Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California

---

Doctorado en Ciencias

en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

Origen y evolución del basamento cristalino del Complejo Iglesias en la región central de Los Andes de Mérida, Venezuela

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de Doctor en Ciencias

Presenta:

María Daniela Tazzo Rangel

Ensenada, Baja California, México
2019

Tesis defendida por

María Daniela Tazzo Rangel

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

Dra. Margarita López Martínez

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr. Peter Ernst Georg Schaaf

Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

María Daniela Tazzo Rangel © 2019
Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **María Daniela Tazzo Rangel** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de La Tierra con orientación en Geología.

Origen y evolución del basamento cristalino del Complejo Iglesias en la región central de Los Andes de Mérida, Venezuela

Resumen aprobado por:

_____

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

El basamento metamórfico de Los Andes de Mérida en el oeste de Venezuela está constituido por paragneises, esquistos, ortogneises, anfibolitas y metagranitoides del Paleozoico Temprano del Complejo Iglesias. En este trabajo, se seleccionaron dos áreas en la región central de Los Andes de Mérida para una revisión y actualización del mapeo geológico del Complejo Iglesias, integrando también análisis petrográficos y una sólida base de datos de geocronología, química e isotopía, para así dilucidar la historia magmática y metamórfica de estas rocas. En este sentido, en esta tesis se presenta geocronología U-Pb en zircón, geocronología Rb-Sr en micas, geoquímica en roca total, isotopía Lu-Hf en zircón, isotopía Sm-Nd y Lu-Hf en roca total e isótopos de O en zircón para rocas seleccionadas de dicho basamento metamórfico. Los resultados obtenidos se enmarcan en los modelos tectónicos propuestos para la esquina noroeste del supercontinente Gondwana y se correlacionan con rocas paleozoicas equivalentes en otros fragmentos corticales peri-Gondwánicos. Los paragneises y esquistos en el Complejo Iglesias se componen de protolitos pelíticos-psamíticos y volcaniclásticos, localmente alternados con lentes de anfibolita que tienen un origen volcánico o volcaniclástico. Las edades de zircones detríticos sugieren que la sedimentación de los protolitos de los paragneises abarca de ~520 Ma a ~490 Ma, mientras que las firmas químicas e isotópicas sugieren una cuenca trasarco como ambiente de depositación. Los protolitos de los ortogneises de biotita-granate intrusionaron a los paragneises a ~487 Ma, durante el metamorfismo Barroviano (M1) que alcanzó la anatexis a ~467 Ma. Posteriormente, orto- y paragneis fueron intrusionados por magmas máficos a intermedios derivados del manto y de la corteza inferior (ahora ortogneises de hornblenda y diques de anfibolita en los mismos) en un ambiente tectónico de trasarco a ~460-455 Ma. Un nuevo régimen compresivo condujo a un metamorfismo de alto grado (M2) a ~450 Ma, seguido de fusión por descompresión a ~430-420 Ma (M3). Finalmente, se produjo un metamorfismo en la facies de esquistos verdes superior a ~250 Ma (M4). Los metagranitoides ordovícicos y triásicos son probablemente sintectónicos al metamorfismo M2 y M4, respectivamente. Los eventos tectono-termales del Paleozoico Temprano están relacionados con ciclos alternos de avance y retroceso de la losa de subducción en un arco continental activo, ampliamente reconocido como la orogenia Famatiniana, que se formó a lo largo del margen proto-andino de Gondwana Occidental. El evento permo-triásico está posiblemente relacionado con el amalgamiento final de terrrenos para formar el supercontinente Pangea. El Complejo Iglesias tiene varias similitudes con rocas de la misma edad en otros fragmentos corticales adyacentes al noroeste de Gondwana, como el Macizo de Santander en Colombia, el Complejo de Acatlán y el Bloque Maya en el sur de México y América Central. Sin embargo, la historia pre-ordovícica del Bloque Maya es diferente porque este basamento alberga remanentes de rocas esténicas-tónicas, así como rocas metasedimentarias asociadas a la ruptura del Supercontinente Rodinia (~ 600-580 Ma). No se encontraron afloramientos de basamento tipo Rodinia (~1 Ga) en el Complejo Iglesias, pero la sistemática isotópica de Sm-Nd de ortogneises félsicos sugiere que tal basamento probablemente esté enterrado debajo de Los Andes de Mérida, ya que fue retrabajado por el magmatismo fanerozoico.

Palabras clave: Andes de Mérida, Complejo Iglesias, geocronología, geología isotópica, metamorfismo, anatexis, Orogenia Famatiniana, aglutinamiento de Pangea.

Abstract of the thesis presented by **María Daniela Tazzo Rangel** as a partial requirement to obtain the Master or Doctor of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology

Origin and evolution of the crystalline basement of the Iglesias Complex in the central Mérida Andes, Venezuela

Abstract approved by:

_____

Dr. Bodo Weber
Thesis Director

The metamorphic basement of the Mérida Andes in western Venezuela is constituted of Early Paleozoic paragneiss, schist, orthogneiss, amphibolite, and metagranitoid of the Iglesias Complex. In this work, two areas of the Central Mérida Andes were selected for a revision and update of geologic mapping of the Iglesias Complex, integrating petrographic analyses and a robust database of geochronology, chemistry, and isotopic data to constrain the magmatic and metamorphic history of these rocks. Therefore, U–Pb (zircon) and Rb-Sr (mica) geochronology, whole-rock geochemistry, Hf-Nd isotope systematics, and O isotopes of these rocks are presented in this thesis. The results are framed in the tectonic settings proposed for Northwestern Gondwana and correlated with equivalent Paleozoic rocks in other peri-Gondwanan crustal fragments. Paragneiss and schist in the Iglesias Complex are derived from pelitic-psammitic and volcaniclastic protoliths, locally alternating with amphibolite lenses which may be related to a volcanic or volcaniclastic origin. Detrital zircon ages suggest that sedimentation of paragneiss protoliths spans ~520 Ma to ~490 Ma, whereas chemical and isotopic signatures are suggestive of a back-arc setting sedimentation. Biotite-garnet orthogneiss protoliths intruded paragneiss at ~487 Ma, during Barrovian metamorphism (M1) that reached anatexis at ~467 Ma. Paragneiss and orthogneiss were later intruded by mafic to intermediate lower-crust and mantle-derived magmas (now hornblende orthogneiss and amphibolite) in a back-arc setting at ~460-455 Ma. A new compressional setting led to high-grade metamorphism (M2) at ~450 Ma, followed by decompression melting at ~430-420 Ma (M3). Finally, an upper greenschist-facies overprint in the metamorphic complex occurred at ~250 Ma (M4). Ordovician and Triassic metagranitoids are probably syn-tectonic to metamorphism M2 and M4, respectively. The Early Paleozoic tectonothermal events are related to alternating cycles of advance and retreat of the subduction slab in an active continental arc, broadly recognized as the Famatinian orogeny, which formed along the proto-Andean margin of Western Gondwana. The Permo-Triassic event is possibly related to the final amalgamation of crustal blocks to form the Pangea supercontinent. The Iglesias Complex has several similarities to rocks of the same age in other crustal fragments adjacent to Northwestern Gondwana, such as the Santander Massif in Colombia, the Acatlán Complex and the Maya Block in southern Mexico-Central America. However, the pre-Ordovician history of the Maya Block is different because this basement hosts inliers of Stenian-Tonian crustal rocks, as well as metasedimentary rocks associated to the Rodinia Supercontinent break-up (~600-580 Ma). No exposures of Rodinia-type basement (~1 Ga) were found in the Iglesias Complex, but Sm-Nd isotope systematics of felsic orthogneiss suggest that such basement is probably buried underneath the Mérida Andes, and it was reworked during Phanerozoic magmatism.

Keywords: Mérida Andes, Iglesias Complex, geochronology, isotope geology, metamorphism, anatexis, Famatinian Orogeny, Pangea agglutination.

Dedicatoria

Para mi *Madre*, quien ha forjado con el amor más grande todo mi camino.
Eres el motor de toda mi existencia.
Dani.

Agradecimientos

A mi familia. Aunque estuvimos distantes físicamente, siempre me acompañaron en este camino.

A Conacyt y a CICESE, por el acceso a estudios de posgrado, por el financiamiento de proyecto (#180588, Convocatoria de Ciencia Básica 2012) y por la beca de manutención otorgada (CVU: 505102).

A mi asesor, el Dr. Bodo Weber, quien fue un gran apoyo y guía durante la realización de este proyecto. Muchas gracias por la paciencia y por todo el tiempo dedicado a corregir esta tesis y otros productos de esta investigación.

A los integrantes de mi comité de tesis, Dr. Luis Delgado-Argote, Dra. Margarita López-Martínez y Dr. Peter Schaaf por la guía, sugerencias, correcciones y comentarios durante los avances y en este manuscrito.

Al Dr. Reneé González-Guzmán, quien fue un asesor durante mis estudios de doctorado y un excelente compañero de trabajo. Gracias por la paciencia y el apoyo.

A los técnicos de CICESE, cuyo apoyo y ayuda fue muy importante en la preparación de muestras y uso de equipos en laboratorios: Sergio Padilla-Ramírez, Susana Rosas-Montoya, Víctor Pérez-Arroyo, Gabriel Rendón-Márquez, Luis Gradilla-Martínez, y también en el aspecto informático: José Mojarro, Humberto Benitez y Sergio Arregui.

A todo el personal de LUGIS en la UNAM (Ciudad de México) por la asistencia en el uso de equipos y laboratorios, en especial a la MsC Gabriela Solís-Pichardo y el MsC Gerardo Arrieta-García. Igualmente, al personal del C-GEO (UNAM) en Juriquilla, por el acceso y uso de equipos en el LEI, bajo la guía del Dr. Luigi Solari. Al Dr. Víctor Valencia por facilitar el uso de equipos, así como su guía en mediciones y procesamiento de datos en el GeoAnalytical Lab, Washington State University, Pullman. También a los Drs. Dirk Frei y Axel Schmitt por el acceso a sus equipos y laboratorios en la Universidad de Stellenbosch y la Universidad de Heidelberg, respectivamente.

A quienes me apoyaron en Venezuela durante la etapa de campo, en especial al Dr. José Alejando Méndez y MC Rosibeth Toro.

A todo el personal de la División de Ciencias de la Tierra, administrativo, técnico y de investigación.

A todos mis amigos en CICESE, en Ensenada y en México, quienes me acogieron como parte de su familia. Gracias por apoyarme durante mis estudios y estar allí en las buenas y en las malas.

¡Mil gracias a todos!

Tabla de contenido

Resumen en español.....ii
Resumen en inglés.....iii
Dedicatoria.....iv
Agradecimientos.....v
Lista de Figuras.....ix
Lista de Tablas.....xxv

Capítulo 1. Introducción.....1
1.1 Contexto geotectónico actual del norte de Suramérica.....4
1.2 Geología regional pre-cretácica.....5
1.3 Revisión de datos geocronológicos del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida.....9
1.4 Metamorfismo en el basamento de Los Andes de Mérida.....12
1.4.1 Tipos de roca y asociaciones mineralógicas.....12
1.4.2 Eventos de deformación y metamorfismo.....14
1.5 Justificación.....16
1.6 Hipótesis.....16
1.7 Objetivos.....17
1.7.1 Objetivo General.....17
1.7.1 Objetivos específicos.....17

Capítulo 2. Metodología.....18
2.1 Geoquímica en roca total.....19
2.2 Introducción a la geocronología.....20
2.3 Geocronología U-Pb en zircón.....21
2.3.1 Preparación de muestras.....21
2.3.2 Técnicas analíticas.....22
2.3.3 Interpretación de datos U-Pb.....27
2.4 Sistemas isotópicos Sm-Nd y Lu-Hf.....29
2.4.1 Sm-Nd y Lu-Hf como trazadores isotópicos: una introducción.....29
2.4.2 Separación química.....33
2.4.3 Técnicas analíticas.....35
2.4.4 Reducción y corrección de datos.....37
2.4.5 Estándares de referencia y blancos analíticos.....41
2.5 Isotopía Lu-Hf en zircón (*in situ*).....44

2.5.1 El Hf en el zircón como trazador isotópico....44
2.5.2 Técnicas analíticas....48
2.5.3 Reducción y corrección de datos....49
2.5.4 Edades modelo....50
2.6 Isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en zircón....51
2.6.1 Técnicas analíticas....52
2.7 Geocronología Rb-Sr....53
2.7.1 Preparación de muestras....54
2.7.2 Separación química....55
2.7.3 Técnicas analíticas....57
2.7.4 Reducción y corrección de datos....58
2.7.5 Estándares de referencia y blancos analíticos....60

Capítulo 3. Geología y petrografía....62
3.1 Sierra Nevada (área de Gavidia)....62
3.1.1 Rocas metasedimentarias (gneis y esquisto)....63
3.1.2 Ortogneis....68
3.1.3 Anfibolita....70
3.1.4 Metagranitoide....71
3.2 Sierra de Santo Domingo (área de La Mitisús)....73
3.2.1 Gneis bandeado de La Mitisús....74
3.2.2 Gneis granítico de La Raya....76
3.2.3 Cuarcitas y Esquistos de El Alambique....78
3.3 Microestructuras de deformación....78
3.4 Microtexturas de anatexis....78
3.5 Condiciones de metamorfismo....79
3.6 Microtexturas de retrogresión....80

Capítulo 4. Geocronología e isotopía Hf-O en zircón....82
4.1 Geocronología U-Pb en zircón....84
4.1.1 Análisis *in situ* con ablación laser (LA-ICPMS)....84
4.1.2 Análisis *in situ* con SIMS....94
4.2 Geoquímica isotópica de Lu-Hf en zircon....96
4.2.1 Ortogneis....96
4.2.3 Anfibolita....98
4.2.4 Metagranitoide....98

4.2.5 Paragneis 99
4.3 $\delta^{18}O$ en zircón 99
4.4 Geocronología Rb-Sr 103

Capítulo 5. Geoquímica e isotopía en roca total 105
5.1 Geoquímica en roca total 105
5.1.1 Anfibolitas 108
5.1.2 Ortogneises y metagranitoides 117
5.1.3 Rocas metasedimentarias 121
5.2 Isotopía Sm-Nd y Lu-Hf 132
5.2.1 Correlación Lu-Hf en roca total vs. Lu-Hf en zircón 138

Capítulo 6. Discusión y conclusiones 140
6.1 El origen de las anfibolitas en el Complejo Iglesias 140
6.1.1 Petrogénesis de las anfibolitas 140
6.2 Cronología de eventos magmáticos y metamórficos en el Complejo Iglesias 142
6.3 Condiciones metamórficas y relaciones de deformación en el Complejo Iglesias 145
6.3.1 Ordovícico-Silúrico 145
6.3.2 Permo-Triásico 146
6.4 Correlación con otros terrenos peri-gondwánicos: ambiente tectónico, proveniencia de metasedimentos y fuentes magmáticas 147
6.4.1 Cámbrico: Proveniencia y ambiente de formación de las rocas metasedimentarias 151
6.4.2 Ordovícico-Silúrico: Margen continental activo del arco Famatiniano 156
6.4.3 Permo-Triásico: ¿Subducción o aglutinamiento de Pangea? 160
6.5 Ausencia de rocas tipo Rodinia en Los Andes de Venezuela 162
6.6 Conclusiones 163
6.7 Recomendaciones 165

Literatura citada 166

Anexos 191

Lista de Figuras

Figura 1. Contexto geotectónico simplificado del norte de Suramérica, parte de América Central y región del Caribe, modificado de Ostos et al. (2005), Audemard y Castilla (2016) y van der Lelij et al. (2016a). La ubicación relativa se indica en la parte superior izquierda de la figura. Placas y bloques tectónicos se resaltan en rojo. El rectángulo azul indica el área que se muestra en la Figura 3. AM: Andes de Mérida, BC: Bloque Chocó, BNA: Bloque Norandino, CC: Cordillera Central, CO: Cordillera Oriental, Coc: Cordillera Occidental, Cps: Cuenca Plato-San Jorge, EG: Escudo de Guyana, FR: Falla de Romeral, FSMB: Falla de Santa Marta-Bucaramanga, MG: Macizo de Garzón, MS: Macizo de Santander, PG: Península de la Guajira, SAS: Subducción de las Antillas de Sotavento, SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta, SP: Sierra de Perijá, VM: Valle de Magdalena. En líneas generales, Los Andes de Mérida conforman un orógeno en flotación en la subducción de la placa Caribe bajo la Suramericana, cuyo levantamiento inició en el Mioceno Medio. Dicho orógeno también involucra a la SNSM y a la SP en el BM (Audemard y Audemard, 2002; Monod et al., 2010). 2

Figura 2. (a) Distribución actual de rocas proterozoicas y paleozoicas en el norte de Suramérica, sur de México y América Central, modificado de Weber et al. (2018). (b) Reconstrucción tectónica del Ordovícico, en la que se considera que Los Andes de Mérida (AM, en azul) albergan remanentes de basamento proterozoico relacionado al supercontinente Rodinia (modificada de González-Guzmán et al., 2016a; Weber et al., 2018). Nótese que el cratón de Amazonia (AMZ) se muestra en su posición actual en Suramérica, con el polo sur (PS) en WA. Ac: Complejo Acatlán, Ar: Arequipa, At: Antofalla, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, G: Garzón, LAU: Laurentia, M: Bloque Maya, MS: Macizo de Santander, Oax: Oaxaquia, Pu: Putumayo, WA: Oeste de África. 3

