2	49.74 ± 1.13	0.1708	0.57	99.43	5.085E-06
§	6	2.5	47.48 ± 1.074	0.1049	1.96	98.04	8.281E-06
	7	3.6	43.65 ± 2.35	0.0257	12.91	87.09	3.381E-05

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00123	9.46 ± 0.11	49.3 ± 0.74	0.00698549	0.0004656	3.86	0.0116	96.14	7658.84

BSM 12E Hbde V1								
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Frac. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
	1	0.5	48.47 ± 1.16	0.1976	1.162	34.05	65.95	5.20109E
§	2	0.8	50.92 ± 1.01	0.7151	1.015	10.27	89.73	5.75831E
§	3	1.5	48.04 ± 2.13	0.0567	2.137	3.73	96.27	5.89485E
§	4	3.7	43.07 ± 4.12	0.0306	4.125	16.49	83.51	6.60781E
Resultados integrados								
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00091	9.61 ± 0.15	50.04 ± 0.93	5.68197E	0.001646	15.92	0.00869	84.08	1856.29
BSM 12E Hbde V2								
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Frac. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
	1	0.5	-4.971 ± 15.05	0.0162	101.13	-1.13	1.52036E	
	2	0.7	31.64 ± 7.4	0.0128	57.38	42.62	0.224475	
	3	1	36.33 ± 4.25	0.0227	39.65	60.35	1.65614E	
	4	1.3	45.34 ± 3	0.0806	31.28	68.72	5.85503E	
	5	1.5	53.47 ± 2.21	0.1984	15.43	84.57	7.09844E	
	6	3.7	50.94 ± 0.93	0.6694	14.31	85.69	6.82880E	
Resultados integrados								
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00081	9.51 ± 0.16	49.52 ± 0.98	6.51624E	0.0027	26.05	0.00767	73.95	1134.44
BSM 12E K Fsp V1								
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Frac. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
	1	0.5	79.63 ± 14.77	0.0054	37.51	62.49	9.902E-05	
§	2	1	40.97 ± 1.45	0.1491	16.21	83.79	0.117125	
§	3	2	42.32 ± 1.09	0.3123	4.34	95.66	0.0623085	
§	4	3	41.41 ± 1.0	0.1335	5.53	94.47	0.0169398	
	5	4	44.37 ± 1.087	0.3998	2.63	97.37	0.0340316	
Resultados integrados								
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.0061	8.51 ± 0.11	43.02 ± 0.75	0.052784	0.000719	6.20	0.01088	93.8	4766.45
BSM 12E K Fsp V2								
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Frac. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
	1	0.5	144 ± 23.53	0.0014	44.71	55.29	0.0001102	
	2	1	42.89 ± 0.96	0.0726	14.59	85.41	0.137141	
	3	2	44.17 ± 1.14	0.1109	3.25	96.75	0.0648149	
	4	3	44.57 ± 0.91	0.0865	0.84	99.16	0.0219816	
	5	4	43.77 ± 0.891	0.0376	0.67	99.33	4.787E-06	
	6	6	51.22 ± 1.032	0.691	2.02	97.98	0.0386355	
Resultados integrados								
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00558	9.43 ± 0.14	49.12 ± 0.87	0.045738	0.001759	3.24	0.05261	96.76	9131.05

BSM 111 Bta V1							
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.2	17.52 ± 6.2	0.0226	71.6	28.4	3.201E-05
§	2	0.5	44.4 ± 1.87	0.1951	13.45	86.55	0.0008721
§	3	1	45.12 ± 1.32	0.2039	6.43	93.57	0.0010526
§	4	1.5	44.34 ± 1	0.356	4.65	95.35	0.0073294
§	5	2	42.89 ± 1.18	0.1444	5.79	94.21	5.104E-06
§	6	3	40.59 ± 1.94	0.078	10.79	89.21	9.457E-06

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00085	8.32 ± 0.12	43.41 ± 0.77	0.002996	0.000730	9.40	0.00704	90.6	3144.29

BSM 111 Bta V2							
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.2	24.73 ± 7.8	0.0224	81.46	18.54	8.107E-05
	2	0.5	45.58 ± 1.43	0.1551	11.47	88.53	1.168E-05
	3	1	45.7 ± 1	0.37	1.52	98.48	4.897E-06
	4	1.5	43.27 ± 0.93	0.252	5.37	94.63	7.19E-06
	5	2	43.66 ± 1.44	0.1045	6.55	93.45	1.733E-05
	6	3.7	41.76 ± 1.61	0.096	9.21	90.79	1.887E-05

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00055	8.44 ± 0.11	44.01 ± 0.72	0.000009	0.000274	5.53	0.00468	94.47	5344.89

BSM 111 Hbde V1							
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar *	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.2	-12.75 ± 17.3	0.0113	122.53	-22.53	9.453E-05
	2	0.8	-74.13 ± 15.4	0.0132	183.24	-83.24	2.45400E
	3	5.2	46.75 ± 0.92	0.9755	9.87	90.13	7.55011E

Resultados integrados								
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar _{atm}	⁴⁰ Ar *	% ⁴⁰ Ar *	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
0.00061	7.24 ± 0.15	41.09 ± 0.86	8.692140	0.001197	21.22	0.00444	78.78	1392.44

BSM 111 Hbde V2							
	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	-39.97 ± 24	0.0088	128.42	-28.42	1.44372E
	2	1	15.06 ± 8.14	0.0217	80.64	19.36	5.51285E
	3	1.5	43.47 ± 0.86	0.2316	18.69	81.31	7.23178E
§	4	2	48.21 ± 0.85	0.5687	7.1	92.9	7.65061E
§	5	3	48.95 ± 1.52	0.1186	18.36	81.64	7.64355E
	6	3.7	52.69 ± 1.6	0.0506	32.83	67.17	8.97127E