Figura 3. Mapa geológico simplificado de Los Andes de Mérida, modificado de Hackley et al. (2005) y van der Lelij et al. (2016a). Los rectángulos azules de trazo continuo indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en las Figuras 17 y 26. Ubicación relativa en la Figura 1. 6

Figura 4. Columna estratigráfica simplificada de rocas pre-Cretácicas de Los Andes de Mérida, modificado de Maréchal (1983), Shagam (1975), Burkley (1976) y van der Lelij et al. (2016a). Se indican las diferencias en la secuencia estratigráfica en el área de Caparo al sur (Figura 3) con respecto a la región nor-central de Los Andes venezolanos. 8

Figura 5. Síntesis de datos geocronológicos del Complejo Iglesias (color café) en Los Andes de Mérida. Los círculos indican la ubicación de las muestras y los colores el trabajo donde está documentado, de acuerdo con la leyenda. Los números entre paréntesis al inicio de las edades indican los códigos de muestras asignados por los autores (de campo o revisión). P: picos (para análisis detríticos). Si existen, se indican nombres informales de unidades de roca asignados por los autores o el tipo de roca analizada. La revisión de Maréchal (1983) incluye datos de las primeras dataciones Rb-Sr en Los Andes de Mérida reportadas por Bass y Shagam (1960) y también de los fechamientos U-Pb en zircones por dilución isotópica de Burkley (1976). Los rectángulos azules indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en la Figuras 17 y 26. 10

Figura 6. Distribución aproximada de la sillimanita y la estaurolita en el Complejo Iglesias propuesta por Grauch (1975). De acuerdo con el autor, el límite orientado NW-SE de la sillimanita puede

representar un cambio de P-T o un cambio en la composición química de los protolitos. En este último caso, no sería una verdadera isógrada. Los rectángulos azules indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en la Figuras 17 y 26 13

Figura 7. Representación gráfica de la historia de crecimiento de un zircón en diagrama de concordia Wetherill (a, b) y Tera-Wasserburg (c). Figura modificada de Schoene (2014) y referencias allí citadas. (a) Un zircón de 1700 Ma que pierde Pb o se mezcla con un sobrecrecimiento metamórfico. t_0 es la edad de cristalización del zircón y después de 1700 Ma de crecimiento interno de Pb, el zircón aparece en la concordia en t_1. A t_2 el zircón sufre pérdida de Pb o crecimiento de nuevos bordes, alrededor del núcleo. Así t' representa el zircón que es discordante debido a pérdida parcial de Pb o por sobrecrecimientos a t_2. (b) El mismo ejemplo de (a), luego de que el sistema se ha cerrado nuevamente y continúa evolucionando hacia arriba en la curva de concordia. La línea de discordia que definen los análisis púrpuras ahora tienen un intercepto superior con la concordia, representado así la edad del evento de cristalización ígnea a t_1, y una edad de intercepto inferior que representa a t_2, el tiempo antes del presente cuando ocurrió pérdida de Pb o la formación de sobrecrecimientos. (c) El mismo escenario de (b) pero representado en un diagrama de concordia Tera-Wasserburg (T-W). (d) Imagen de catodoluminiscencia (CL) donde se ilustra cómo los escenarios (a) y (b) pueden quedar registrados en un evento de metamorfismo a t_2. (e) imagen de CL de zircón, representando pérdida de Pb a t_2. 28

Figura 8. (a) Gráfico de la evolución isotópica de Nd (Hf) vs tiempo, ilustrando el concepto de edad modelo, que es la intersección de la línea isotópica de una muestra de roca ígnea que cristalizó hace 500 Ma (t_c), con la línea de evolución de la Tierra, basada en el reservorio condrítico uniforme (CHUR). Modificada de Dickin (2005, 2014). (b) Gráfico de la relación inicial de Nd vs tiempo, pero utilizando la notación épsilon (Ecuación 5). Se muestra la curva cuadrática del manto empobrecido de DePaolo (1981) y se grafica el efecto de fusión de la corteza para formar batolitos graníticos (Montañas Rocosas, Colorado) a lo largo de la evolución de corteza de ~1.8 Ga. También se grafican campos correspondientes a arcos de islas con valores εNd positivos (fuente mantélica) y batolitos asociados a subducción continente-océano en California, USA, con valores εNd positivos y negativos (fuentes mixtas del manto y la corteza). Modificada de DePaolo (1981) y Dickin (2014). 31

Figura 9. Relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ (a) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b) para los estándares JMC-475 y JNdi, respectivamente. También se indican los valores comúnmente aceptados para dichos estándares y sus respectivos errores. Las barras de error son 2SE (dos veces el error estándar de la medición), y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo. 41

Figura 10. Relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ (izquierda) y $^{176}Hf/^{177}Hf$ (derecha) para los materiales de referencia utilizados en este estudio, comparados con valores reportados en la literatura (Base de datos GeoRem, Jochum et al., 2005). Las barras de error representan 1σ. En general, los valores medidos son congruentes con los reportados en la literatura, dentro de los errores analíticos.43

Figura 11. Representación esquemática de los efectos de la complejidad en la edad del zircón en el cálculo de la relación inicial de $^{176}Hf/^{177}Hf$ y εHft, indicando las trayectorias generales de evolución del manto (M), corteza (C) y zircón (Zrn). Para éste último, la intersección de la línea segmentada con el eje vertical (*y*) representa la composición isotópica de Hf medida en el presente, mientras que las flechas indican el cálculo de ésta a la edad U-Pb correspondiente. Modificado de Amelin et al. (2000), Kemp y Hawkesworth (2013), Vervoort y Kemp (2016). (a) La edad U-Pb es concordante (sistema cerrado) o modificada sólo por pérdida de Pb reciente; la relación inicial

$^{176}Hf/^{177}Hf$ en los zircones es homogénea y εHft es invariable. (b) Los zircones experimentan pérdida de Pb antigua, por lo que la relación $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ es variable, pero la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial se mantiene constante; nótese que a distintas edades del zircón discordante la notación εHf_t calculada a la edad correspondiente es variable. (c) Dos episodios de crecimiento de zircón, sin pérdida de Pb. $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$, $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial y εHft son variables. Lu/Hf se asume como cero. Zrn_1 y Zrn_2 son fases de crecimiento temprana y tardía en el zircón. *: Pb radiogénico. ...46

Figura 12. Representación gráfica de edades modelo de manto empobrecido de un zircón hipotético que cristalizó a 1.5 Ga, usando varias relaciones Lu/Hf. Una relación Lu/Hf de 0.022 se corresponde con composiciones máficas del magma fuente, mientras que un valor de 0.015 se relaciona a fundidos más félsicos y al promedio de la corteza continental. Lu/Hf de 0.003 es un promedio de dicha relación en el zircón. Modificado de Roberts y Spencer (2014). 47

Figura 13. Esquema de isócrona Rb-Sr para una suite de minerales ígneos comagmáticos (modificado de Dickin, 2005). 54

Figura 14. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida para el estándar NIST NBS SRM 987. Las barras de error son 2SE (dos veces el error estándar de la medición), y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo. 60

Figura 15. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida para los materiales de referencia utilizados en este estudio, comparados con valores reportados en la literatura (Base de datos GeoRem, Jochum et al., 2005). En las mediciones realizadas, las barras de error representan 1σ, y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo. Los valores medidos son congruentes con los reportados en la literatura, dentro de los errores analíticos. 61

Figura 16. Ubicación de las áreas de estudio consideradas en este trabajo en la cordillera de Los Andes de Mérida, oeste de Venezuela. En la parte inferior de la figura se señalan las principales ciudades o poblados, vías y ríos. El Mapa de relieve es *el World Terrain Base* de ESRI®. 63

Figura 17. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra Nevada de Mérida, en las inmediaciones de Gavidia (modificado de Grauch, 1975). Algunos cuerpos pequeños de ortogneis, metagranitoide y rocas calcosilicatadas señalados por flechas blancas son cartografiables a la escala presentada, pero la mayoría de ellos aflora alternando rocas metasedimentarias (gris), que son las que dominan en el complejo. La ubicación relativa se indica en la parte inferior derecha. Los datos de foliación en los estereogramas en la parte inferior de la figura se corresponden con las áreas representadas en los rectángulos de colores y numerados en el mapa. Se observa que el plegamiento en la zona es dominantemente sinclinal con una orientación NE-SW. El mapa de muestreo de esta área se presenta en la Figura 88 en Anexos. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA). 64

Figura 18. Afloramientos de rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada de Mérida (área Gavidia. (a) Vista paronámica de paragneises intrusionados por dique metagranítico en la Laguna de Michurado. (b) Paragneis plegado en la Laguna El Hoyo, en el que se observa leucosomas ricos en cuarzo y feldespato y melanosomas micáceos. (c) Migmatita estromáticas (derecha) y *schlieren* (izquierda) en la quebrada Gavidia. (d) Migmatita estromática y nebulítica (ésta última en la parte inferior) en la quebrada Las Piñuelas; algunos leucosomas se indican con flechas. (e) Pliegues isoclinales (flecha blanca) en leucosomas, quebrada Las Piñuelas. (f) Leucosoma de grano grueso con cuarzo azul y feldespato, quebrada Las Piñuelas. (g) Capa de

roca metavolcaniclástica grisácea alternada con paragneis pelítico-psamítico en la quebrada las Piñuelas. (h) Afloramiento de rocas metavolcaniclásticas sin migmatización. 65

Figura 19. Fotomicrografías de paragneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Gneis micáceo-granatífero-sillimanítico mostrando foliación crenulada S2 definida por biotita y muscovita; nótese la deflexión interna de S2 alrededor del porfidoblasto sintectónico de granate, así como la foliación S3 definida por mica blanca (muestra LMch-01a). (b) Porfidoblasto de granate con inclusiones de cuarzo (ejemplo, flecha blanca) y biotita (ejemplo, flecha amarilla); muestra QG-20. (c) Continuidad de la foliación S2 en porfidoblasto de cianita, indicando una probable blástesis postectónica (muestra LMch-01a). (d) Deflexión interna de la foliación definida por biotita alrededor de porfidoblasto de plagioclasa (muestra STPD-5). (e) Agregado lenticular de sillimanita fibrosa y cordierita pseudomorfa; el porfidoblasto parece ser sintectónico (muestra QMc-01). (f) Blasto de cordierita (¿?) con alteraciones de pinita a lo largo de fracturas (muestra LH-01); el cuarzo tiene deformación en forma de subgranos. (g) Pertita en flama en feldespato potásico (flecha blanca al centro) y mirmequita (Mir) en gneis de biotita-sillimanita-cianita (muestra LMch-01a). (h) Gradación de foliación definida por biotita a hornblenda en roca metavolvaniclástica (muestra QG-15). (I) Igual que h, pero en nicoles cruzados. Todas las fotografías tomadas en nicoles cruzados del microscopio petrográfico, excepto (c), (e) y (h). 67

Figura 20. (a) Ortogneis máfico con textura estromática de migmatización; los melanosomas son ricos en anfíbol, mientras que los leucosomas están constituidos de plagioclasa y cuarzo (quebrada Gavidia). (b) Detalle del afloramiento en (a), en el que se indican “cúmulos” de anfíboles alineados con la foliación. (c) Cuerpo rocoso con foliación débil a moderada de ortogneis con biotita y hornblenda (quebrada Mixteque). 69

Figura 21. Fotomicrografías de ortogneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). En general, se observa poca deformación en los bordes de cuarzo y feldespatos. (a) Foliación S_1 definida por hornblenda-biotita y foliación S_2 definida por listones de biotita reorientados unos 45 ° con respecto a S_1 (Muestra Ch-02). (b) Ortogneis hornbléndico en el que se aprecian núcleos de clinopiroxeno en la hornblenda; la epidota es una fase de retrogresión (muestra LM-04). (b) Textura general de ortogneis hornbléndico, con blasto de clinopiroxeno al centro; el feldespato potásico es microclino y es una fase minoritaria (muestra LM-04). (c) Textura mirmequítica de entre cuarzo y plagioclasa en ortogneis hornbléndico-biotítico (muestra QM-02). (a): Nicoles paralelos. (b-c): Nicoles cruzados. 70

Figura 22. Afloramientos de lentes de anfibolita en paragneis en la quebrada Las Piñuelas (a-b) y en la Quebrada Gavidia (c-d), al noroeste en el mapa de la Figura 17. De acuerdo a las relaciones de campo, la migmatización y deformación ocurrió después que intrusionaron a los paragneises. En los lentes verdosos se aprecian leucosomas que tienen una composición granítica y melanosomas ricos en minerales máficos. M: Melanosoma; L: Leucosoma. 71

Figura 23. Corte de roca y fotomicrografías de anfibolita del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Corte de roca recolectada en lente de anfibolita (Figura 22d; muestra MG-07); el posible protolito es de color verde claro, constituido por clinopiroxeno, la anfibolita es verde oscuro, con más del 90% de hornblenda. Se observan leucosomas atravesando la roca. Los rectángulos amarillos indican aproximadamente la ubicación de rasgos observados en las fotomicrografías (b-d). (b) Textura en el contacto entre relictos del protolito y la roca metamorfizada, donde se observa reemplazamiento de clinopiroxeno (¿diópsido?) por hornblenda. (c) Leucosoma de composición tonalítica, rico en plagioclasa y cuarzo. (d) Minerales calco-silicatados como clinozoisita y wollastonita en vetillas, posiblemente ricas en calcita en el

protolito. (e) Anfibolita con la asociación mineralógica Hbl + Pl + Ttn + Opq + Qtz sin texturas evidentes de migmatización. (b-e): Nicoles paralelos. (c-d): Nicoles cruzados.....72

Figura 24. (a) Metagranitoide intrusionando metasedimentos del Complejo Iglesias; esta pequeña unidad está cartografiada en el centro del mapa de la Figura 17. (b) Metagranitoide de grano grueso intrusionando rocas anfibolíticas; en la parte superior izquierda se observa un xenolito de anfibolita. Los afloramientos están localizados al oeste de las Lagunas de El Royal (Figura 17). 73

Figura 25. Fotomicrografías de rocas metagraníticas del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Metasienogranito en el que la fase mayoritaria es el microclino y la pertita; los contactos entre cuarzo y feldespatos muestran procesos de recristalización y deformación, como por ejemplo los sitios señalados con las flechas rosas (muestra CM-01). (b) Foliación "fantasma" de sillimanita crenulada dentro de blasto de muscovita, señalada por la línea segmentada negra (muestra CM-01). (c) Textura ígnea en dique de metagranodiorita, en donde la deformación en los bordes de cuarzo y plagioclasa es prácticamente inexistente; algunos ejemplos de estos contactos se indican con las fechas de color rosa (muestra CM-09). Todas las fotomicrografías están tomadas con nicoles cruzados. 73

Figura 26. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). Se distinguen espacialmente varias unidades informales dentro del Complejo Iglesias. La ubicación relativa se indica en la parte inferior izquierda. Los datos de foliación en los estereogramas en la parte inferior derecha de la figura se corresponden con las áreas hacia el oeste y este del mapa presentado, indicando cambios en la dirección de foliación que puede deberse a fallas que forman parte del Sistema de Fallas (SF) de Boconó (Figura 3) o un sinclinal asimétrico. El mapa de muestreo de esta área se presenta en la Figura 89 en Anexos. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA). 74

Figura 27. Afloramientos de unidades informales del Complejo Iglesias en el área de La Mitisús: gneis bandeado de La Mitisús (a-c) y gneis granítico de La Raya (d-e). (a) Migmatita con estructura estromática. (b) Lente de anfibolita en ortogneis micáceo. (c) Milonita con capas alternadas ricas en anfíbol (flecha en la parte superior) y porfidoclastos (parte inferior). (d) Diques de anfibolita intrusionando el ortogneis de Hbl-Bt de La Raya. (e) Deformación dúctil continua de las rocas en (c). 75

Figura 28. Fotomicrografías de la unidad gneis bandeado de La Mitisús del Complejo Iglesias. (a) Cristal de plagioclasa reabsorbida incluida en feldespato potásico en leucosoma, indicando fusión parcial de la roca (muestra SB-04). (b) Milonita con porfidoclastos angulosos de feldespato potásico embebidos en una matriz afectada por deformación cataclástica y recristalización dinámica; las lamelas pertíticas en el feldespato a la izquierda (flecha rosada) están orientadas perpendicular a las cintas de cuarzo policristalino alargado (muestra SDB-01). (c) Foliación milonítica definida por superficies C de micas de grano muy fino. Los porfidoclastos de feldespato tipo-σ, con sombras de deformación (Sd) de micas, indican una cinemática dextral (muestra SDB-04). (d) Igual que (c), en nicoles cruzados; las flechas rosadas señalan cintas alargadas de cuarzo policristalino (muestra SDB-04). (e) Milonita con bandas leucocráticas de cuarzo, plagioclasa y mica, alternada con bandas ricas en hornblenda. Entre estas bandas hay una zona transicional de grano muy triturado y pocos profidoclastos, que probablemente tiene una composición intermedia entre estas capas (muestra SDB-06). (f) Igual que (e), en nicoles cruzados muestra SDB-06. Todas las fotomicrografías tomadas en nicoles cruzados, excepto (c) y (e). 77