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00118	8.81 ± 0.12	45.96 ± 0.78	7.51864E	0.001639	13.61	0.0104	86.39	2170.58

BSM 111 K Fsp V1

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	-27.94 ± 17.47	0.264	402.13	-302.13	0.0003283
	2	2	-40.97 ± 16.74	0.2665	516.04	-416.04	0.0216325
	3	2	-19.9 ± 16.47	0.2747	206.77	-106.77	0.887161
	4	4	7.496 ± 22.57	0.1948	92.42	7.58	3.69113E

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
2.3E-05	-4.18 ± 1.69	-22.22 ± 9.01	0.968753	0.000226	175.11	-9.7E-05	-75.11	168.75

BSM 111 K Fsp V2

	Paso	Potencia	Edad (Ma)	Fracc. ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.5	24.3 ± 18.79	0.0251	79.23	20.77	0.0002032
	2	1	51.94 ± 22.03	0.0221	78.03	21.97	1.17190E
	3	2	51.71 ± 6.68	0.0795	43.62	56.38	1.79269E
§	4	3	44.49 ± 8.79	0.041	11.58	88.42	0.876885
§	5	3.9	38.86 ± 2.78	0.3354	36.08	63.92	1.51107E
§	6	6.4	40.67 ± 1.34	0.497	8.38	91.62	0.576325

Resultados integrados

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$^{40}\text{Ar}^*$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
0.00017	7.84 ± 0.29	40.94 ± 1.54	0.997555	0.000625	31.74	0.00134	68.26	930.93

Nota:

Potencia: Potencia de operación del laser aplicada para la liberación del argón expresada en watts.

Fracc. ^{39}Ar : fracción de ^{39}Ar liberada en cada paso.

La edad de cada fracción individual, no incluye la incertidumbre en J.

§: fracciones usadas en el cálculo de la edad de meseta

†: fracción perdida parcialmente

‡: fracción perdida;

Todos los errores son dados a 1σ .

J para todas las muestras: 0.002928 +/- 0.000030.

Anexo 4

Análisis geoquímicos

Muestra	BSM 37	BSM 41A	BSM 62	BSM 38	BSM 40	BSM 64	BSM 43	EAM 12-22	ACM 12-07	ACM 12-19
Cuerpo	Playa Salguero	W de P. Buritaca	W de P. Buritaca	Río Mendihuaca						
Descripción	MP	MP	MP							
<i>Elementos mayores (% en peso)</i>										
SiO ₂	72.26	72.49	73.10	72.57	73.59	74.25	74.15	74.58	73.18	70.36
TiO ₂	0.17	0.22	0.18	0.25	0.18	0.09	0.04	0.08	0.10	0.16
Al ₂ O ₃	15.79	14.92	15.12	14.93	14.57	14.93	14.87	14.63	15.41	16.96
Fe ₂ O ₃	1.36	1.74	1.23	1.81	1.49	0.89	0.65	0.93	0.91	1.12
MnO	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.07	0.02	0.04	0.03	0.01
MgO	0.57	0.56	0.59	0.66	0.47	0.32	0.21	0.32	0.39	0.53
CaO	3.61	2.79	2.99	3.14	2.78	1.92	1.31	1.65	2.15	3.21
Na ₂ O	4.17	4.17	5.09	4.11	4.19	4.44	4.13	4.39	4.77	5.57
K ₂ O	1.24	1.70	0.94	1.68	1.79	2.51	3.57	2.85	2.13	0.86
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.07	0.09	0.08	0.05	0.09	0.03	0.04	0.03
PxC	0.50	0.54	0.77	0.55	0.67	0.52	0.51	0.72	0.78	0.62
Suma	99.74	99.27	100.09	99.82	99.83	99.99	99.54	100.21	99.88	99.43
Mg#	45.3	39.0	48.7	41.9	38.4	41.4	39.1	40.7	46.0	48.3
<i>Elementos traza (ppm)</i>										
Li	21.39		11.13				23.90		2.33	2.96
Be	1.12		1.13				1.78		1.17	0.97
Sc	1.49		1.83				1.07		1.18	0.78
V	10.6		11.6				6.9		11.7	6.4
Cr	2.5		2.0				1.6		1.9	
Co	1.07		1.39				0.30		0.73	1.52
Ni	1.3		1.0				0.7		0.7	1.5
Zn	35.21		30.02				34.46		25.29	21.37
Ga	13.12		12.14				10.96		10.92	12.81
Rb	37.22		22.81				96.53		43.60	14.99
Sr	405.3		412.1				159.5		604.4	549.7
Y	4.22		5.26				12.01		3.02	1.60
Zr	68.71		89.62				22.74		50.10	72.30
Nb	2.55		2.53				5.82		2.28	0.85
Cs	1.769		0.631				2.827		0.595	0.529
Ba	864		1045				1749		1347	299
La	7.93		13.56				7.76		7.09	14.45
Ce	13.6		23.6				14.1		13.9	28.1
Pr	1.74		2.90				1.76		1.62	3.60
Nd	6.56		10.60				6.69		6.28	13.24
Sm	1.17		1.94				1.81		1.02	1.87
Eu	0.47		0.62				0.40		0.48	0.62
Gd	1.02		1.57				2.05		0.81	1.05
Tb	0.15		0.21				0.35		0.11	0.12
Dy	0.79		1.04				2.08		0.55	0.40
Ho	0.16		0.20				0.38		0.12	0.08
Er	0.40		0.50				0.92		0.32	0.17
Tm										
Yb	0.41		0.50				0.70		0.39	0.17
Lu	0.07		0.08				0.09		0.07	0.03
Hf	1.79		2.32				0.99		1.29	1.88
Ta	0.183		0.167				0.683		0.102	0.041
Pb	10.81		14.52				24.24		11.49	5.97
Th	2.435		6.280				3.059		1.932	3.708
U	0.725		1.274				1.905		0.469	0.424
<i>Norma CIPW</i>										
qz	35.03	35.49	32.95	34.91	36.11	34.42	33.85	34.31	32.42	27.19
c	1.19	1.41	0.46	0.88	0.89	1.55	2.07	1.43	1.47	1.11
or	7.36	10.20	5.61	9.99	10.66	14.94	21.32	16.91	12.70	5.14
ab	35.54	35.76	43.37	35.05	35.80	37.79	35.26	37.33	40.73	47.74
an	17.66	13.33	14.50	15.11	13.38	9.22	5.97	8.00	10.47	15.95
ne										
di										
hy	1.78	1.85	1.72	2.06	1.54	1.14	0.78	1.12	1.26	1.85
wo										
ol										
mt	0.99	1.28	0.89	1.32	1.09	0.65	0.48	0.68	0.66	0.66
il	0.32	0.42	0.33	0.47	0.35	0.18	0.07	0.16	0.18	0.30
ap	0.13	0.24	0.17	0.21	0.18	0.12	0.21	0.08	0.10	0.06