Figura 29. Fotomicrografías de microestructuras que evidencian cristalización a partir de un fundido en neosomas de paragneises del Complejo Iglesias. (a) Plagioclasa reabsorbida en paragneis (muestra QG-20.1), en contacto con cuarzo no deformado. (b) Plagioclasa con formas de cúspide en los contactos entre cuarzo no deformado y feldespato (muestra QG-20.2). (c) Contacto "plumoso" entre cuarzo y plagioclasa (muestra LMch-01a). (d) Cuarzo no deformado, redondeado a elíptico, incluido en plagioclasa (muestra SDB-04a). Todas las fotomicrografías tomadas con nicoles cruzados. 79

Figura 30. Fotomicrografías de texturas simplectíticas de retrogresión en rocas del Complejo Iglesias. (a) Simplectita de cuarzo y muscovita (flechas verdes) asociada a mirmequita en metagraniotide (flechas rosas; muestra CM.-02a). (b) En el rectángulo amarillo, simplectita de mica blanca y opaco entre biotita y granate (muestra PET-01). (c) Imagen BSE (electrones retrodispersados) tomada en microscopio electrónico de la simplectita en (b), en donde los tonos brillantes corresponden a ilmenita, el tono medio a muscovita y los tonos más oscuros a "gusanos" de cuarzo y plagioclasa. 81

Figura 31. Mapas de muestreo del área de la Sierra Nevada (a) y cerca de La Mitisús (b). Geología modificada de Grauch (1975) y Schubert (1968), respectivamente. La simbología del muestreo en (b) es la misma señalada en la leyenda de (a). Edades de van der Lelij et al. (2016a) en Ma ± 2σ. Los modelos digitales de elevación en el fondo están basados en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).....83

Figura 32. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e, g) y diagramas de Concordia Tera-Wasserburg (b, d, f, h) para ortogneises de hornblenda del Complejo Iglesias en el área de Gavidia. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran varias texturas de recristalización metamórfica como recristalización transgresiva (RT), zonación oscilatoria (ZO) difusa, frentes de recristalización (FR) y zonación convoluta. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos (elipses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012). 86

Figura 33. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e) y diagramas de Concordia Wetherill (b) y Tera-Wasserburg (d, f) de ortogneises del Complejo Iglesias en el área de La Mitisús. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran moderadas a pocas texturas de recristalización metamórfica como recristalización transgresiva (RT) y zonamiento oscilatorio (ZO) difuso. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos (elipses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012)...87

Figura 34. Relación Th/U vs. edad U-Pb para ortogneises (a) y anfibolitas, metagranitoides y paragneises (b) del Complejo Iglesias. En (a) los zircones con edades pérmicas a triásicas tienen relaciones Th/U < 0.1. En (b) se observa la misma tendencia, pero adicionalmente los zircones con edades de unos 400-420 Ma en el paragneis STPD-56 también tienen relaciones Th/U < 0.1.

Tradicionalmente, los zircones con bajo Th/U se han relacionado a un crecimiento en ambiente metamórfico (Hoskin y Black, 2000; Rubatto, 2002), aunque ya se ha demostrado que los zircones metamórficos también pueden tener valores de Th/U muy altos y variables (p. ej., Möller et al., 2003). 88

Figura 35. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e) y diagramas de Concordia Wetherill (d) y Tera-Wasserburg (b, f) para anfibolitas del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{206}Pb/^{238}U$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran bordes de sobrecrecimiento y algunas texturas de recristalización metamórfica como frentes de recristalización (FR) y zonamiento oscilatorio (ZO) difuso. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos de edades de Concordia. Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012). 89

Figura 36. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c) y diagramas de Concordia Tera-Wasserburg (b) y Wetherill (d) para metagraniotides del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. ZO: zonamiento oscilatorio. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos de edades de Concordia (elipeses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012). 91

Figura 37. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón de paragneis biotítico migmatizado (a) y paragneis hornbléndico-biotítico (b) del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. En (a) son comunes los sobrecrecimientos de edad silúrica en núcleos detríticos parcialmente reabsorbidos. 92

Figura 38. Diagramas de concordia de Wetherill (a, c, e) y diagramas de probabilidad de densidad e histograma (b, d, f) para edades U-Pb en zircones de paragneises del Complejo Iglesias. En (b,d,f) la curva roja representa las edades de todos lo análisis realizados y la curva azul los análisis <15% discordante. Para edades <0.9 Ga la edad aparente es la $^{206}Pb/^{238}U$ y para edades > 0.9 Ga, la edad aparente es $^{207}Pb/^{206}Pb$. 93

Figura 39. Diagramas de concordia de Wetherill para análisis U-Pb en zircones por SIMS de ortogneises (a-c), anfibolitas (d-e), metagranitoides (f-g) y paragneis (h) del Complejo Iglesias. Se muestran todos los puntos medidos. Las elipses grises son puntos exlcuidos del cálculo y las rojas son las consideradas para el cálculo de la edad. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el diagrama. Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012). 95

Figura 40. (a-b) Diagramas $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. tiempo para muestras de roca del Complejo Iglesias, que muestran las tendencias de evolución del Manto Empobrecido (DM) y del Reservorio Condrítico

Uniforme (CHUR). (a) $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. Edad aparente $^{206}Pb/^{238}U$ individual de los granos de zircón. (b) $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ para los granos de zircón analizados por muestra, recalculados a la correspondiente edad de Concordia U– Pb (sólo Paleozoico Temprano). (c) Igual que (b) pero usando la notación épsilon Hf. En (a) y (b): DM y CHUR son de Vervoort et al. (2000) y Bouvier et al. (2008), respectivamente; las líneas de evolución de la corteza para diferentes edades modelo $T_{DM(Hf)}$ se trazaron asumiendo $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$ (Vervoort et al., 1999; Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005; líneas grises continuas) y $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.022$ (Zhang et al., 2006; líneas grises punteadas); en (b) los rectángulos de error incluyen un error 2σ en la edad U-Pb y el rango completo de composición isotópica de Hf en los zircones, con sus respectivos errores estándar. Para comparación, se inlcuyen datos de ortogneises de Los Andes de Mérida (AM) y del Macizo de Santander (MS): (1) van der Lelij (2013) y (2) Mantilla-Figueroa et al. (2012). 97

Figura 41. Lu/Hf vs $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ para zircones de distintas rocas en el Complejo Iglesias. En líneas generales, se puede apreciar una tendencia donde las rocas de edades más jóvenes y de composición máfica tienen menor relación Lu/Hf que aquellas más antiguas y de composición más cortical. Así se pueden diferenciar tres grupos de roca con fuentes en la corteza superior para las rocas más antiguas, con progresiva incorporación de material más juvenil del manto para las rocas más jóvenes, que están enriquecidas en hornblenda ($^{176}Hf/^{177}Hf_t$ calculado con respecto a la composición CHUR de Bouvier et al., 2008). 100

Figura 42. Composición isotópica de oxígeno, expresada como $\delta^{18}O$ ‰ con respecto al reservorio VSMOW, para zircones en ortogneises (a-c), anfibolitas (d-e), metagranitoides (f-g) y paragneis (h) del Complejo Iglesias. Se indica en cada figura el valor de la composición del manto (Valley et al., 1998) y su respectivo error (2σ). Las barras de error verticales son 2σ y las horizontales 1σ. Con algunas excepciones en las muestras Ch-02, QM-02 y GLR-02b, la mayoría de los zircones tienen $\delta^{18}O$ ‰ por encima del valor del manto, con la misma composición isotópica para edades paleozoicas y permo-triásicas, lo que sugiere que los bordes o sobrecrecmientos permo-triásicos son producto de recristalización metamórfica en vez de tener un origen hidrotermal. 102

Figura 43. (a) Histograma de $\delta^{18}O$ ‰ con respecto al reservorio VSMOW, para zircones con bordes permo-triásicos y de 480-300 Ma del Complejo Iglesias. Un 75% de los puntos medidos corresponden a valores por encima de la composición del manto (Valley et al., 1998), y un 25% por debajo de dicho valor por lo que el proceso dominante en el basamento de Los Andes de Mérida debe ser el crecimiento o recristalización metamórfica durante el Pérmico Tardío y Triásico. 103

Figura 44. Isócronas Rb-Sr para metagranitoide (a) y paragneises (b-c) del Complejo Iglesias. Los "puntos" rojos representan cajas de error 2σ. RM: Composición isotópica del remanente de la muestra, después de separar las micas. Feld-K: Feldespato potásico. UL: Fracciónde mica lavada con ultrasonido. 104

Figura 45. Índices químicos de meteorización para rocas metaígneas del Complejo Iglesias. (a) Diagrama A-CN-K y CIA de Nesbitt y Young (1982; Ecuación 34) modificado de Babechuck et al. (2014); A = $[Al_2O_3]$, CN =$[CaO^*+Na_2O]$, K = $[K_2O]$; *CaO corregido por apatito (ver texto). (b) Diagrama MFW (Ohta y Arai, 2007); se representan una tendencia composicional de las rocas ígneas (línea segmentada) y las líneas composicionales de meteorización de basalto, diorita y granito (referencias en Ohta y Arai, 2007). En el perfil de meteorización de basalto se definen las siguientes facies: fresco (facies 1), medianamente meteorizado (facies 2), extensamente meteorizado (facies 3) y suelo (facies 4). En el perfil de diorita, las poroporciones de minerales secundarios de meteorización aumenta en el orden s1, s3, s5 hasta s6. Los números a lo largo del perfil de meteorización del granito indican la densidad de la roca (bd – *bulk density*), lo cual prove un estimado del grado de meteorización, donde un decrecimiento en esta densidad

generalmente se corresponde con un incremento en el valor de W. Los vértices de este diagrama en un primer paso se calculan con los óxidos (wt. %) recalculados a 100% (sin LOI): M = −0.395×ln(SiO_2) + 0.206×ln(TiO_2) − 0.316×ln(Al_2O_3) + 0.160×ln(Fe_2O_3) + 0.246×ln(MgO) + 0.368×ln(CaO*) + 0.073×ln(Na_2O) − 0.342×ln(K_2O) + 2.266; F = 0.191×ln(SiO_2) − 0.397×ln(TiO_2) + 0.020×ln(Al_2O_3) − 0.375×ln(Fe_2O_3) − 0.243×ln(MgO) + 0.079×ln(CaO*) + 0.392×ln(Na_2O) + 0.333×ln(K_2O) − 0.892; W = 0.203×ln(SiO_2) + 0.191×ln(TiO_2) + 0.296×ln(Al_2O_3) + 0.215×ln(Fe_2O_3) − 0.002×ln(MgO) − 0.448×ln(CaO*) − 0.464×ln(Na_2O) + 0.008×ln(K_2O) −1.374. *CaO es corregido por apatito. En un segundo paso, se toman los exponentes de los valores "M", "F" y "W" y se recalculan a 100. 106

Figura 46. (a) Diagrama TAS de Middlemost (1994). (b) Diagrama AFM con línea de división entre serie calcoalcalina y toleítica propuesta por Irvine y Baragar (1971). (c) Diagrama Zr/Y vs Th/Yb para discriminación magmática entre series toelítica, calcoalcalina y transicional (Ross y Bédard, 2009). En (b-c) se grafican campos de estudios previos en el Complejo Iglesias (AM) y de anfibolitas y ortogneises de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana: (1) González-Guzmán et al. (2016b). (2): Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). (3): van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017). (4): van der Lelij et al. (2016a). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 107

Figura 47. (a) Diagrama Al-(FeT +Ti)-Mg de Jensen (1976); TH: Toleítico; CA: Calco-alcalino. (b) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti para discriminación de rocas volcánicas de Winchester y Floyd (1977), modificado por Pearce (1996). ET: Complejo El Triunfo (Bloque Maya Sur; González-Guzmán et al., 2016b). Ac: Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008, 2016; Ortega-Obregón et al., 2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 109

Figura 48. Diagramas de variación tipo *Harker* para elementos minoritarios seleccionados de anfibolitas del Complejo Iglesias, utilizando como índice de diferenciación el wt. % MgO. Las tendencias generales son negativas para Ni, Cr, Co y positivas para V y Zr con respecto a la diferenciación (disminución de MgO). Con excepción de la anfibolita con venas de leucosoma (L) MG-07A y la muestra QP-07, la mayoría de las anfibolitas en paragneises no muestran variación del La, mientras que las anfibolitas en ortogneises tienen una tendencia relativamente positiva a medida que disminuye MgO. Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 110

Figura 49. Diagramas multielementales para anfibolitas del Complejo Iglesias (a-c-e) y comparación con datos publicados en terrenos con afinidad peri-gondwánica (b-d-f). (a-b) Diagrama de REE normalizado a valores de condritos (Boynton, 1984). (c-d) Diagrama multielemental normalizado a valores de NMORB de Sun y McDonough (1989). (e-f) Diagrama multielemental normalizado a valores de NMORB de elementos traza inmóviles de Sun y McDonough (1989) en Pearce (2014). (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 111

Figura 50. (a) Diagrama V–Ti de Shervais (1982). IAT – toleíta de arco de islas, BAB – cuenca de retro-arco, CFB – basalto de flujos continentales, OIB – basalto de islas oceánicas. (b) Diagrama Zr vs. Ti de Pearce (1982). (c) Diagrama Zr vs. Zr/Y de Pearce y Norry (1979) y Pearce (1983). WPB – basalto intraplaca, IAB – basalto de arco de islas, VAB – basalto de arco volcánico. (d) Diagrama Nb/Yb vs Ti/Y de Pearce (1982). Se muestran las composiciones del manto primitivo (PM), basalto normal de dorsal oceánica (NMORB), basalto enriquecido de dorsal oceánica (EMORB), basalto de isla oceánica (OIB) de Sun and McDonough (1989); corteza continental superior (UCC) y corteza continental inferior (LCC) de Taylor y McLennan (1985). Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET –

Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 112

Figura 51. (a) Diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb de Pearce (1982). TH- toleítico, CA – calcoalcalino, SHO – shoshonítico. Se muestran las composiciones del manto primitivo (PM), basalto normal de dorsal oceánica (NMORB), basalto enriquecido de dorsal oceánica (EMORB), basalto de isla oceánica (OIB) de Sun y McDonough (1989); corteza continental superior (UCC) y corteza continental inferior (LCC) de Taylor y McLennan (1985). (b-c) Diagramas de discriminación La/Yb vs. Nb/La y Th/Nb para basaltos MORB, de arco e islas oceánicas de Hollocher et al. (2012). Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 113

Figura 52. (a) Diagrama La-Y-Nb para discriminación de series de rocas volcánicas de Cabanis y Lecolle (1989). BAB – basalto de cuenca retro-arco. (b) Diagrama Zr-Nb-Y para discriminación de basaltos de Meschede (1986). AI - basaltos intraplaca alcalinos, AII - basaltos intraplaca alcalinos y toleítas intraplaca, B – EMORB, C – basaltos de arco volcánico y toleítas intraplaca, D – NMORB y basaltos de arco volcánico. (c) Diagrama MnO-TiO_2-P_2O_5 de Mullen (1983) para discriminación de basaltos de ambientes oceánicos. OIT- toleíta de isla oceánica, IAT – toleíta de arco de islas, OIA – basalto alcalino de isla oceánica, CAB – basalto de arco continental, Bon – boninita. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 114

Figura 53. Esquema de clasificación de Wood (1980) en el sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb. (a) Diagrama Th-Hf/3-Ta. (b) Diagrama Th-Hf/3-Nb/16. (c) Diagrama Th-Zr/117-Nb/16. NMORB - basalto normal de dorsal oceánica, EMORB - basalto enriquecido de dorsal oceánica, IAT – toleíta de arco de islas, CAB – basalto de arco continental, WPT – toleíta intraplaca, OIB – basalto de isla oceánica. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 115

Figura 54. Diagramas triangulares Eu-Lu-Sr (a), V-Ti-Sc (b) y Ti-Sm-V (c) para discriminación de basaltos de ambientes oceánicos según Vermeesch (2006). MORB - basalto de dorsal oceánica, IAB – basalto de arco de islas, OIB – basalto de isla oceánica. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). En (b) no se grafica el Complejo Acatlán porque no se disponen de concentraciones de Sc. Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 115

Figura 55. Diagramas de funciones discriminantes DF1 vs. DF2 basados en elementos traza (La, Sm, Yb, Nb, Th) de Agrawal et al. (2008) para discriminación de ambientes tectónicos de rocas básicas y ultrabásicas. (a) DF1a = 0.3518 loge (La/Th) + 0.6013 $\log_e$ (Sm/Th) – 1.3450 $\log_e$ (Yb/Th) + 2.1056 $\log_e$ (Nb/Th) – 5.4763; DF2a = –0.3050 $\log_e$ (La/Th) – 1.1801 $\log_e$ (Sm/Th) + 1.6189 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.2260 loge (Nb/Th) – 0.9944. (b) DF1b = 0.3305 $\log_e$ (La/Th) + 0.3484 $\log_e$ (Sm/Th) – 0.9562 $\log_e$ (Yb/Th) + 2.0777 $\log_e$ (Nb/Th) – 4.5628; DF2b = –0.1928 $\log_e$ (La/Th) – 1.1989 $\log_e$ (Sm/Th) + 1.7531 $\log_e$ (Yb/Th) + 0.6607 $\log_e$ (Nb/Th) – 0.4384. (c) DF1c = 1.7517 $\log_e$ (Sm/Th) – 1.9508 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.9573 $\log_e$ (Nb/Th) – 5.0928; DF2c = –2.2412 $\log_e$ (Sm/Th) + 2.2060 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.2481 $\log_e$ (Nb/Th) – 0.8243. (d) DF1d = –0.5558 $\log_e$ (La/Th) – 1.4260 $\log_e$ (Sm/Th) + 2.2935 $\log_e$ (Yb/Th) – 0.6890 $\log_e$ (Nb/Th) + 4.1422; DF2d = –0.9207 $\log_e$ (La/Th) + 3.6520 $\log_e$ (Sm/Th) –