Muestra	BSM 57	BSM 105C	BSM 47	BSM 12B	BSM 105B	BSM 12C	BSM 01A	BSM 58	BSM 71	BSM 11A
Cuerpo	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM
Descripción	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
Elementos mayores (% en peso)										
SiO ₂	45.83	48.13	48.89	49.41	50.13	50.19	50.53	52.33	52.74	53.46
TiO ₂	1.55	0.96	0.81	1.05	1.10	0.97	0.91	0.78	1.55	0.96
Al ₂ O ₃	13.66	13.07	18.01	13.17	18.59	18.31	20.05	15.86	16.02	16.42
Fe ₂ O ₃	10.56	14.90	9.99	11.90	9.52	8.45	8.68	8.12	11.32	8.10
MnO	0.15	0.37	0.17	0.27	0.23	0.18	0.19	0.16	0.16	0.19
MgO	12.80	7.96	6.33	8.84	4.64	5.76	3.64	7.04	3.33	5.48
CaO	10.55	9.32	10.72	9.07	9.08	9.63	8.08	9.16	10.31	8.48
Na ₂ O	1.68	1.98	2.87	2.39	3.94	3.81	4.20	3.41	2.96	3.87
K ₂ O	1.77	1.44	0.52	1.65	0.86	1.04	1.76	1.27	0.40	1.34
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.11	0.10	0.25	0.27	0.43	0.18	0.14	0.21
PxC	0.69	1.22	0.60	1.27	1.05	0.54	0.63	0.80	0.49	0.57
Suma	99.26	99.45	99.01	99.12	99.39	99.15	99.09	99.11	99.40	99.08
Mg#	70.6	51.4	55.7	59.5	49.1	57.5	45.4	63.2	36.8	57.3
Elementos traza (ppm)										
Li	17.38		14.84	62.21	7.15		22.71		2.99	22.34
Be	0.44		0.63	1.42	1.62		1.66		0.56	1.17
Sc	29.67		15.44	15.78	25.24		13.04		18.08	19.00
V	545.3		235.3	300.7	237.5		165.1		398.7	227.8
Cr	67.0		31.2	564.3			10.9		4.9	107.8
Co	33.86		31.11	31.38	15.00		12.90		26.86	16.75
Ni	10.6		18.1	95.2	5.6		4.6		9.7	6.8
Zn	74.33		79.53	141.28	98.01		94.69		101.33	98.15
Ga	13.48		16.97	20.86	21.60		22.12		20.81	18.43
Rb	41.61		6.41	43.17	18.19		47.98		4.47	31.84
Sr	218.8		239.4	444.1	617.7		516.1		309.4	461.8
Y	23.10		18.28	47.74	43.73		34.57		28.46	26.02
Zr	42.00		44.58	133.97	60.44		169.34		91.55	87.37
Nb	1.77		2.47	10.72	10.87		10.66		2.37	5.64
Cs	1.536		0.213	0.980	0.323		1.201		0.098	0.859
Ba	385		224	982	484		674		274	432
La	4.41		5.18	17.30	9.84		12.29		4.48	18.13
Ce	10.7		12.3	52.9	31.1		33.5		12.4	37.0
Pr	1.62		1.88	8.98	5.55		5.75		1.98	4.87
Nd	8.67		9.25	40.66	27.11		26.84		10.16	19.41
Sm	2.97		2.65	9.95	7.45		6.61		3.19	4.41
Eu	1.06		0.87	2.16	1.75		1.48		1.18	1.61
Gd	4.02		3.15	8.99	7.43		6.13		4.13	4.44
Tb	0.68		0.52	1.38	1.19		0.95		0.71	0.71
Dy	4.55		3.43	8.30	7.43		5.81		4.76	4.49
Ho	0.95		0.73	1.66	1.51		1.17		1.03	0.93
Er	2.55		2.06	4.69	4.27		3.34		2.94	2.63
Tm										
Yb	2.14		2.00	4.73	4.16		3.37		2.93	2.67
Lu	0.30		0.30	0.69	0.61		0.50		0.45	0.40
Hf	1.46		1.18	3.79	1.84		3.94		2.35	2.33
Ta	0.136		0.162	0.433	0.509		0.462		0.150	0.350
Pb	2.32		3.56	3.31	4.78		7.63		2.81	3.89
Th	1.681		1.914	1.086	0.596		1.009		0.418	3.218
U	3.198		1.069	0.432	0.441		0.662		0.375	1.458
Norma CIPW										
qz									8.36	1.03
c										
or	10.69	8.77	3.12	10.08	5.20	6.25	10.64	7.70	2.39	8.07
ab	10.02	17.27	24.85	20.91	34.19	32.30	35.71	29.54	25.56	33.45
an	25.11	23.22	35.61	20.95	31.26	30.42	31.33	24.76	29.79	23.96
ne	2.44					0.33	0.31			
di	22.57	19.58	14.81	20.12	10.86	13.46	5.56	16.49	17.70	14.19
hy		16.33	8.99	12.02	3.53			14.42	7.87	13.33
wo										
ol	22.96	8.29	7.81	10.06	9.41	12.20	9.81	1.55		
mt	3.13	4.45	2.97	3.56	2.83	2.50	3.86	3.61	5.02	3.60
il	3.00	1.88	1.57	2.06	2.13	1.89	1.77	1.51	3.00	1.87
ap	0.09	0.22	0.27	0.25	0.60	0.65	1.01	0.42	0.32	0.50