1.9866 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.0574 $\log_e$ (Nb/Th) – 4.4283. MORB - basalto de dorsal oceánica, IAB – basalto de arco de islas, OIB – basalto de isla oceánica, CRB -–basalto de rift continental. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016b). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 116

Figura 56. Diagramas de clasificación química para ortogneises del Complejo Iglesias. (a) Diagrama QAP, calculado con la norma CIPW. (b) Diagrama de feldespatos An-Ab-Or de O'Connor (1965). (c) Diagrama PQ de Debon y Lefort (1983). (d) Diagrama B-A de Debon y Lefort (1983), modificado por Villaseca et al. (1998). m-P: moderadamente peraluminoso, h-P: altamente peraluminoso, l-P: débilmente peraluminoso, f-P: peraluminoso félsico. Se grafican campos de estudios previos en ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017). 118

Figura 57. Diagramas de variación tipo Harker para óxidos de elementos mayoritarios y minoritarios de ortogneises y metagranitos del Complejo Iglesias. 119

Figura 58. Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza seleccionados de ortogneises y metagranitos del Complejo Iglesias. 120

Figura 59. Diagramas multielementales para ortogneises y metagranitoides del Complejo Iglesias. (a-b) Diagrama de REE normalizado a valores de condritos (Boynton, 1984). (b) Diagrama multielemental normalizado a valores del manto primitivo según McDonough y Sun (1995). Se grafica campo gris con las composiciones reportadas en estudios previos de ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017). 121

Figura 60. (a) Diagrama SiO_2 vs FeO/(FeO+MgO) de Frost et al. (2001) con línea que separa los campos magnesianos y ferrosos de Frost y Frost (2008). El límite entre series toleíticas (TH) y calco-alcalinas (CA) es de Miyashiro (1974). (b) Diagrama SiO2 vs. Na2O+K2O-CaO (índice MALI) de Frost et al. (2001). (c-d) Diagramas Y vs. Nb e Yb vs. Ta para discriminación tectónica de granitoides de Pearce et al. (1984). WPG – granitoide intraplaca, ORG – granitoide de dorsal oceánica, VAG – granitoide de arco volcánico, syn-COLG – granitoide sin-colisional. Se grafican campos de estudios previos en ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017). 122

Figura 61. Diagramas de variación SiO_2 vs. óxidos de elementos mayoritarios (wt. %) para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017). 123

Figura 62. Diagramas de variación SiO_2 vs. elementos traza seleccionados para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016 García-Ramírez et al., 2017). 124

Figura 63. (a) Diagrama K_2O/Na_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 de Wimmenauer (1984) para distinción de pelitas y distintos tipos de areniscas. (b) Diagrama 100 × (TiO_2/Zr) vs. Al_2O3/SiO_2 de Garcia et al. (1994) para distinguir tendencias pelíticas de arenáceas. (c) Diagrama A-CN-K de Nesbitt y Young (1982) e índice de alteración química (CIA). (d) Diagrama FMW de Ohta y Aray (2007). (e) Diagrama Al_2O_3+K_2O+Na_2O vs SiO_2 para estimar la madurez química y paleoclimas (Suttner y Dutta, 1986). La naturaleza y cálculo de los vértices en (c-d) se describen en el pie de la Figura 45. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017)..126

Figura 64. (a) Diagrama Al-Zr-Ti de García et al. (1994). CA: rocas calcoalcoalcalinas, GP: granitoides peraluminosos (Dostal y Keppie, 2009). (b) Diagrama Sc vs. Th con relaciones entre estos elementos que indican afinidad con corteza continental o máfica (Grizelj et al., 2007). (c) Diagrama Hf vs. La/Th para discriminación composicional de fuentes (campos de Floyd y Leveridge, 1987). (d) Diagrama Th/Co vs. La/Sc que distingue entre fuentes silíceas y máficas (Cullers, 2002). (e) Diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc que muestra una tendencia de arco magmático (McLennan et al., 1993). (f) Diagrama DF1 vs. DF2 de Roser y Korsch (1988) para discriminación de fuentes. DF1: −1.773*(TiO_2) + 0.607*(Al_2O_3) − 0.760*($Fe_2O_3^T$) −1.500*(MgO) + 0.616*(CaO) + 0.509*(Na_2O) − 1.224*(K_2O) – 9.090. DF2: 0.445*(TiO_2) + 0.070*(Al_2O_3) − 0.250*($Fe_2O_3^T$) −1.142*(MgO) + 0.438*(CaO) + 1.475*(Na_2O) − 1.426*(K_2O) – 6.861. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur (BMS) y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017)..128

Figura 65. Diagramas de discriminación tectónica para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias. (a) Diagrama multidimensional de funciones discriminante DF1 vs. DF2 de Verma y Armstrong-Altrin (2013) para rocas con alto sílice (>63 y ≤95 wt. % recalculado libre de agua). Las funciones discriminantes son las siguientes (todos los óxidos recalculados libres de agua), **DF1:** -0.263 × ln(TiO_2/SiO_2) + 0.604 × ln(Al_2O_3/SiO_2) – 1.725 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) + 0.660 × ln(MnO/SiO_2) + 2.191 × ln(MgO/SiO_2) + 0.144 × ln(CaO/SiO_2) - 1.304 × ln(Na_2O/SiO_2) +0.054 ×ln(K_2O/SiO_2) - 0.3303 × ln(P_2O_5/SiO_2) + 1.588; **DF2:** -1.196 × ln(TiO_2/SiO_2) + 1.064 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 0.303 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) + 0.436 × ln(MnO/SiO_2) + 0.838 × ln(MgO/SiO_2) - 0.407 × ln(CaO/SiO_2) + 1.021 × ln(Na_2O/SiO_2) - 1.706 × ln(K_2O/SiO_2) - 0. 126 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 1.068. (b) Diagrama multidimensional de funciones discriminante DF1 vs. DF2 de Verma y Armstrong-Altrin (2013) para rocas con bajo sílice (≥ 35 y ≤63 wt. % recalculado libre de agua). Las funciones discriminantes son las siguientes (todos los óxidos recalculados libres de agua), **DF1:** 0.608 × ln(TiO_2/SiO_2) - 1.854 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 0.299 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) - 0.550 × ln(MnO/SiO_2) + 0.120 × ln(MgO/SiO_2) + 0.194 × ln(CaO/SiO_2) - 1.510 × ln(Na_2O/SiO_2) +1.941 ×ln(K_2O/SiO_2) + 0.003 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 0.294; **DF2:** -0.554 × ln(TiO_2/SiO_2) - 0.995 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 1.765 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) – 1.391 × ln(MnO/SiO_2) - 1.304 × ln(MgO/SiO_2) + 0.225 × ln(CaO/SiO_2) + 0.713 × ln(Na_2O/SiO_2) + 0.330 × ln(K_2O/SiO_2) + 0. 637 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 3.631. (c) Diagrama SiO_2 vs K_2O/Na_2O de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1988). Referencias de otros estudios igual a Figura 64. 129

Figura 66. (a) Diagrama de óxidos mayoritatios y minoritarios normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (b) Abundancia de elementos traza normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (c) Abundancia de elementos de tierras raras (REE) normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (d) y (e) abundancias de REE y elementos traza, respectivamente, normalizados a al manto primitivo de

McDonough y Sun (1995) de las rocas metapelíticas- metapsamíticas y volcaniclásticas del Complejo Iglesias. (normalización según Taylor y McLennan, 1985). 131

Figura 67. Diagrama εNd_t vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ para anfibolitas (a) y ortogneises y metagranitoides (b) del Complejo Iglesias. FC: Cristalización fraccionada; A: Asimilación. Para comparación, se grafican datos publicados de otros fragmentos corticales perigondwánicos. Datos CHUR de Bouvier et al. (2008; detalles en Tabla 4, Capítulo 2) En (a): (1) Keppie et al., 2016; Ortega-Obregón et al., 2010. (2) González-Guzmán et al. (2016a). En (b): (1) van der Lelij (2013). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 133

Figura 68. (a) Diagrama εNd_t vs. tiempo (Ma) que muestra las líneas de evolución de Nd para rocas metaígneas del Complejo Iglesias. Datos CHUR de Bouvier et al. (2008) y del manto empobrecido (DM) de Liew y Hoffman (1988). Detalles de los valores de CHUR y DM se pueden consultar en la Tabla 4, Capítulo 2. Se grafican datos de ortogneises en Los Andes de Mérida y Macizo de Santander, para comparación (van der Lelij, 2013; van der Lelij et al., 2018). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis. 133

Figura 69. (a) Diagrama εNd_t vs. tiempo que muestra las líneas de evolución de Nd para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias, con campos de rocas en el SW de México. Complejo Acatlán: Ortega-Obregón et al., 2010. Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). Basamento tipo Rodinia-SW México, Complejo Guichicovi (Bloque Maya): Weber y Köhler (1999). Datos CHUR de Bouvier et al. (2008) y del manto empobrecido (DM) de Liew y Hoffman (1988). Detalles de los valores de CHUR y DM se pueden consultar en la Tabla 4, Capítulo 2. 136

Figura 70. Diagrama εNd_t vs. εHf_t para rocas metaígneas (a) y rocas metasedimentarias (b) del Complejo Iglesias. Campos en (b) son de González-Guzmán et al. (2016a). En (a) se grafica la composición típica de los basaltos tipo MORB (Nowell et al., 1998 y referencias allí). El arreglo manto-terrestre y del agua de mar son de Vervoort et al. (2011). Los valores de CHUR son de Bouvier et al. (2008). Campos en (b) modificados de Vervoort et al. (1999, 2011) y González-Guzmán et al. (2016a). Datos de Andes de Mérida (AM) y Macizo de Santander (MS): van der Lelij (2013). Complejo El Triunfo (Bloque Maya Sur): González-Guzmán et al. (2016a). 137

Figura 71. Diagrama $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. tiempo para zircones en muestras de roca del Complejo Iglesias, representados por símbolos con transparencia, comparados con la composición de la alícuota de roca total, representada por el símbolo relleno del mismo color. La composición isotópica de Hf está corregida a la correspondiente edad de Concordia U– Pb (sólo Paleozoico Temprano). Las líneas de evolución de la corteza para diferentes edades modelo TDM(Hf) se trazaron asumiendo $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$ (Vervoort et al., 1999; Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005; líneas grises continuas) y $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.022$ (Zhang et al., 2006; líneas grises punteadas). Los rectángulos de error incluyen un error 2σ en la edad U-Pb y el rango completo de composición isotópica de Hf en los zircones, con sus respectivos errores estándar. Para comparación, se inlcuyen datos de ortogneises de Los Andes de Mérida (AM) y del Macizo de Santander (MS): (1) van der Lelij (2013) y (2) Mantilla-Figueroa et al. (2012). 139

Figura 72. Diagrama Th/Yb vs. Sr/Nd (Woodhead et al.,1998), donde se aprecia que a mayores relaciones Th/Yb en las anfibolitas que cortan ortogneises, mayor contaminación con material cortical y probable adición de sedimentos al fundido en la cuña mantelar en un ambiente de subducción. Las anfibolitas intrusionando paragneises son más juveniles, con bajas relaciones Th/Nb. 141

Figura 73. (a) Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb donde se muestran curvas de fusión de manto peridotítico con granate y peroditítico con espinela, según Genç y Tüysüz (2010). La composición de los

elementos traza en el manto con espinela es el promedio de xenolitos peridotíticos (espinela) en basaltos alcalinos del NW de Turquía. La composición del manto peridotítico-Grt es de Ionov et al. (1993). (b) Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb para anfibolitas del Complejo Iglesias, en donde se indican curvas de fusión parcial usando un modelo de fusión fraccionada, no modal según Jung et al. (2006). Las fuentes son peridotitas de anfíbol-granate y peridotita de espinela-anfíbol. Los números en las curvas representan los procentajes de fusión parcial. 142

Figura 74. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). Se distinguen espacialmente varias unidades informales. Las edades U-Pb en zricón (±2σ) con fuente negra son reportadas por van der Lelij et al. (2016a) y en fuente verde son las obtenidas en este estudio. Se define así una nueva unidad, el ortogneis de Aracay, en la parte superior izquierda de la figura, que es ~30 Ma más joven que el gneis de La Raya, a la derecha. La ubicación relativa se indica en la parte inferior. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA). 143

Figura 75. Reconstrucción de placas y paleogeografía para el margen Paleozoico de Gondwana, modificado de van der Lelij et al. (2016a). En rojo, se representa la localización de Los Andes de Mérida (AM) y Macizo de Santander (MS), propuesta por los autores mencionados.....148

Figura 76. (c) Paleogeografía del arco magmático Famatiniano ordovícico y terrenos relacionados en el Sur de América (modificado de Ramos, 2018). (b) Distribución actual de rocas proterozoicas y paleozoicas en el norte de Suramérica, sur de México y América Central, modificado de Weber et al. (2018) y Baquero et al. (2015). (c) Reconstrucción tectónica del Ordovícico en el NW de Gondwana mostrando el arco Famatiniano, el oceáno Jápeto, la apertura del oceáno Réico al este de Los Andes de Mérida y bloques de México-América Central (modificada de González-Guzmán et al., 2016a; Weber et al., 2018) Nótese que el cratón de Amazonia (AMZ) se muestra en su posición actual en Suramérica, con el polo sur (PS) hacia el tope de la figura. Ac: Complejo Acatlán, Ar: Arequipa, At: Antofalla, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, G: Garzón, LAU: Laurentia, M: Bloque Maya, MS: Macizo de Santander, Oax: Oaxaquia, Pu: Putumayo, WA: Oeste de África. 149

Figura 77. Correlación esquemática de Los Andes del Norte y bloques corticales en México-América Central, desde el Paleozoico hasta el Mesozoico Temprano (modicado de Maldonado et al., 2018). *La Cordillera Oriental de Ecuador es similar a la Cordillera Central de Colombia (Litherland, 1994; Cochrane et al., 2014). **Magmatismo carbonífero en el Bloque Maya está documentado sólo en Guatemala. BC: Bloque Caparo, AM: Andes de Mérida, SM: Macizo de Santander. Ensamblaje y ruptura de Pangea en el NW Gondwana es de Hatcher (2010), Cochrane et al. (2014), Spikings et al. (2015, 2016) y Centeno-García (2017). Referencias: (1) van der Lelij et al. (2016a, 2016b); (2) Burkley (1976); (3) Maréchal (1983); (4) Laya and Tucker (2012); (5) Gómez (2014); (6) Javadi et al. (2011); (7) Restrepo-Pace and Cediel (2010); (8) Mantilla-Figueroa et al. (2013, 2016); (9) Castellanos et al. (2008); (10) Ríos et al. (2003); (11) Silva et al. (2004, 2005); (12) García et al. (2005); (13) Cardona et al. (2016); (14) Zuluaga et al. (2017); (15) Villagómez et al. (2011); (16) Cochrane et al. (2014); (17) Spikings et al. (2015); (18) Ordoñez-Carmona et al. (2002, 2006); (19) Vinasco et al. (2006); (20) Restrepo et al. (2011); (21) Weber et al. (2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2012, 2018); (22) Martens et al. (2010); (23) Solari et al. (2009, 2010, 2011, 2013); (24) Ratschbacher et al. (2009); (25) González-Guzmán (2016); (26) González-Guzmán et al. (2016b); (27) Estrada-Carmona et al. (2009, 2012); (28) Ortega-Obregón et al. (2009, 2010, 2013); (29) Vega-Granillo et al. (2007, 2009a, 2009b); (30) Keppie et al. (2008a,

2008b, 2010, 2012a, 2012b, 2016); (31) Kirsch et al. (2012, 2014); (32) Estrada-Carmona et al. (2016).....150

Figura 78. Comparación de las curvas de densidad de probabilidad e histogramas para análisis de zircones detríticos en el Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. (a) Dugarte, 2012. (b) van der Lelij et al. (2016a). (c) Este estudio. (d) Compilación de las muestras anteriores. Las provincias cratónicas amazónicas son modificadas de Cordani et al. (2000) e Ibanez-Mejía et al. (2011). RSI: Rondonia-San Ignacio, RNJ: Río Negro-Jurena, VT: Ventuari-Tapajos, MI: Maroni-Itacaiunas, AC: Amazonia Central). La localización de las muestras detríticas de estudios previos se muestra en la Figura 5 (Capítulo 1). 152

Figura 79. (a) Diagrama MnO/Al_2O_3 vs. ΔHf_t (Vervoor et al., 2011) que muestra el efecto de enriquecimiento y empobrecimiento en zircón en metasedimentos del Complejo Iglesias, y el empobrecimiento en componentes relacionados al agua de mar (grafican fuera del arreglo de AM – agua de mar). UCC: Corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003). Campos de sedimentos hidrogenéticos y nódulos de Fe-Mn modificados de van de Flierdt et al. (2004) y González-Guzmán et al. (2016a). (b) Diagrama Zr/Al_2O_3 vs. ΔHf_t (Vervoort et al., 2011), donde se separan las tendencias de rocas metapelíticas-metapsamíticas (variablemente empobrecidas y enriquecidas en zircón) y metavolcaniclásticas según los arreglos terrígeno y volcaniclástico, respectivamente. Un par de muestras volcaniclásticas son consistentes con composiciones de arco, corroborando la incorporación de material ígneo en estos sedimentos. 154

Figura 80. Evolución istópica de Nd en anfibolitas del Complejo Iglesias en comparación con las anfibolitas de protolito E-MORB en metasedimentos ediacáricos del Complejo El Triunfo en el Bloque Maya, SW México (datos de González-Guzmán et al., 2016a). Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988).....155

Figura 81. Reconstrucción esquemática de la evolución del margen oeste de Gondwana en Suramérica, modificado de Chew et al. (2007) y Ramos y Aleman (2000). En azul se indica la posible cuenca trasarco en la que se depositaron los protolitos sedimentarios cámbricos del Complejo Iglesias y en morado la posible distribución espacial de rocas asociadas a la misma (MB: Macizo El Baúl, GE: Graben de Espino, CO: Cuenca Oriental). AAB: Basamento Arequipa-Antofalla, AM: Cratón amazónico, BB: Cinturón brasiliano, PF: Secuencia pre-Famatinina, P: Putumayo, SF: Cratón de São Francisco, SRS: Sunsas-Rondonia-San Ignacio, RNJ: RíoNegro-Jurena, VT: Ventuari-Tapajós. 155

Figura 82. Esquema temporal del Paleozoico Temprano-Medio con eventos ígneos y metamórficos en el basamento metamórfico del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y ambientes tectónicos en el NW de Gondwana donde posiblemente ocurrieron (modificado de van der Lelij et al., 2016a). BC: Bloque Caparo, AM: Andes de Mérida, MS: Macizo de Santander, FA: Falla de Apure, SCLM: Manto litosférico subcontinental. 156

Figura 83. Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb de Pearce (2008), donde se aprecia que la mayoría las rocas metaígneas del Complejo Iglesias grafican por encima del arreglo del manto, formando el típico arreglo de arco volcánico. Las anfibolitas que intrusionan paragneises están más cerca del arreglo MORB-OIB, cerca de la composición EMORB. Estas anfibolitas muestran variables grados de contaminación con corteza.....157

Figura 84. Diagramas Ta/Yb vs. Th/Yb (a) y Ta vs. (Th) de discriminación tectónica de Schandl y Gorton (2002). Las rocas metaígneas del Complejo Iglesias están relacionadas en su mayoría a ambientes

de margen continental activo. Las anfibolitas que están intercaladas con paragneises tienen una afinidad MORB a intraplaca. ACM – margen continental activo, WPVZ – zona volcánica intraplaca, WPB – basalto intraplaca. 157

Figura 85. Correlación de la evolución isotópica de Nd en rocas metaígneas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y otros fragmentos corticales en el NW de Gondwana. Se puede notar que la fuente de metabasitas en el Complejo Acatlán (1: Ortega-Obregón et al., 2010; Keppie et al., 2016 y en el macizo de Santander (2: van der Lelij et al., 2018) es posiblemente similar a la fuente de diques de anfibolita y ortogneises hornbléndicos den Los Andes de Mérida. Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988). 159

Figuta 86. Reconstrucción tectónica del Pérmico Tardío-Triásico Temprano en el NW de Gondwana. Modificado de Poole et al. (2005), Weber et al. (2007), Cochrane et al. (2014), van der Lelij et al. (2016a) y Maldonado et al. (2018). El eje del Rift de Payendé, activo a ~240-220 Ma (Spikings et al., 2015, 2016), se indica con la línea roja segmentada. También se muestran las áreas aproximadas de cinturones orogénicos con rocas pérmicas y triásicas. Ac: Complejo Acatlán, AM: Andes de Mérida, CA: Andes Colombianos, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, M: Bloque Maya, Oax: Oaxaquia. 161

Figura 87. Correlación de la evolución isotópica de Nd en rocas metaígneas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y basamentos tipo Rodinia en el sur de México (Oaxaquia: Ruíz et al., 1988; Complejo Guichicovi-Bloque Maya: Weber y Köhler, 1999; Complejo El Triunfo-Bloque Maya: Weber et al., 2018) y en el NW de Sur América (Cordillera Oriental de Colombia y Macizo de Santander: Cordani et al., 2005; Restrepo-Pace et al., 1997; Ibanez-Mejia et al., 2015; Orógeno Putumayo: Ibanez-Mejia et al., 2015). Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988). 163

Figura 88. Mapa de muestreo del Complejo Iglesias en un área en la Sierra Nevada de Mérida, en las inmediaciones de Gavidia (modificado de Grauch, 1975). La ubicación relativa se indica a la derecha. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).....192

Figura 89. Mapa de muestreo del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). La ubicación relativa se indica en la parte superior. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).....193

Lista de Tablas

Tabla 1. Principales tipos de roca y asociaciones mineralógicas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida.....12

Tabla 2. Síntesis de los eventos de metamorfismo (M) y deformación (D) propuestos por algunos autores para Los Andes de Mérida. La escala del tiempo geológico es cualitativa. 15

Tabla 3. Elementos químicos determinados, límite de detección y límite superior, de acuerdo con información proporcionada por Actlabs (2018). 19

Tabla 4. Composición isotópica y relación padre/hijo en el presente en CHUR y DM de los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf, utilizados en este trabajo. 32

Tabla 5. Configuración de copas para medición de Nd y Sm en espectrómetros de masas de ionización termal (TIMS) instalados en el LUGIS, UNAM, Ciudad de México. 36

Tabla 6. Configuración de copas para medición de Nd y Sm en espectrómetro de masas de ionización termal (TIMS) Nu-TIMS® instalado en el LEMITE, CICESE (Ensenada, Baja California). 37

Tabla 7. Composición isotópica de Nd y Hf para materiales de referencia certificados por los servicios geológicos de Estados Unidos (BHVO-1, BCR-1, G-2, GSP-1) y de Japón (JG-2, JG-3) obtenidos en las sesiones analíticas de este estudio (Datos de Hf son tomados de González-Guzmán et al.,2016b). Se indican valores promedios calculados a partir de la base de datos GeoRem (Jochum et al., 2005; http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/). 42

Tabla 8. Concentraciones de Sm-Nd y Lu-Hf para materiales de referencia certificados por los servicios geológicos de Estados Unidos (BHVO-1, BCR-1, G-2, GSP-1) y de Japón (JG-2, JG-3) obtenidos en las sesiones analíticas de este estudio (Datos de Lu-Hf son tomados de González-Guzmán et al.,2016b). Se indican valores promedios recomendados. 44

Tabla 9. Descripción de las alícuotas para análisis de Rb-Sr en tres muestras de roca, CM-01, LH-01 y QLl-04. 56

Tabla 10. Protocolo para la separación química de Rb-Sr por cromatografía de intercambio iónico en columnas Dowex (Manuales internos de separación, Laboratorio Ultralimpio, CICESE). 56

Tabla 11. Configuración de copas para medición de Sr en espectrómetro de masas de ionización termal Nu-TIMS® instalado en el LEMITE, CICESE (Ensenada, Baja California). 57

Tabla 12. Configuración de copas para medición de Rb en espectrómetro de masas multicolector con plasma inductivamente acoplado (MC-ICP-MS) Neptune®, CGEO, UNAM, Juriquilla, Querétaro. 58

Tabla 13. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ y concentración de Sr para materiales de referencia certificados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (BHVO-1, G-2, GSP-1, AGV-1, BCR-1, BIR-1) medidos en este estudio. 61

Tabla 14. Clasificación, ubicación y descripción breve de las muestras de roca del Complejo Iglesias analizadas para gecronología U-Pb (con ablación láser-LAICPMS- y SIMS), Hf y O en zircón, y Rb-Sr en micas. 82

Tabla 15. Concentración de elementos traza representativos de las anfibolitas en paragneises y en ortogneises del Complejo Iglesias. 109

Tabla 16. Resumen de datos isotópicos Sm-Nd y Lu-Hf en roca total, para muestras del Complejo Iglesias. 134

Tabla 17. Ubicación, clasificación, breve descripción y análisis realizados a muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....194

Tabla 18. Geoquímica en roca total de anfibolitas, metagranitoides, ortogneises y paragneises del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....198

Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....202

Tabla 20. Datos isotópicos U-Pb y δ18O en zircón por SIMS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....229

Tabla 21. Datos de isotopía Sm-Nd en roca total de muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....232

Tabla 22. Datos de isotopía Lu-Hf en roca total de muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....233

Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.....234

Tabla 24. Análisis isotópicos de Lu-Hf por LA-MC-ICPMS de los zircones de referencia Plešovice (Sláma et al., 2008), FC-1 (Woodhead y Hergt, 2005) y el cristal sintético MunZirc dopado con Yb (Fisher et al., 2011).....239

Tabla 25. Datos de isotopía Rb-Sr en rocas y micas del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela...241

Capítulo 1. Introducción

Los Andes de Mérida en el oeste de Venezuela constituyen un orógeno de tendencia NE-SW que está relacionado a interacciones neógenas complejas entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca (Figura 1; Audemard y Audemard, 2002; Bermúdez et al., 2010). Se extienden aproximadamente 300 km de largo por 75-80 km de ancho (Maréchal, 1983). Esta cadena montañosa alberga remanentes de cinturones orogénicos antiguos, formados en un margen activo continental de larga duración, durante el Paleozoico y la mayor parte del Mesozoico (p. ej., Restrepo-Pace y Cediel, 2010; van der Lelij et al., 2016a; Ramos, 2018).

La evolución tectónica del basamento cristalino en Los Andes del Norte (Venezuela, Colombia y Ecuador) durante el Paleozoico se ha interpretado en términos de un origen alóctono con respecto al noroeste de Gondwana, con acreción a este margen durante el Ordovícico y el Carbonífero (p. ej., Bellizzia y Pimentel, 1994; Aleman y Ramos, 2000). Sin embargo, a la luz de nueva información y revisión de la literatura, parece más adecuado un modelo para-autóctono para el basamento paleozoico de Los Andes Septentrionales (van der Lelij et al., 2016a; Ramos, 2018).

Las rocas metamórficas en la facies de la anfibolita del Complejo Iglesias son las rocas más antiguas expuestas en el eje de Los Andes de Mérida (p. ej., Burkley, 1976; González de Juana et al., 1980; Bellizzia y Pimentel, 1994), con edades de cristalización ordovícicas para los protolitos ígneos y una edad posiblemente cámbrica para la depositación de protolitos sedimentarios (Burkley, 1976; Brown, 2013; van der Lelij et al., 2016a). Sin embargo, dada la diversidad litológica y los múltiples eventos de metamorfismo y magmatismo, la petrología de este complejo está muy poco entendida. Por ejemplo, no está claro si las anfibolitas tienen un origen ígneo (Kündig 1938; Maréchal 1983) o sedimentario (Shagam 1968, 1972; Schubert, 1968; Grauch, 1975) y también hay discrepancias sobre los periodos de deformación y el metamorfismo. Algunos autores proponen dos eventos principales de metamorfismo, durante el Cámbrico-Ordovícico y durante el Permo-Triásico (Kovisars 1971, 1972; Shagam 1972; Grauch 1975; van der Lelij et al. 2016a), mientras que Maréchal (1983) limita el metamorfismo y la deformación de estas rocas al Carbonífero-Pérmico.

Es ampliamente aceptado que varios fragmentos de corteza ahora localizados en el sur de México y América Central, estaban adyacentes a Los Andes Septentrionales en Venezuela, Colombia y Ecuador, a lo largo del margen noroeste del continente Gondwana, formando cinturones orogénicos continuos desde

el Precámbrico hasta el Mesozoico Temprano, cuando fueron separados durante la ruptura de Pangea (Figura 2a; p. ej., Solari et al., 2011; Weber et al., 2012, 2018; Cochrane et al., 2014; van der Lelij et al., 2016a, Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Estos fragmentos corticales incluyen el Bloque Maya en el SE de México, Guatemala y Belice, así como el Complejo Acatlán en el SW de México (Figura 2a; p. ej., Vega-Granillo et al., 2007, 2009a; Keppie et al., 2008b, 2010; Ortega-Obregón et al., 2009, 2010; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al. 2010, 2013; Martens et al., 2010; Weber et al., 2012; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016a; Weber et al., 2018). Por tanto, cualquier intento de estudio petrogenético del basamento metamórfico de Los Andes de Mérida debe considerar una comparación entre estos bloques o dominios peri-Gondwánicos, que aún no está bien documentado en la literatura.

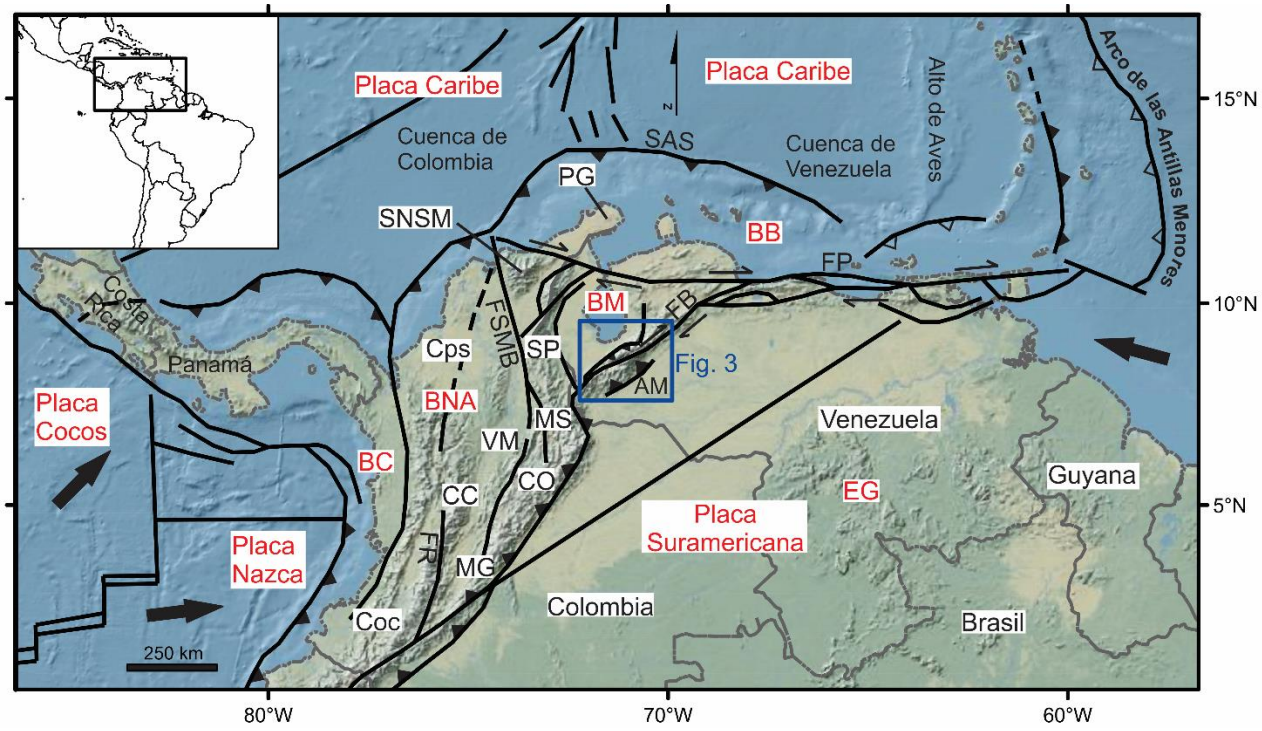


Figura 1. Contexto geotectónico simplificado del norte de Suramérica, parte de América Central y región del Caribe, modificado de Ostos et al. (2005), Audemard y Castilla (2016) y van der Lelij et al. (2016a). La ubicación relativa se indica en la parte superior izquierda de la figura. Placas y bloques tectónicos se resaltan en rojo. El rectángulo azul indica el área que se muestra en la Figura 3. AM: Andes de Mérida, BC: Bloque Chocó, BNA: Bloque Norandino, CC: Cordillera Central, CO: Cordillera Oriental, Coc: Cordillera Occidental, Cps: Cuenca Plato-San Jorge, EG: Escudo de Guyana, FR: Falla de Romeral, FSMB: Falla de Santa Marta-Bucaramanga, MG: Macizo de Garzón, MS: Macizo de Santander, PG: Península de la Guajira, SAS: Subducción de las Antillas de Sotavento, SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta, SP: Sierra de Perijá, VM: Valle de Magdalena. En líneas generales, Los Andes de Mérida conforman un orógeno en flotación en la subducción de la placa Caribe bajo la Suramericana, cuyo levantamiento inició en el Mioceno Medio. Dicho orógeno también involucra a la SNSM y a la SP en el BM (Audemard y Audemard, 2002; Monod et al., 2010).