Muestra	BSM 46B	BSM 105D	BSM 51	BSM 111	BSM 15	BSM 13	BSM 04	BSM 12E	BSM 48	BSM 60
Cuerpo	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM*	BSM	BSM	BSM	BSM	BSM
Descripción	E	DP	DP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Elementos mayores (% en peso)										
SiO2	59.20	48.84	60.16	59.36	59.57	59.67	59.73	60.13	60.14	60.37
TiO2	0.62	1.04	0.74	0.71	0.63	0.68	0.68	0.57	0.60	0.57
Al2O3	16.84	19.68	16.53	17.61	17.80	17.79	17.85	18.07	17.11	17.46
Fe2O3	6.15	9.38	5.14	6.58	6.46	6.00	6.08	4.84	5.67	5.44
MnO	0.12	0.17	0.09	0.13	0.13	0.11	0.12	0.09	0.11	0.11
MgO	3.46	4.79	2.94	3.00	2.89	2.68	2.60	2.76	2.86	2.72
CaO	6.60	9.35	5.57	6.73	7.20	7.00	6.14	6.55	6.28	6.57
Na2O	3.86	3.76	4.43	3.57	3.80	3.91	3.70	4.26	3.94	4.02
K2O	1.63	1.42	1.47	0.98	0.72	0.90	1.81	1.40	1.74	1.29
P2O5	0.17	0.41	0.25	0.20	0.21	0.22	0.23	0.22	0.18	0.18
PxC	0.82	0.71	1.99	0.65	0.50	0.84	0.80	0.46	0.68	0.52
Suma	99.46	99.55	99.30	99.52	99.91	99.79	99.73	99.35	99.31	99.25
Mg#	52.7	50.3	53.1	47.5	47.0	46.9	45.9	53.1	50.0	49.8
Elementos traza (ppm)										
Li		12.36	17.82	12.70		11.29		23.94		22.54
Be		1.39	1.40	1.17		1.23		1.60		1.28
Sc		12.48	11.06	11.16	17.00	11.70		9.68		11.46
V		220.3	117.7	147.8	148.0	138.8		112.8		122.0
Cr			23.0		20.6					21.6
Co		14.95	7.39	11.55	11.40	9.74		7.70		9.46
Ni		4.4	4.4	4.4		3.9		8.3		5.8
Zn		97.93	78.37	77.76		63.35		51.06		58.09
Ga		21.42	18.41	19.75	19.50	19.79		19.56		18.14
Rb		26.53	39.36	23.46	16.90	16.18		35.39		25.54
Sr		825.7	722.6	537.2	640.7	600.8		832.7		607.6
Y		28.92	16.54	21.39	22.10	21.53		13.65		23.70
Zr		135.17	127.77	87.95	95.70	157.46		112.42		116.42
Nb		6.52	6.04	5.92	4.20	5.07		4.33		6.01
Cs		0.397	3.624	0.588	0.400	0.617		0.919		1.060
Ba		986	1213	622	453	501		1058		690
La		21.71	21.57	38.29	17.40	4.94		11.63		17.49
Ce		46.3	36.9	69.1	41.1	12.8		23.8		33.2
Pr		6.27	5.14	7.68	5.29	2.49		3.40		4.85
Nd		25.98	20.17	26.49	22.10	13.14		14.45		20.03
Sm		5.89	4.11	4.58	4.63	3.69		3.09		4.58
Eu		1.67	1.21	1.15	1.38	1.07		1.06		1.10
Gd		5.59	3.59	4.02	3.92	3.77		2.78		4.32
Tb		0.85	0.52	0.62	0.69	0.59		0.41		0.67
Dy		5.11	2.98	3.62	4.13	3.66		2.37		4.08
Ho		1.03	0.58	0.74	0.76	0.75		0.48		0.83
Er		2.90	1.55	2.11	2.21	2.10		1.33		2.33
Tm					0.35					
Yb		2.75	1.47	2.07	2.00	2.05		1.30		2.27
Lu		0.41	0.22	0.31	0.30	0.31		0.20		0.34
Hf		3.19	3.22	2.16	2.70	3.79		2.77		3.10
Ta		0.267	0.369	0.269	0.200	0.268		0.192		0.346
Pb		6.54	11.18	5.46		7.22		5.55		6.22
Th		0.811	7.050	9.126	2.800	0.324		1.320		1.637
U		0.462	1.984	0.432	0.500	0.628		0.988		0.629
Norma CIPW										
qz	11.77		13.33	15.46	14.84	14.69	13.84	12.31	13.23	14.24
c										
or	9.82	8.56	8.98	5.88	4.30	5.40	10.83	8.42	10.46	7.77
ab	33.21	29.42	38.62	30.70	32.48	33.53	31.75	36.59	33.93	34.60
an	24.25	33.24	21.52	29.59	29.68	28.76	27.18	26.40	24.30	26.20
ne		1.60								
di	6.42	9.17	4.25	2.41	4.08	4.10	1.82	4.16	5.02	4.64
hy	9.77		8.57	10.73	9.60	8.62	9.60	8.02	8.55	8.22
wo										
ol		10.87								
mt	3.18	4.16	2.69	3.39	3.31	3.09	3.13	2.49	2.93	2.81
il	1.20	2.01	1.45	1.36	1.21	1.32	1.32	1.10	1.16	1.10
ap	0.40	0.97	0.60	0.47	0.49	0.51	0.54	0.51	0.42	0.42