Adicionalmente, el basamento de la mayoría de Los Andes del norte y del centro-sur de México contiene remanentes de corteza continental profunda de ~1 Ga relacionados al ensamblaje del supercontinente

Rodinia (Figura 2a; p. ej., Cordani et al., 2005; Ramos, 2010; Ibanez-Mejía et al., 2011; Ortega-Gutiérrez et al., 2018 y referencias allí citadas). También, hay remanentes de este basamento mesoproterozoico en el noroeste de Venezuela, en el denominado Terreno Falconia (Figura 2a; p. ej., Grande 2013; Baquero et al., 2015). Desde hace mucho tiempo se cree que estos protolitos mesoproterozoicos también forman parte del basamento en Los Andes de Mérida (p. ej., Burkley, 1976; Maréchal, 1983; van der Lelij et al., 2016a), lo cual es considerado en la mayoría de reconstrucciones tectónicas (Figura 2b), pero hasta el momento, no se han descrito afloramientos de este tipo en la región.

En esta investigación, financiada por el proyecto CONACYT #180588 (Convocatoria de Ciencia Básica 2012), se seleccionaron dos áreas de Los Andes centrales de Venezuela para actualizar la cartografía del basamento metamórfico, integrando análisis petrográficos y datos robustos de geocronología, química e isotopía, con la intención de dilucidar la historia magmática y metamórfica de estas rocas. Los resultados son enmarcados en los ambientes tectónicos propuestos para el NW de Gondwana y correlacionados con rocas paleozoicas equivalentes en otros terrenos peri-Gondwánicos (Figura 2).

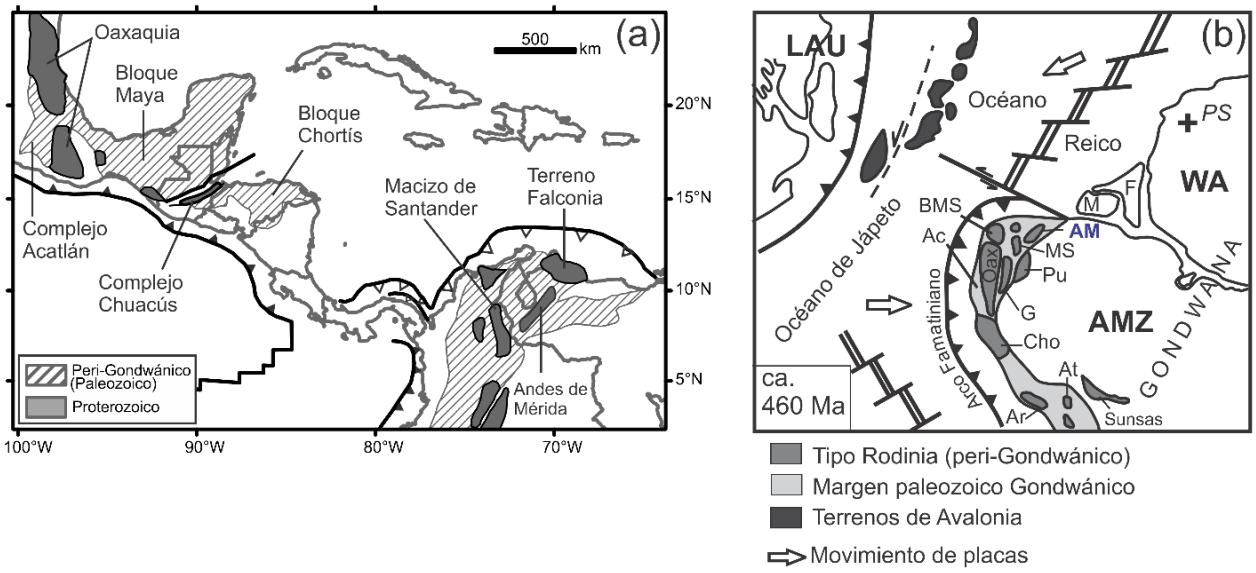


Figura 2. (a) Distribución actual de rocas proterozoicas y paleozoicas en el norte de Suramérica, sur de México y América Central, modificado de Weber et al. (2018). (b) Reconstrucción tectónica del Ordovícico, en la que se considera que Los Andes de Mérida (AM, en azul) albergan remanentes de basamento proterozoico relacionado al supercontinente Rodinia (modificada de González-Guzmán et al., 2016a; Weber et al., 2018). Nótese que el cratón de Amazonia (AMZ) se muestra en su posición actual en Suramérica, con el polo sur (PS) en WA. Ac: Complejo Acatlán, Ar: Arequipa, At: Antofalla, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, G: Garzón, LAU: Laurentia, M: Bloque Maya, MS: Macizo de Santander, Oax: Oaxaquia, Pu: Putumayo, WA: Oeste de África.

Este trabajo de tesis está estructurado de la siguiente manera:

- ***Capítulo 1***: Se proporciona una introducción general a la tesis y un marco geológico que contempla el contexto tectónico en el cual se formaron Los Andes de Mérida durante el Mioceno, así como la historia geológica pre-cretácica de la región. También se presenta una revisión de datos geocronológicos disponibles y de los eventos de deformación y metamorfismo propuestos en este basamento, para culminar con la justificación del trabajo, las hipótesis planteadas y los objetivos.
- ***Capítulo 2***: Se describe de manera general la metodología usada, principalmente de los protocolos usados en las diversas técnicas analíticas usadas en este trabajo.
- ***Capítulo 3***: Geología de las áreas seleccionadas para revisión cartográfica del basamento de Los Andes de Mérida, así como el análisis petrográfico de las rocas recolectadas.
- ***Capítulo 4***: Se enfoca principalmente en datos geocronológicos e isotópicos. Así, se presentan los resultados de fechamientos U-Pb, isotopía Lu-Hf e isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}O$), todos medidos en zircón. También se incluyen datos de geocronología Rb-Sr en minerales. Se establecen entonces los períodos de magmatismo y metamorfismo en el Complejo Iglesias, así como la estimación de rocas fuentes.
- ***Capítulo 5***: Caracterización geoquímica e isotópica en roca total (Nd-Hf) de rocas metasedimentatias y meta-ígneas del Complejo Iglesias, estableciendo fuentes y ambientes tectónicos de formación.
- ***Capítulo 6***: Discusión e integración de todos los resultados obtenidos, para correlacionar con rocas similares en otros terrenos peri-gondwánicos y enmarcar la evolución geológica del basamento en un contexto tectónico regional en la esquina NW de Gondwana. Conclusiones y recomendaciones.
- ***Literatura citada***

1.1 Contexto geotectónico actual del norte de Suramérica

El levantamiento de Los Andes venezolanos no está relacionado a una subducción entre corteza continental de la placa Suramericana y corteza oceánica de la placa Nazca, como el resto de Los Andes que se extienden desde Colombia hasta Argentina (Audemard y Audemard, 2002). La configuración geodinámica actual del occidente de Venezuela es de un borde de placa de unos 600 km de ancho, que forma parte del denominado límite de placas en el sur del Caribe o SCPBZ por las siglas en inglés de *South Caribbean Plate Boundary Zone* (Figura 1; p. ej., van der Lelij et al., 2010; Audemard 2014; Audemard y Castilla 2016). El SCPBZ comprende varios bloques tectónicos discretos que se mueven independientemente entre las grandes placas Nazca, Caribe y Suramericana (Figura 1). Entre estos bloques destaca el bloque de Maracaibo (BM) que está delimitado por la falla de Santa Marta-Bucaramanga en Colombia al oeste, la falla de Boconó al este en Venezuela y está separado del bloque de Bonaire por el sistema de falla El Pilar al norte (Audemard y Audemard, 2002; Audemard y Castilla, 2016).

En este contexto tectónico, la convergencia oblicua del bloque de Maracaibo al noroeste y el escudo de Guyana al sureste, así como la reactivación de fallas generadas durante el Mesozoico Temprano por la ruptura y desintegración de Pangea, produjo cabalgamientos, rotaciones, traslaciones y extensiones locales que causaron el levantamiento de Los Andes de Mérida desde el Mioceno Medio (Shagam et al., 1984; Kohn et al., 1984; Colletta et al., 1997; Audemard y Audemard, 2002; Mann et al., 2006; Bermúdez et at., 2010; Monod et al., 2010). Actualmente, este cinturón montañoso se interpreta como la porción sureste de un gran orógeno en flotación entre las placas Caribe y Suramericana, en el cual también están incluidas la Sierra de Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 1; Audemard y Audemard, 2002; Monod et al., 2010).

El campo de esfuerzos regional en el oeste de Venezuela resulta de la adición vectorial de dos esfuerzos máximos horizontales: (1) esfuerzo E-W de la subducción tipo B entre las placas Nazca y Suramérica en la costa del Pacífico en Colombia y (2) esfuerzo orientado NNW-SSE a lo largo del límite sur de la placa Caribe (Audemard y Audemard, 2002). Por tanto, el Bloque de Maracaibo está siendo acortado en la dirección NW-SE, reflejado esto en el crecimiento en dirección vertical de la Sierra de Perijá, la Sierra Nevada de Santa Marta y Los Andes de Mérida, y además está siendo extruido junto con el Bloque de Bonaire hacia el NNE (Audemard y Audemard, 2002; Monod et al., 2010). Así, Los Andes venezolanos están sometidos a partición de esfuerzos, caracterizado por cabalgamientos o corrimientos en ambos flancos y desplazamiento dextral lateral a lo largo de aproximadamente 500 km en el sistema de Fallas de Boconó, cortando la cadena casi en el centro (Figuras 1 y 3; Audemard y Audemard 2002; Monod et al., 2010; Bermúdez et al., 2011).

1.2 Geología regional pre-cretácica

Los Andes venezolanos están constituidos por rocas pre-mesozoicas polideformadas y polimetamorfizadas, cubiertas discordantemente por una serie de rocas mesozoicas y cenozoicas sin metamorfismo y plegadas localmente (Maréchal, 1983). El basamento de Los Andes de Mérida consiste de esquistos metasedimentarios, paragneises y ortogneises del Complejo Iglesias (Figura 3; Kovisars, 1971, 1972; Shagam, 1972; Grauch, 1975; Burkley, 1976; González de Juana et al., 1980; Maréchal, 1983; Bellizzia y Pimentel, 1994). Las primeras descripciones de dicho complejo fueron realizadas por Kündig (1938) y Sutton (1946), quienes describieron ortogneises biotíticos y dioríticos, migmatitas, gneises biotíticos-granatíferos, esquistos micáceos-granatíferos y *sills* de anfibolitas en paragneises. Numerosos granitoides intrusionaron este basamento, principalmente en dos ciclos magmáticos, uno durante el Cámbrico Tardío-

Silúrico (~500-414 Ma) y otro durante el Triásico Medio a Tardío (Figuras 3 y 4; Baquero et al., 2013; van der Lelij *et al.* 2016a).

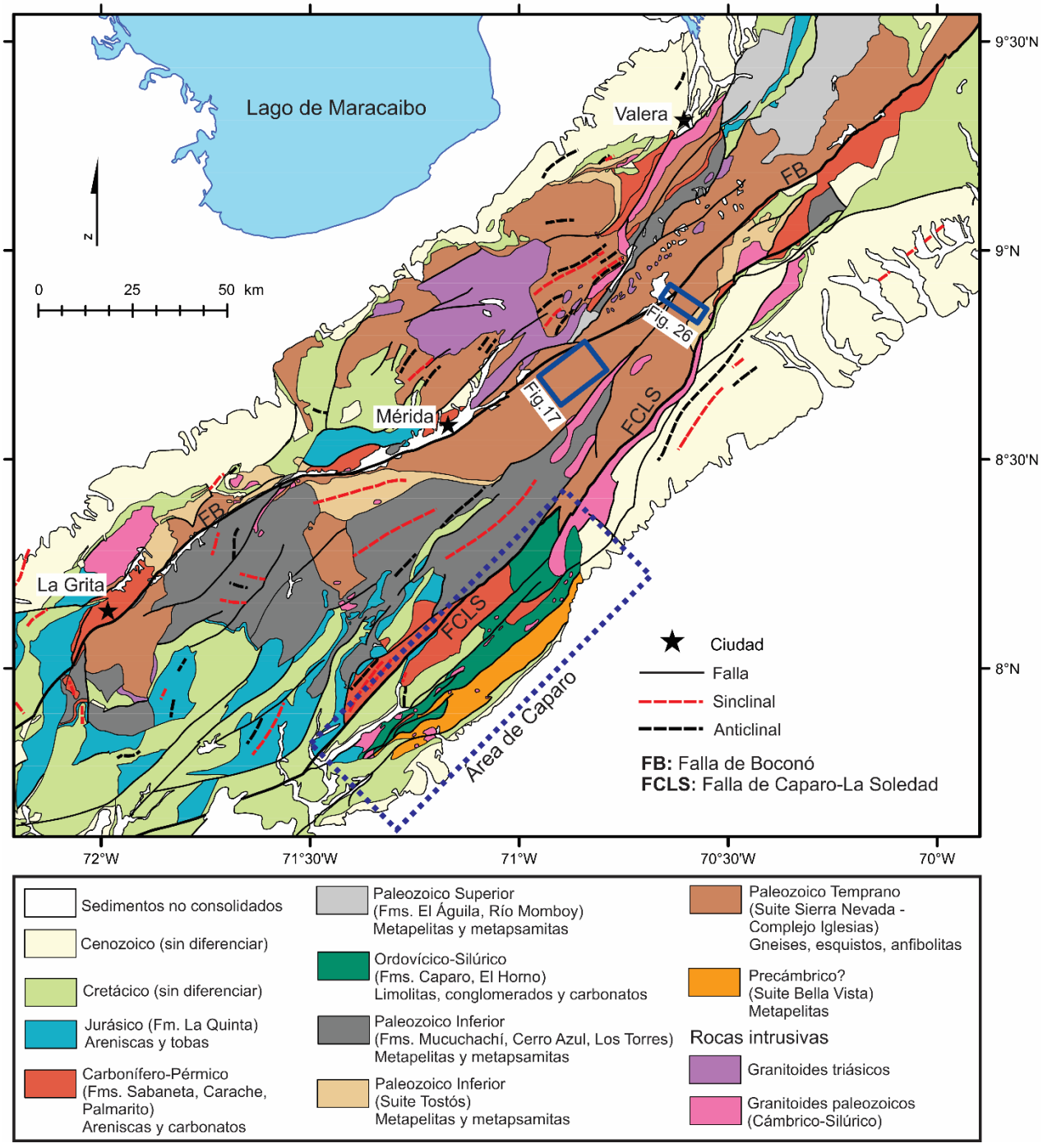


Figura 3. Mapa geológico simplificado de Los Andes de Mérida, modificado de Hackley et al. (2005) y van der Lelij et al. (2016a). Los rectángulos azules de trazo continuo indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en las Figuras 17 y 26. Ubicación relativa en la Figura 1.

El Complejo Iglesias ha sido dividido en tres suites: Sierra Nevada, Bella Vista y Tostós (Shagam, 1972; Odreman y Useche, 1997). La Suite Sierra Nevada (café oscuro en el mapa de la Figura 3) tiene un metamorfismo en la facies de la anfibolita y está compuesta de para- y ortogneises, esquistos metasedimentarios, anfibolitas, migmatitas y localmente, mármol y rocas calcosilicatadas (Schubert, 1968; Ramírez et al., 1972; Kovisars, 1971, 1972; Grauch, 1975). Las suites Tostós y Bella Vista (café claro y naranja en el mapa de la Figura 3, respectivamente) están constituidas de pizarras, filitas, esquistos y cuarcitas metamorfizados a la facies de los esquistos verdes (Shagam, 1972; Grauch, 1975; Burkley, 1976). La transición entre Tostós y Sierra Nevada podría seguir una isógrada metamórfica de acuerdo con Case et al. (1990), pero con base en contactos oscurecidos por fallamiento y grados metamórficos contrastantes, otros autores no consideran a la Suite Tostós como parte del Complejo Iglesias (Grauch 1975; Bellizzia y Pimentel, 1994). Los afloramientos de la Suite Bella Vista están restringidos a un cinturón angosto de unos 10 km de ancho al sur de Los Andes en la región de Caparo (Figura 3), y no tiene contactos expuestos con las suites Sierra Nevada y Tostós. En consecuencia, es conveniente asignar el nombre de Complejo Iglesias a las rocas de alto grado que previamente se definieron como Suite Sierra Nevada, evitando el uso de este último nombre (Figura 3; p. ej., Bellizzia y Pimentel, 1994), por lo que las suites Bella Vista y Tostós están geográficamente separadas del Complejo Iglesias en la Figura 3.

Metasedimentos pelítico-psamíticos de grado bajo (facies de esquistos verdes) mayormente de grano fino cubren discordantemente las rocas del Complejo Iglesias a lo largo de Los Andes de Mérida (Figura 4). Existe mucha controversia sobre la definición de estas unidades metasedimentarias y su posible edad, debido a que múltiples eventos de deformación y metamorfismo hacen casi imposible establecer una secuencia estratigráfica (Bellizzia y Pimentel, 1994). La Suite Tostós es considerada de edad Paleozoico Inferior, debido a que fue intrusionada por un granitoide fechado en 440 ± 50 Ma (U-Pb en zircón del Granito de Estanques; Bukley, 1976), aunque Shagam (1972) sugiere que el contacto entre estas rocas es tectónico. Posibles equivalentes de la Suite Tostós son las formaciones Cerro Azul y Los Torres (Schubert, 1968; García-Jarpa y Campos, 1972; Shagam, 1972; Grauch, 1975). La Formación Mucuchachí es aún más enigmática, pues al parecer incluye tanto metasedimentos intercalados con tobas riolíticas fechadas en el Ordovícico Medio (~453 Ma) como secuencias sedimentarias sin o con muy poco metamorfismo, que contienen fósiles carboníferos (Figura 4; Benedetto, 1980; Bellizzia y Pimentel, 1994; Laya y Tucker, 2012; van der Lelij et al., 2016a). Por otro lado, también se ha sugerido que los metasedimentos de la Suite Tostós pueden ser la parte basal o un equivalente de la Formación Mucuchachí (p. ej., Grauch, 1975; Shagam, 1977). Con la intención de simplificar estas complejidades en las unidades metasedimentarias, en el mapa geológico regional de la Figura 3, se indican las áreas de afloramiento de la Suite Tostós, mientras que las formaciones Mucuchachí, Cerro Azul y Los Torres se denotan como Paleozoico Inferior.