Muestra	BSM 25A	BSM 21A	BSM 46	BSM 105A	BSM 45B	BSM 01B	BSM 22	BSM 49	BSM 35A	BSM 23
Cuerpo	BSM *	BSM *	BSM	BSM	BSM	BSM *	BSM *	BSM *	BSM *	BSM *
Descripción	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP
Elementos mayores (% en peso)										
SiO ₂	61.02	61.38	61.92	62.17	62.38	62.99	64.29	64.86	66.61	66.84
TiO ₂	0.70	0.59	0.58	0.53	0.55	0.55	0.46	0.54	0.45	0.38
Al ₂ O ₃	15.33	17.21	16.48	17.63	16.67	16.60	17.07	14.16	16.06	16.33
Fe ₂ O ₃	7.28	5.66	5.12	4.61	4.68	5.07	3.98	4.54	3.46	3.24
MnO	0.17	0.11	0.09	0.10	0.09	0.11	0.09	0.11	0.08	0.08
MgO	3.29	2.41	2.78	2.43	2.63	2.21	1.57	2.06	2.28	1.31
CaO	5.44	6.02	6.00	5.86	6.02	5.82	5.29	4.78	4.41	4.34
Na ₂ O	3.26	3.44	3.75	3.90	3.86	3.62	3.81	3.49	3.77	3.68
K ₂ O	2.22	1.81	1.71	1.12	1.36	1.68	1.50	2.26	2.32	2.36
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.16	0.17	0.17	0.20	0.18	0.17	0.15	0.14
PxC	1.00	0.90	0.61	0.95	0.98	0.90	1.50	1.00	0.70	1.00
Suma	99.89	99.75	99.21	99.48	99.40	99.75	99.74	97.97	100.29	99.70
Mg#	47.2	45.8	51.9	51.1	52.7	46.3	43.9	47.3	56.6	44.5
Elementos traza (ppm)										
Li				10.88	13.91					
Be				1.31	1.34					
Sc	19.00	13.00		8.60	10.03	12.00	8.00	11.00	10.00	6.00
V	147.0	118.0		94.3	99.7	108.0	71.0	96.0	82.0	56.0
Cr	13.8	20.8			31.7	13.8	20.9	21.2	686.3	6.9
Co	11.80	9.90		7.99	8.06	8.40	6.00	7.60	7.30	4.60
Ni	10.0			6.2	6.7			12.0	14.0	9.0
Zn				58.14	57.12					
Ga	17.60	19.10		18.66	17.85	18.70	18.30	16.40	16.70	17.00
Rb	70.90	61.10		27.94	30.00	53.30	46.60	62.80	80.20	59.20
Sr	377.9	521.6		609.6	545.9	540.8	557.8	454.8	572.9	509.3
Y	23.20	19.80		13.37	14.92	18.20	14.40	20.00	13.10	10.60
Zr	119.20	143.80		122.51	108.25	113.50	160.10	125.70	121.80	123.90
Nb	8.70	5.20		4.66	4.93	5.90	6.30	8.00	5.80	6.00
Cs	1.300	1.500		1.097	0.649	1.500	1.000	1.400	2.200	1.200
Ba	653	711		850	910	800	728	953	1255	1185
La	18.30	9.60		14.44	29.46	33.40	25.60	24.40	31.00	25.10
Ce	38.9	23.0		27.0	46.6	64.5	49.1	47.4	53.7	48.4
Pr	5.29	3.35		3.36	5.54	7.17	5.60	5.72	6.05	5.53
Nd	19.30	13.70		13.13	19.48	23.70	21.00	21.40	18.90	18.50
Sm	4.52	3.45		2.69	3.44	4.20	3.50	4.19	3.05	2.90
Eu	1.02	1.01		0.90	0.97	1.02	0.98	0.97	0.81	0.84
Gd	3.96	3.07		2.52	2.99	3.10	2.77	3.23	2.35	1.81
Tb	0.69	0.58		0.39	0.45	0.57	0.50	0.60	0.40	0.34
Dy	3.56	3.36		2.31	2.61	2.80	2.39	3.00	2.12	1.66
Ho	0.77	0.66		0.48	0.53	0.56	0.48	0.62	0.41	0.33
Er	2.25	1.94		1.31	1.47	1.85	1.41	1.83	1.13	1.00
Tm	0.39	0.34				0.27	0.23	0.30	0.20	0.15
Yb	2.34	1.93		1.28	1.42	1.78	1.31	1.94	1.26	1.10
Lu	0.36	0.32		0.20	0.21	0.25	0.22	0.29	0.19	0.18
Hf	4.20	3.80		2.94	2.66	3.10	4.10	3.40	3.70	3.20
Ta	0.600	0.400		0.227	0.229	0.400	0.400	0.700	0.600	0.400
Pb				4.83	5.35					
Th	8.100	2.800		2.131	8.875	10.400	6.700	9.800	14.000	8.700
U	2.600	1.500		0.584	0.524	0.800	1.700	2.800	2.500	1.300
Norma CIPW										
qz	16.67	17.65	17.07	18.87	18.38	19.86	22.75	24.18	22.93	25.16
c										0.17
or	13.33	10.86	10.27	6.75	8.20	10.08	9.05	13.81	13.80	14.16
ab	28.03	29.56	32.30	33.62	33.30	31.09	32.90	30.54	32.10	31.61
an	20.97	26.58	23.48	27.75	24.61	24.45	25.56	16.85	20.17	20.93
ne										
di	4.28	1.87	4.63	0.61	3.77	2.88	0.02	5.27	0.69	
hy	11.20	8.92	8.09	8.26	7.86	7.51	6.06	5.16	7.09	5.00
wo										
ol										
mt	3.75	2.92	2.64	2.72	2.42	2.61	2.36	2.72	2.02	1.91
il	1.35	1.14	1.12	1.03	1.06	1.06	0.89	1.06	0.86	0.73
ap	0.42	0.52	0.39	0.39	0.41	0.47	0.43	0.41	0.35	0.33

Muestra	EMC 01	BSM 45A	BSM 110	BSM 12F	CAS 12-17	CAS 12-08	JGR 12-12	EAM 12-36	EAM 12-35	BSM 32B
Cuerpo	BSM	BSM	BSM	BSM	Buritaca	Buritaca	Buritaca	Buritaca	Buritaca	Latal
Descripción	MP	MP	DA	DA	MP	MP	MP	MP	MP	C
Elementos mayores (% en peso)										
SiO2	68.30	68.93	76.24	81.08	52.27	57.54	63.53	65.67	69.54	39.47
TiO2	0.30	0.23	0.06	0.06	0.67	0.55	0.38	0.41	0.67	0.81
Al2O3	16.65	16.11	13.26	11.48	14.67	18.59	17.29	16.83	13.18	23.87
Fe2O3	2.54	1.93	0.60	0.31	10.23	6.45	4.30	3.72	4.33	11.38
MnO	0.06	0.04	0.00	0.00	0.36	0.13	0.11	0.08	0.04	0.13
MgO	1.33	0.95	0.24	0.21	6.67	2.55	1.50	1.48	0.74	5.22
CaO	4.24	5.22	1.57	2.04	8.12	7.45	5.35	4.74	1.75	14.34
Na2O	4.65	4.06	3.21	2.68	3.36	4.15	4.57	3.86	3.68	1.53
K2O	1.72	0.81	4.59	2.81	1.76	1.04	1.83	2.11	4.37	0.25
P2O5	0.12	0.11	0.02	0.02	0.16	0.20	0.17	0.14	0.16	0.63
PxC	0.61	0.73	0.35	0.12	0.99	0.78	0.61	0.61	0.70	1.88
Suma	100.52	99.10	100.13	100.81	99.25	99.41	99.65	99.66	99.15	99.51
Mg#	51.0	49.3	44.6	57.1	56.4	43.9	40.8	44.1	25.3	47.6
Elementos traza (ppm)										
Li	23.94	4.84	4.93		6.66	7.38	9.30			
Be	1.72	1.19	1.04		1.79	1.08	1.41			
Sc	4.03	2.51	0.01		29.53	10.06	4.61			
V	50.6	42.5	12.1		229.1	150.9	82.1			
Cr	17.2	11.6					8.8			
Co	3.95	3.18	0.79		24.37	12.43	6.25			
Ni	5.2	2.5	1.0		48.5	3.7	3.4			
Zn	43.76	25.25	8.80		160.36	59.74	49.34			
Ga	17.21	15.01	10.45		20.44	19.04	19.44			
Rb	42.48	15.22	81.65		43.63	13.92	31.04			
Sr	755.6	570.9	246.3		366.1	581.5	632.5			
Y	7.36	4.58	3.75		30.85	20.86	14.89			
Zr	102.11	93.72	46.51		66.76	93.46	138.53			
Nb	4.52	1.94	0.80		4.96	4.10	4.71			
Cs	1.331	0.284	0.963		0.624	0.523	0.555			
Ba	1352	634	1786		605	384	805			
La	32.99	14.86	4.76		8.22	12.77	17.59			
Ce	56.4	23.9	10.3		24.3	28.1	33.2			
Pr	6.34	2.73	1.34		4.00	4.06	4.19			
Nd	20.65	9.49	5.44		18.77	16.95	16.20			
Sm	2.75	1.39	1.08		4.90	3.70	3.14			
Eu	0.69	0.64	0.47		1.47	1.06	0.93			
Gd	1.87	1.14	0.87		4.75	3.53	2.73			
Tb	0.26	0.16	0.12		0.75	0.55	0.41			
Dy	1.30	0.87	0.61		4.76	3.43	2.42			
Ho	0.27	0.18	0.14		1.02	0.73	0.51			
Er	0.74	0.48	0.36		3.06	2.08	1.47			
Tm										
Yb	0.78	0.48	0.51		3.60	2.16	1.64			
Lu	0.13	0.08	0.10		0.58	0.34	0.27			
Hf	2.58	2.32	1.68		1.93	2.46	3.46			
Ta	0.250	0.115	0.261		0.141	0.213	0.241			
Pb	17.65	5.65	19.85		3.89	4.29	5.57			
Th	9.009	4.584	2.011		1.121	1.527	4.299			
U	0.982	0.541	3.279		0.472	0.527	1.288			
Norma CIPW										
qz	23.54	30.43	36.37	49.80		9.83	16.72	22.59	26.91	
c			0.21	0.38						
or	10.21	4.88	27.21	16.51	10.65	6.25	10.97	12.60	26.28	1.50
ab	39.48	34.94	27.19	22.48	29.11	35.76	39.14	33.07	31.71	1.53
an	19.48	23.77	7.68	9.88	20.27	29.55	21.51	22.63	6.67	59.53
ne										6.42
di	0.67	1.47			16.17	5.52	3.46	0.21	0.91	8.14
hy	4.29	2.67	0.77	0.54	15.68	8.24	4.53	5.60	3.31	
wo										
ol					1.87					17.22
mt	1.47	1.14	0.44	0.22	4.56	3.33	2.53	2.18	2.56	2.56
il	0.58	0.45	0.10	0.12	1.30	1.06	0.74	0.79	1.29	1.60
ap	0.27	0.26	0.04	0.05	0.38	0.46	0.40	0.32	0.38	1.50