En contraste con las unidades metamórficas del Paleozoico Inferior en Los Andes venezolanos nor-centrales, en el área de Caparo al sur aflora una secuencia no metamorfizada de limolitas, areniscas, conglomerados y calizas del Ordovícico Medio-Silúrico Tardío, correspondiente a las formaciones Caparo y El Horno (Figuras 3 y 4; Gutiérrez-Marco et al., 2011; Gómez, 2014). Estas rocas sedimentarias suprayancen discordantemente a granitoides cambro-ordovícicos y a metasedimentos posiblemente precámbricos (¿?) de la Suite Bella Vista (Shagam, 1972; Burkley, 1976; van der Lelij et al., 2016a). Así, el metamorfismo de las rocas del Complejo Iglesias y de la Suite Bella Vista debió ocurrir previo al Ordovícico Medio, antes de la depositación de secuencias no metamorfizadas (Figura 4; p. ej., Shagam 1972).

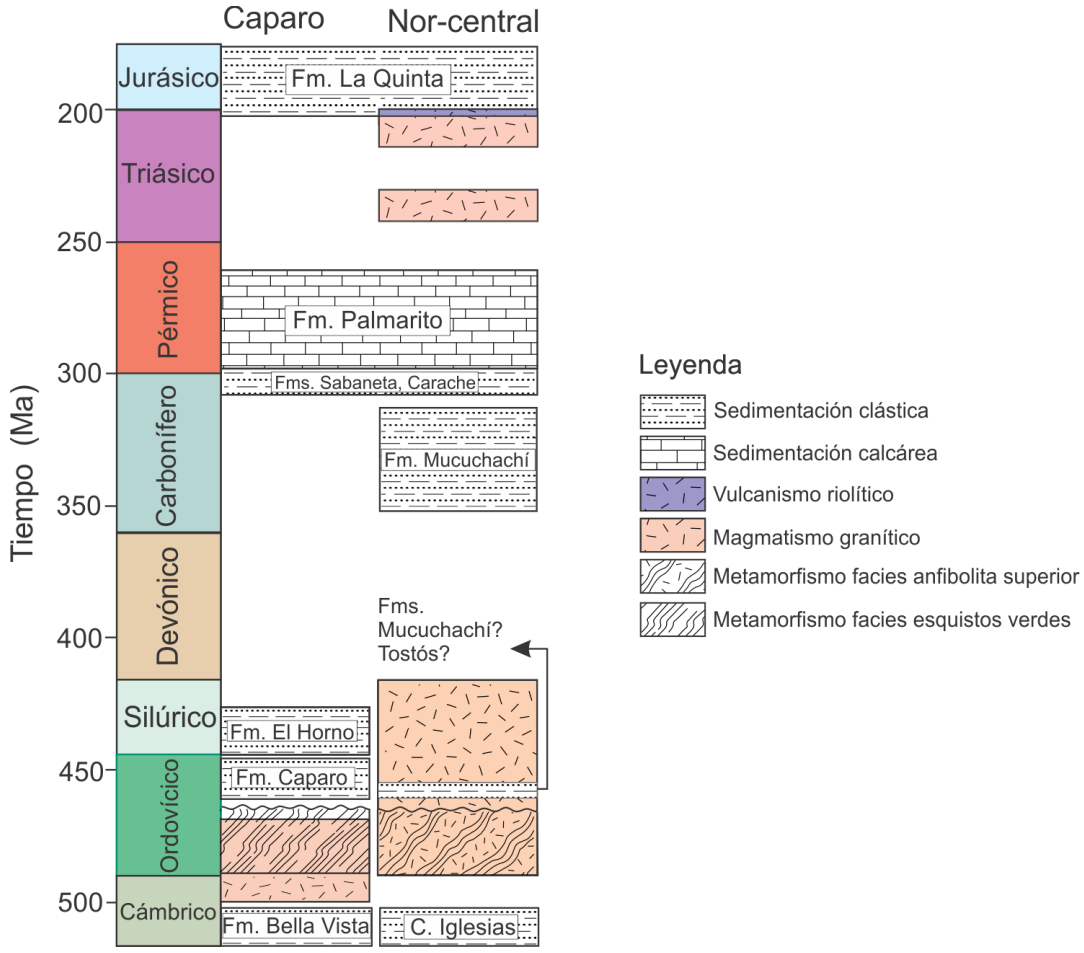


Figura 4. Columna estratigráfica simplificada de rocas pre-Cretácicas de Los Andes de Mérida, modificado de Maréchal (1983), Shagam (1975), Burkley (1976) y van der Lelij et al. (2016a). Se indican las diferencias en la secuencia estratigráfica en el área de Caparo al sur (Figura 3) con respecto a la región nor-central de Los Andes venezolanos.

Después de un hiato en el Devónico-Misisipiense (González de Juana et al., 1980), la región andina fue cubierta por la sedimentación pensilvaniense-pérmica de areniscas y conglomerados continentales, suprayacidos por lutitas y rocas calcáreas (formaciones Sabaneta, Carache y Palmarito; Odreman y Wagner, 1979; Laya y Tucker, 2012). Las rocas sedimentarias del Paleozoico Superior tienen metamorfismo

de grado bajo a medio en las regiones norte y centro de Los Andes (García, 1972; Laya y Tucker, 2012), siendo los equivalentes metamórficos de esta secuencia la Formación El Águila (Kovisars, 1971, 1972) y la Formación Río Momboy (Ramírez et al., 1972). En contraste, en el área de Caparo la secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior de las formaciones Sabaneta, Carache y Palmarito no tiene metamorfismo (p. ej., Laya y Tucker, 2012; Figuras 3 y 4).

El metamorfismo de las rocas del Paleozoico Inferior y Superior en la región nor-central de Los Andes de Mérida y las correspondientes secuencias no metamorfizadas en el área de Caparo al sur podría explicarse en términos de un movimiento dextral-inverso de la Falla de Caparo-La Soledad, debido a que esta estructura probablemente expone niveles de corteza más profundos hacia el noroeste en el bloque techo (Figura 3; Audemard y Audemard, 2002; van der Lelij et al., 2016a).

Un levantamiento causó una caída importante en el nivel del mar y erosión durante el Pérmico Superior, desarrollándose un hiato entre rocas carbonáticas del Guadalupiano Superior (~260 Ma) de la Formación Palmarito y las capas rojas de la Formación La Quinta del Jurásico Temprano que los suprayacen (Laya y Tucker, 2012). Estas capas rojas están compuestas de areniscas interdigitadas con tobas riolíticas, probablemente relacionadas a un ambiente de retro-arco o *back-arc* (González de Juana et al., 1980; van der Lelij et al., 2016a).

1.3 Revisión de datos geocronológicos del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida

En la Figura 5 se presenta la distribución de muestras con análisis geocronológicos realizados por varios autores en rocas del Complejo Iglesias, señalando las edades reportadas con las respectivas incertidumbres. La mayor parte de los datos geocronológicos fueron obtenidos durante los años 60s, 70s y 80s, siendo comúnmente fechamientos de Rb-Sr y K-Ar en minerales y roca total, así como análisis de U-Pb en zircón por dilución isotópica. Las edades Rb-Sr están comprendidas entre aproximadamente 400 y 290 Ma, con tres edades entre ~240-200 Ma. Las edades K-Ar son mayoritariamente permo-triásicas (~280-224 Ma). Una isócrona Rb-Sr de seis puntos en muestras de roca total del ortogneis del Páramo El Batallón cerca de La Grita da una edad de 440 ± 40 Ma (2σ), que se interpreta como el último período intenso de metamorfismo del basamento cristalino en esta región (Kovach et al., 1977). Una conclusión similar puede inferirse de una edad Rb-Sr en muscovita de 410 ± 40 Ma (2σ), reportada por Bass y Shagam (1960). Sin embargo, estas edades tienen errores grandes y pueden ser difíciles de interpretar en terrenos metamórficos de media a alta P-T, debido a pérdida de Ar y Sr radiogénico en eventos termales o por

alteraciones químicas. Zircones del ortogneis de Puente Real (35 en la Figura 5) fechados por Burkley (1976) y por van der Lelij et al. (2016a) son consistentes con una edad de cristalización ordovícica.

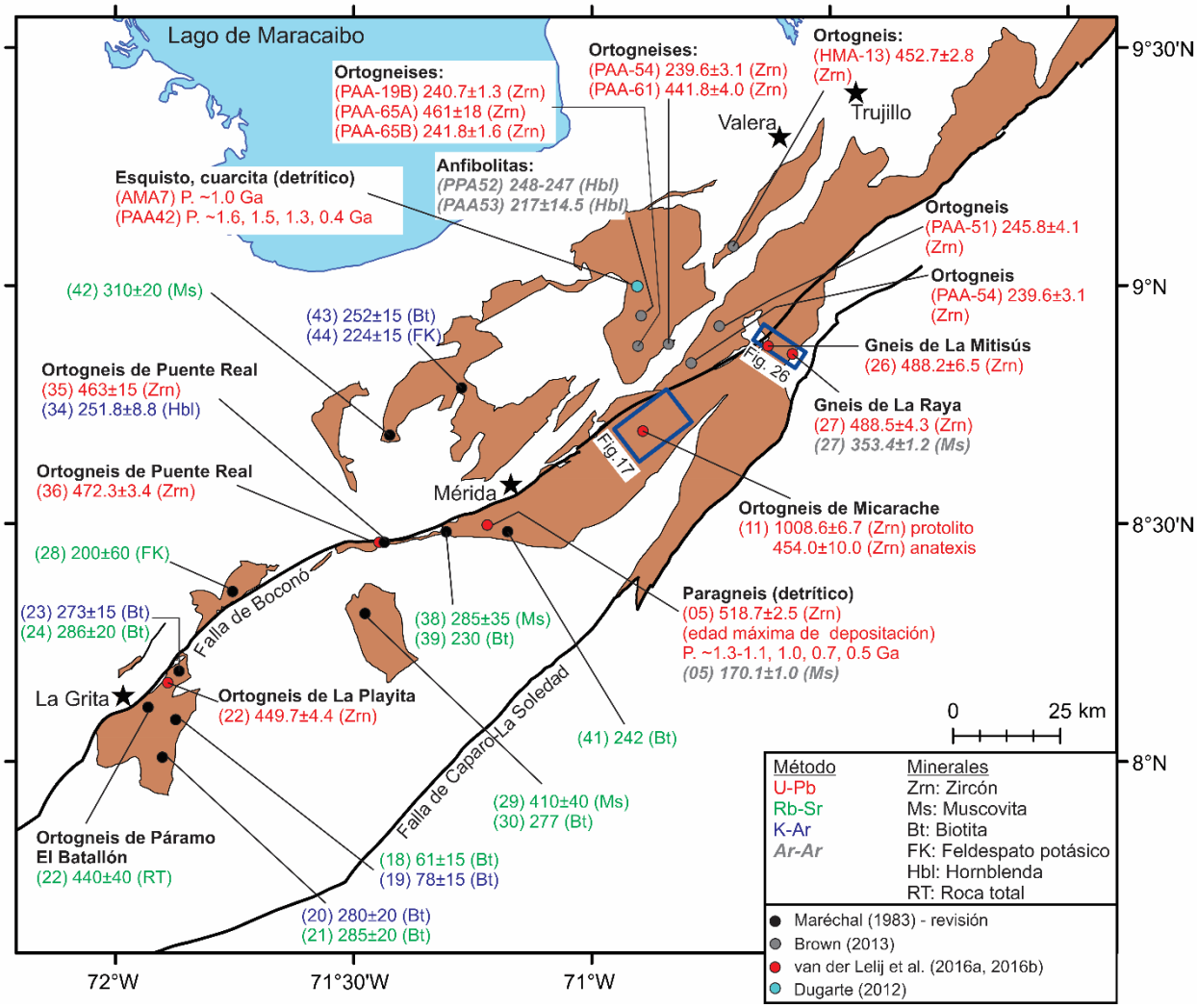


Figura 5. Síntesis de datos geocronológicos del Complejo Iglesias (color café) en Los Andes de Mérida. Los círculos indican la ubicación de las muestras y los colores el trabajo donde está documentado, de acuerdo con la leyenda. Los números entre paréntesis al inicio de las edades indican los códigos de muestras asignados por los autores (de campo o revisión). P: picos (para análisis detríticos). Si existen, se indican nombres informales de unidades de roca asignados por los autores o el tipo de roca analizada. La revisión de Maréchal (1983) incluye datos de las primeras dataciones Rb-Sr en Los Andes de Mérida reportadas por Bass y Shagam (1960) y también de los fechamientos U-Pb en zircones por dilución isotópica de Burkley (1976). Los rectángulos azules indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en la Figuras 17 y 26.

Dugarte (2012) realizó dataciones U-Pb en zircones detríticos de varias unidades paleozoicas de Los Andes de Mérida. El análisis de un esquisto muscovítico (AMA7) y una cuarcita micácea (PAA42) del Complejo Iglesias dio como resultado picos a 1.54 Ga, 1.45 Ga, 1.32 Ga, 1.18 y 1.01 Ga en el diagrama de densidad de probabilidad, con un total de 161 granos fechados. En estas muestras se indica un pico secundario formado por siete zircones a ~428 Ma (Silúrico) que, según el autor, pudiesen tener un origen ígneo de

acuerdo a relaciones U-Th entre 6 y 20. Otros datos geocronológicos U-Pb en zircones del Complejo Iglesias han sido publicados por Brown (2013), quien obtuvo edades de concordia de cinco ortogneises de edad Triásico Medio (~245-240 Ma) y tres ortogneises del Ordovícico-Silúrico (~460-440 Ma), con todos los análisis medidos en los bordes de los zircones. Sin embargo, no está claro si esos bordes de zircón corresponden a edades de cristalización o de metamorfismo.

Cuatro ortogneises cuarzo-feldespáticos que varían su composición entre micáceos y hornbléndicos tienen edades U-Pb de concordia comprendidas entre ~489-470 Ma y 450 Ma (van der Lelij et al., 2016a). En este último trabajo, el protolito ígneo del ortogneis de Micarache tiene una edad concordante del Esténico (Mesoproteorozico Tardío) de 1008.6 ± 6.7 Ma (2σ) con bordes anatécticos ordovícicos a 454 ± 10 Ma (2σ), siendo una evidencia indirecta de la posible existencia de basamento tipo Rodinia en Los Andes de Venezuela. Los núcleos de zircones de un paragneis muestran picos a ~1.3-1.1 Ga, 1.0 Ga, 0.8 Ga, 0.7-0.6 Ga y 0.5 Ga en diagramas de densidad de probabilidad (van der Lelij et al., 2016a); el zircón más joven en esta muestra tiene una edad $^{238}U/^{206}Pb$ aparente de 505.0 ± 9.4 Ma (2σ), mientras que el grupo más joven de cinco análisis equivalentes estadísticamente tienen una edad media ponderada $^{238}U/^{206}Pb$ de 518.7 ± 2.5 Ma, que los autores consideran como la máxima edad de depositación de los protolitos sedimentarios del paragneis.

Brown (2013) realizó dataciones ^{40}Ar-^{39}Ar en hornblenda de anfibolitas, que denotaron dos períodos de metamorfismo durante el Triásico: uno a ~248 Ma de carácter regional y otro a ~217 Ma de contacto, este último como consecuencia de intrusiones graníticas. La edad ^{40}Ar-^{39}Ar de meseta en muscovita para el gneis granítico de La Raya de 353.4 ± 1.2 Ma (2σ), junto con otros granitoides de Los Andes centrales con fechas ^{40}Ar-^{39}Ar de micas entre ~380 y ~324 Ma, ha sido interpretado como el periodo de enfriamiento en el que se pudo depositar la Formación Mucuchachí en el Devónico Superior-Carbonífero (van der Lelij et al., 2016a). Estos fechamientos de ca. 380-350 Ma son más antiguos que la mayoría de edades ^{40}Ar-^{39}Ar obtenidas para rocas cristalinas en Los Andes nor-centrales, comprendidas entre ~257 y ~200 Ma, lo que puede sugerir que (1) en el Pérmico Tardío y Triásico estos gneises y granitoides ya estaban por debajo de la temperatura de cierre de la muscovita (440 ± 50 °C) o (2) hubo pérdida parcial de Ar en las fases minerales analizadas antes de ~257 Ma (van der Lelij et al., 2016a). Un pequeño grupo de edades K-Ar, Rb-Sr y ^{40}Ar-^{39}Ar están en el rango de ~170-61 Ma en paragneises y pegmatitas del Complejo Iglesias (Maréchal, 1983; van der Lelij et al. 2016b), las cuales son más jóvenes que la depositación de la Formación La Quinta (Jurásico Temprano). El significado de estas edades no es claro, pero en parte presentan algunas perturbaciones, al menos en el sistema K-Ar, y es posible que no tengan ningún significado geológico.