Muestra	BSM 32A	BSM 107 A	BSM 30	BSM 29C	BSM 29B	BSM 29A	BSM 27A	BSM 30C	EAM 18-73	EAM 18-71	EAM 18-69
Cuerpo	Latal	Latal	Latal *	Latal	Latal	Latal *	Latal *	Latal	Toribio	Toribio	Toribio
Descripción	C	C	C	E	C	C	C	MP	MP	MP	MP
Elementos mayores (% en peso)											
SiO2	41.26	41.82	43.19	47.06	48.88	49.22	50.05	57.75	56.13	57.64	59.09
TiO2	0.63	1.58	1.36	0.85	0.84	0.84	0.76	0.73	0.75	0.66	0.68
Al2O3	25.70	14.52	15.05	17.99	20.78	20.74	20.05	14.01	17.12	17.88	17.58
Fe2O3	8.87	13.37	11.57	9.33	8.21	8.74	8.24	8.21	7.92	6.26	6.29
MnO	0.13	0.17	0.11	0.18	0.14	0.15	0.15	0.19	0.12	0.12	0.12
MgO	4.27	12.68	12.77	8.86	4.57	4.71	4.71	5.48	4.14	3.39	3.15
CaO	14.80	11.65	11.26	10.60	10.00	9.84	9.69	7.08	7.45	6.99	7.05
Na2O	1.55	2.19	2.44	3.06	4.23	4.28	4.41	3.14	3.74	3.89	4.00
K2O	0.21	0.49	0.52	0.62	0.37	0.30	0.39	1.53	0.94	1.24	0.91
P2O5	0.36	0.05	0.04	0.28	0.33	0.30	0.33	0.22	0.22	0.19	0.19
PxC	1.57	0.90	1.50	0.95	0.77	0.90	0.90	0.73	0.76	1.24	0.63
Suma	99.35	99.41	99.81	99.77	99.10	100.02	99.68	99.07	99.30	99.48	99.67
Mg#	48.8	65.3	68.6	65.3	52.4	51.6	53.1	56.9	50.9	51.7	49.8
Elementos traza (ppm)											
Li		2.46		3.46	3.29			29.81	17.49		13.64
Be		0.40		0.74	0.88			2.39	1.16		1.14
Sc		72.00	117.00	20.91	11.84	21.00	17.00	20.88	13.43		10.28
V		459.0	475.0	233.1	188.2	198.0	219.0	177.3	249.6		153.9
Cr			97.4			62.1	110.8				
Co		52.11	51.30	34.76	17.01	19.40	23.10	16.02	18.55		11.74
Ni		89.8	79.0	131.5	28.2	7.0	38.0	37.9	15.2		7.1
Zn		85.64		72.35	47.63			125.35	82.82		65.45
Ga		18.12	15.20	20.54	20.71	22.20	24.10	19.91	19.81		19.05
Rb		2.62	2.30	5.40	1.49	1.50	1.90	62.04	21.03		15.30
Sr		255.4	274.0	705.1	1144.9	1056.6	1145.5	395.7	645.6		669.7
Y		22.77	17.30	26.92	25.07	25.40	22.10	24.88	17.03		12.82
Zr		44.00	21.30	78.27	170.15	158.00	147.60	172.21	114.10		85.53
Nb		1.75	0.50	4.25	3.60	3.60	3.40	7.51	4.96		4.00
Cs		0.012		0.033	0.018			2.002	0.867		0.754
Ba		203	199	434	430	285	448	445	740		788
La		4.22	1.80	15.90	15.22	17.40	19.00	10.50	15.06		13.17
Ce		14.1	6.1	41.5	36.8	39.9	42.0	26.5	30.0		25.2
Pr		2.66	1.07	6.19	5.42	5.87	6.14	4.32	3.88		3.23
Nd		14.86	6.00	26.77	24.00	26.00	27.50	19.90	15.94		13.26
Sm		4.56	2.50	5.78	5.23	5.53	5.19	4.97	3.50		2.77
Eu		1.41	0.79	1.61	1.51	1.60	1.57	1.04	1.14		1.08
Gd		4.78	2.96	5.22	4.80	4.90	4.49	4.80	3.32		2.60
Tb		0.73	0.56	0.79	0.72	0.83	0.72	0.73	0.50		0.39
Dy		4.39	3.02	4.73	4.32	4.03	3.67	4.35	3.03		2.26
Ho		0.86	0.60	0.96	0.88	0.87	0.73	0.88	0.62		0.47
Er		2.24	1.70	2.73	2.48	2.53	2.07	2.43	1.70		1.27
Tm			0.25			0.41	0.32				
Yb		1.87	1.35	2.76	2.45	2.40	1.87	2.33	1.66		1.23
Lu		0.27	0.21	0.42	0.37	0.36	0.30	0.37	0.26		0.19
Hf		1.65	0.90	2.41	3.89	4.00	3.90	4.23	2.80		2.05
Ta		0.074		0.137	0.115	0.100	0.200	0.268	0.293		0.247
Pb		0.73		1.17	1.78			11.56	5.44		5.89
Th		0.157	0.300	0.244	0.253	0.400	0.400	2.370	1.924		1.946
U		0.055		0.110	0.141	0.100	0.200	1.089	0.800		0.769
Norma CIPW											
qz								11.68	8.43	10.43	12.81
c											
or	1.29	2.99	3.16	3.71	2.26	1.80	2.35	9.22	5.67	7.47	5.46
ab	4.69	2.64	6.60	22.01	32.66	33.46	35.64	27.16	32.29	33.65	34.29
an	64.44	29.09	29.36	34.18	37.48	37.08	34.41	20.07	27.72	28.27	27.71
ne	4.79	8.88	7.92	2.39	2.15	1.81	1.29				
di	7.28	24.20	22.35	14.18	9.10	8.64	10.14	11.59	6.98	4.74	5.26
hy								14.10	13.43	10.46	9.48
wo											
ol	13.42	26.02	25.28	18.49	11.51	12.31	11.48				
mt	1.99	2.99	2.59	2.76	2.44	2.58	2.44	4.26	3.52	3.25	3.24
il	1.24	3.08	2.65	1.64	1.63	1.62	1.47	1.41	1.46	1.28	1.31
ap	0.86	0.11	0.10	0.66	0.77	0.71	0.78	0.52	0.51	0.46	0.44

PxC: pérdida por calcinación; MP: masa principal; E: enclave; DP: dique porfírico; DA: dique aplítico; C: cumulatos; *: análisis realizados en Acme Analytical Laboratories, Vancouver, Canadá.

Anexo 5

Localización sitios de muestreo

Nombre	X	Y	Cuerpo
Bsm 01	1012149	1744829	BSM
Bsm 04	1015384	1742699	BSM
Bsm 05	1006160	1734568	BSM
Bsm 06	1005419	1733837	BSM
Bsm 07	1007366	1733716	BSM
Bsm 08	1003498	1734158	BSM
Bsm 10	1000566	1734439	BSM
Bsm 11	998511	1737990	BSM
Bsm 12	998195	1737817	BSM
Bsm 13	1022622	1739073	BSM
Bsm 15	1020431	1740330	BSM
Bsm 18	1018977	1739546	BSM
Bsm 21	1013593	1739089	BSM
Bsm 22	1009978	1739670	BSM
Bsm 23	1006001	1739248	BSM
Bsm 25	1001665	1738198	BSM
Bsm 26	1004494	1737952	BSM
Bsm 27	1000320	1685563	Plutón de Latal
Bsm 29	1000996	1686359	Plutón de Latal
Bsm 30	1001613	1686976	Plutón de Latal
Bsm 32	998103	1684590	Plutón de Latal
Bcm 35	983690	1726298	BSM
Bsm 37	983273	1728513	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 38	983186	1728261	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 40	985551	1728471	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 41	982253	1727868	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 41	982253	1727868	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 43	983625	1730121	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 44	994697	1723758	BSM
Bsm 45	995140	1723675	BSM
Bsm 47	992355	1724771	BSM
Bsm 49	1005186	1739601	BSM
Bsm 51	982246	1731345	BSM
Bsm 53			BSM
Bsm 57	989779	1725570	BSM
Bsm 58	989704	1725804	BSM
Bsm 60	989401	1727187	BSM
Bsm 62	986118	1729695	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 64	984064	1730430	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 71	1003430	1731646	BSM
Bsm 73	1006969	1735278	BSM
Bsm 100	983625	1729443	Leucogranito Playa Salguero
Bsm 105	998078	1730803	BSM

Nombre	X	Y	Cuerpo
Bsm 107	1000560	1685232	Plutón de Latal
Bsm 108	995518	1723350	BSM
Bsm 110	1001478	1734942	BSM
Bsm 111	1018977	1739546	BSM
Emc01	1005172	1727948	BSM
EAM-11-50			Plutón de Buritaca
ACM-12-19	1021030	1735110	Leucogranito Río Mendihuaca
ACM-12-07	1023255	1728140	Leucogranito Río Mendihuaca
EAM-12-2L	1023177	1729024	Plutón de Buritaca
CAS-12-08	1026697	1727403	Plutón de Buritaca
CAS-12-17	1038462	1726959	Plutón de Buritaca
EAM-12-35	1042289	1732751	Plutón de Buritaca
EAM-12-36	1042457	1732596	Plutón de Buritaca
CAS-12-07	1026697	1727403	Plutón de Buritaca
CAS-12-16	1038462	1726959	Plutón de Buritaca
JRG-12-12	1038355	1727669	Plutón de Buritaca
CAS-13-11			Plutón de Buritaca
EAM-18-69	988884	1713605	Plutón de Toribio
EAM-18-71	989465	1713733	Plutón de Toribio
EAM-18-73	990011	1714254	Plutón de Toribio
EAM-18-72	989845	1713860	Plutón de Toribio

Nota:

• En algunos sitios se colectaron varias muestras de distintas litologías que tienen el mismo número pero que se distinguen con letras.

• Las coordenadas se presentan en el sistema de coordenadas geográficas (WGS 84) con origen Observatorio de Bogotá. N=1 000.000, W=1 000.000 y falso Este: 1 000.000 y falso Norte: 491447.2.

Anexo 6

Mapa de muestras y análisis