1.4 Metamorfismo en el basamento de Los Andes de Mérida

1.4.1 Tipos de roca y asociaciones mineralógicas

La deformación y el metamorfismo múltiple han dificultado que, en la mayoría de estudios en el Complejo Iglesias, se pudieran cartografiar unidades, o incluso, trazar zonas metamórficas e isógradas. En la Tabla 1 se indican los principales tipos de roca y las respectivas asociaciones mineralógicas de dicho complejo. Las rocas más abundantes son los esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos, cuya asociación mineralógica incluye generalmente mica oscura (biotita), mica blanca (muscovita), granate (almandino) y los polimorfos de aluminosilicato, sillimanita, cianita y andalucita, los cuales comúnmente coexisten en pares (Grauch, 1975).

Tabla 1. Principales tipos de roca y asociaciones mineralógicas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida.

Roca	Asociación mineralógica*	Región**	Observaciones	Referencia
Esquisto	Qtz + Pl ± Kfs ± Ms ± Bt ± Sill ± Grt	Sur y norte de Mucuchíes, Barinitas-Santo Domingo, Timotes-La Puerta	Todas las asociaciones incluyen minerales opacos ± un grupo secundario de clorita y epidota	Schubert (1968) Kovisars (1971, 1972), Ramírez et al. (1972), Grauch (1975)
Gneis				
Esquisto estaurolítico	Qtz + Pl + St+ Bt + Ms ± Grt ± And ± Ky ± Sill	Sur y norte de Mucuchíes, Timotes-La Puerta	Todas las asociaciones incluyen minerales opacos ± clorita secundaria	Kovisars (1971, 1972); Ramírez et al. (1972), Grauch (1975)
Anfibolita *Esquisto anfibólico* *Gneis anfibólico*	Pl + Hbl ± Act ± Bt + Qtz ± Grt ± Kfs + Ep ± Ttn ± Ap ± Opq	Sur y norte de Mucuchíes, Barinitas-Santo Domingo, Timotes-La Puerta	En esquistos actinolíticos, la clorita y el epidota son fases estables a meta-estables.	Schubert (1968); Kovisars (1971, 1972); Ramírez et al. (1972), Grauch (1975)

* Abreviaturas según Whitney y Evans (2010). Act: actinolita, And: andalucita, Ap: apatito, Bt: biotita, Ep: epidota, Grt: granate, Hbl: hornblenda, Kfs: feldespato potásico, Ky: cianita, Ms: muscovita, Opq: opacos, Pl: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sill: sillimanita, St: estaurolita, Ttn: titanita.
** Poblados señalados en la Figura 6.

La sillimanita en rocas metasedimentarias se presenta como intercrecimientos con biotita, como inclusiones en cuarzo y feldespato, como inclusiones en porfidoblastos de muscovita y como pseudomorfos de andalucita y/o cianita (Grauch, 1975). La andalucita puede presentarse como porfidoblastos de hasta seis centímetros de diámetro, en los que puede identificarse la cruz de chiastolita, con cianita, sillimanita y estaurolita como inclusiones (Grauch, 1975). La estaurolita en esquistos es generalmente idioblástica y tiene dos hábitos: donde no se asocia con andalucita y como cristales individuales o pseudormorfos de andalucita; su distribución en equilibrio está restringida a las franjas que

se muestran en la Figura 6, aunque a escalas menores la distribución está regida por cambios en la composición de la roca total, denotado esto por la alternancia de esquistos con y sin estaurolita (Kovisars, 1971, 1972; Grauch, 1975). La estaurolita puede medir de dos a cuatro centímetros y generalmente se asocia con biotita y granate (Ramírez et al., 1972). Las fases accesorias en esquistos y gneises son apatito, zircón, epidota, zoisita, titanita y turmalina (Kovisars, 1971, 1972; Ramírez et al., 1972; Grauch, 1975).

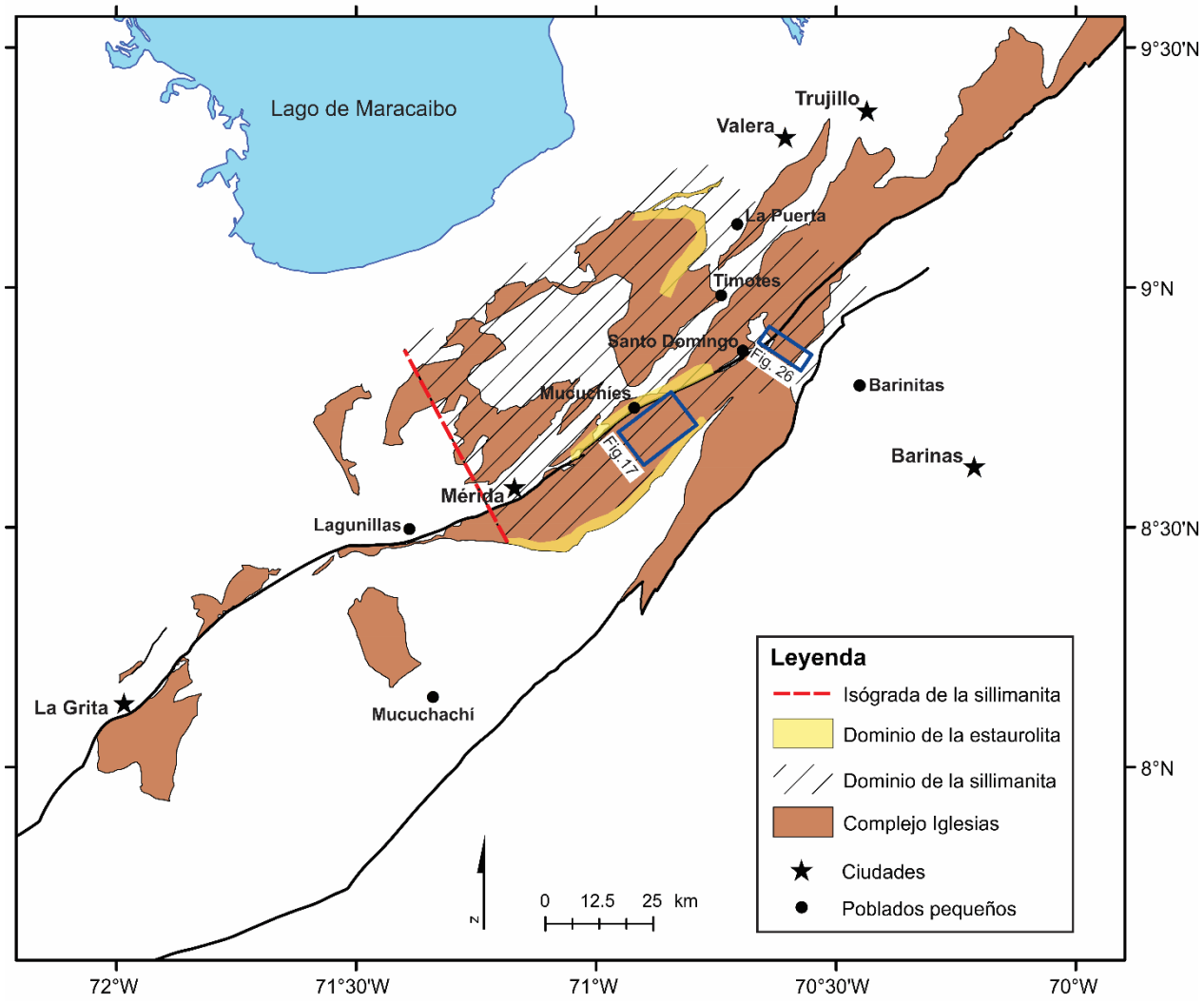


Figura 6. Distribución aproximada de la sillimanita y la estaurolita en el Complejo Iglesias propuesta por Grauch (1975). De acuerdo con el autor, el límite orientado NW-SE de la sillimanita puede representar un cambio de P-T o un cambio en la composición química de los protolitos. En este último caso, no sería una verdadera isógrada. Los rectángulos azules indican las áreas de estudio seleccionadas en esta investigación, cuyos mapas geológicos se muestran en la Figuras 17 y 26

De carácter notable es el trazo aproximado de la isógrada de la sillimanita propuesta por Grauch (1975), ubicado al sur de la Ciudad de Mérida y orientada casi perpendicular a la cadena andina (Figura 6). Al norte de la isógrada la sillimanita es estable o meta-estable, mientras que al sur de la misma este mineral está prácticamente ausente. El autor propone que la isógrada puede definir cambios de presión y temperatura, o que esta separación más bien se deba a un cambio en la composición química de los protolitos.

Las anfibolitas se presentan como *sills* o lentes en los gneises, aunque también son capas que tienen continuidad lateral, pudiendo en algunos casos considerarse como "horizontes guías" (Kovisars, 1971, 1972). Son mayormente hornbléndicas-plagioclásicas, en las que puede coexistir biotita, titanita y localmente, granate (Grauch, 1975; Kovisars, 1971, 1972). También se han reportado esquistos anfibólicos con actinolita y clorita (Ramírez et al., 1972).

Tres unidades informales del Complejo Iglesias se definieron en una región entre Santo Domingo y Barinitas (Schubert, 1968): (1) gneis bandeado de La Mitisús, (2) gneis granítico de La Raya y (3) esquistos y cuarcitas de El Alambique (Figura 26). El primero consiste mayormente de gneises micáceos granatíferos y anfibolitas. El segundo tiene composición monzogranítica, que varía entre granitoide de dos micas y hornbléndico. Los esquistos y cuarcitas de El Alambique forman una serie de capas alternadas de cuarcitas laminadas de color café claro y esquistos micáceos verdosos-grisáceos.

Son comunes en el complejo las rocas graníticas leucocráticas y también las pegmatitas y aplitas con muscovita y biotita (Schubert, 1968; Grauch, 1975). Entre los tipos de rocas menos abundantes se incluyen cuarcitas, gneis piroxénico (con hornblenda y granate) y mármol (Grauch, 1975). También se ha reportado granulita piroxénica blanca con cuarzo, microclino, plagioclasa y ortopiroxeno, cuyo origen puede ser por metamorfismo de contacto de diques aplíticos que intrusionaron gneises (Schubert, 1968). Sin embargo, son muy pocas las descripciones que existen sobre rocas que contienen piroxeno en la asociación mineralógica. En cualquier caso, la presencia de estructuras migmatíticas y las asociaciones mineralógicas en equilibrio indican una facies de la anfibolita superior para el Complejo Iglesias (p. ej., Schubert, 1968; Grauch, 1975; Ramírez et al., 1972; Kovisars, 1971, 1972; van der Lelij et al., 2016a).

1.4.2 Eventos de deformación y metamorfismo

En la Tabla 2 se muestra una síntesis de los eventos de metamorfismo y deformación propuestos por algunos autores para Los Andes de Mérida. En general es aceptado que el Complejo Iglesias sufrió al menos dos períodos importantes de metamorfismo, uno durante el Paleozoico Inferior en la facies de la anfibolita (Figura 4), y otro durante el Paleozoico Superior, de menor intensidad, en la facies de los esquistos verdes. Una excepción es el trabajo de Maréchal (1983), donde se estima que el evento tectonometamórfico mayor fue en el Pensilvaniense, basándose en edades K-Ar de ~290-285 Ma en pegmatitas intrusionando metasedimentos de la Formación Mucuchachí y la Suite Tostós. La intrusión de un granitoide del Triásico Tardío (Granodiorita de El Carmen, edad U-Pb 211.2 ± 1.2 Ma, 2σ; van der Lelij et al., 2016a) produjo una aureola metamórfica en filitas y pizarras del Paleozoico Superior (Formación El Águila), en la que son

identificables andalucita y cordierita como fases del metamorfismo de contacto M_3 planteado por Kovisars (1971, 1972).

Los anticlinales y sinclinales en el Complejo Iglesias tienen pliegues axiales con rumbo de ejes noreste (10-50°) paralelo a la orientación de Los Andes venezolanos, que se aproximan a la vertical o buzan al NW (Schubert, 1968; Kovisars, 1971, 1972; Grauch, 1975). De acuerdo a Grauch (1975), el Complejo Iglesias fue sometido al menos a dos periodos de plegamiento: F_1 (D_1) que son pliegues migmatíticos isoclinales, con planos axiales paralelos a la foliación y, F_2 (D_2), que son pliegues más abiertos y cilíndricos. Kovisars (1971, 1972) propone que la deformación mayor D_1 generó pliegues cilíndricos y un plegamiento transversal posterior durante D_2 modificó este patrón, desarrollándose un sistema regional de pliegues no cilíndricos y no planares.

Tabla 2. Síntesis de los eventos de metamorfismo (M) y deformación (D) propuestos por algunos autores para Los Andes de Mérida. La escala del tiempo geológico es cualitativa.

Era	Época	Shagam (1972b)	Kovisars (1971)	Grauch (1975)	Maréchal (1983)
Mesozoico	Triásico	M_3, D_3 - f. esq. verdes	M_3 – met. contacto		
Paleozoico	Pérmico		M_2, D_2 – f. esq. verdes	M_2, D_2 – f. esq. Verdes	M_2, D_2 - f. esq. Verdes
	Carbonífero				M_1, D_1 - f. anfibolita
	Devónico				
	Silúrico				
	Ordovícico				
	Cámbrico	M_2, D_2 - f. esq. verdes	M_1, D_1 - f. anfibolita	M_1, D_1 – f. anfibolita	
Precámbrico		M_1, D_1 - f. anfibolita			

El desarrollo de un plano de anisotropía definido por minerales metamórficos que llevan una lineación de estiramiento regionalmente orientada NE-SW tanto en el Complejo Iglesias como en las unidades Tostós y Mucuchachí suprayacentes, indica que estas rocas fueron deformadas simultáneamente (Maréchal, 1983). Dicha esquistosidad sin-metamórfica se encuentra afectada por pliegues de amplitud centimétrica a kilométrica orientados NE-SW (F_2), verticales hasta volcados hacia el NW, que también se identificaron en la secuencia carbonífera-pérmica de las formaciones Sabaneta y Palmarito (Maréchal, 1983). Por tanto, la deformación conjunta de rocas del Paleozoico Inferior y Superior ocurrió probablemente en el Permo-Triásico (Grauch, 1975; Maréchal, 1983), que fue un período de levantamiento y no depositación en Los Andes de Mérida (Figura 4).

Hacia el suroeste de Los Andes, aproximadamente al NE de La Grita en la Figura 3, el Complejo Iglesias no parece estar influenciado por el patrón de plegamiento F_2, ya que los ejes de los pliegues están orientados

al N-NW. Esto puede indicar que hacia el suroeste el metamorfismo fue cada vez menor, porque al sur las unidades Mucuchachí y Tostós tienen menor grado metamórfico que en los alrededores de Mérida y en regiones más al norte (Shagam, 1972; Grauch, 1975). Entonces, es posible que las rocas del Complejo Iglesias al suroeste, en el llamado Bloque de Chacantá, se hayan comportado más frágilmente que dúctilmente durante el metamorfismo del Paleozoico Superior (Grauch, 1975; Shagam, 1972).

1.5 Justificación

Los trabajos mencionados en secciones anteriores constituyen un aporte valioso en el entendimiento de la evolución geológica de la región de Los Andes de Mérida durante el Paleozoico y Mesozoico Temprano. Sin embargo, son de carácter relativamente regional y, los más recientes, están enfocados principalmente a la obtención de nuevos datos de geocronología U-Pb en zircón (p. ej., Dugarte, 2012; Brown, 2013; van der Lelij et al., 2016a). Por tanto, la mayoría de la historia sedimentaria, ígnea y metamórfica del basamento de Los Andes de Mérida está poco entendida.

Los estudios en pequeñas áreas de terrenos metamórficos complejos son necesarios para definir aspectos geológicos críticos, y para la adquisición de datos geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y estructurales bien controlados. Así, esta investigación estuvo enfocada en la revisión de la cartografía geológica de dos áreas en la región central de Los Andes venezolanos (Figuras 3, 5, 6), y también a ampliar la base de datos geocronológica U-Pb en zircón y la caracterización química e isotópica del basamento, a través de diversos métodos isotópicos (Sm-Nd, Lu-Hf, ^{18}O) y técnicas analíticas modernas. Así, se proporciona una base robusta para el establecimiento de la historia magmática y de metamorfismo múltiple en el Complejo Iglesias. Los resultados obtenidos se correlacionaron con datos publicados tanto de Los Andes de Mérida, como de otros terrenos perigondwánicos en Colombia, América Central y Sur de México, proveyendo un marco tectónico regional en el NW de Gondwana.

1.6 Hipótesis

La mayoría de la historia ígnea y metamórfica del basamento de Los Andes de Mérida está poco entendida. El Complejo Iglesias podría estar constituido por un basamento metaígneo, relacionado al ensamble del supercontinente Rodinia hace ~1 Ga. Esto se supone ya que en otros terrenos peri-gondwánicos son comunes los remanentes de este basamento meso-neoproterozoico (Figura 2), como es el caso del Bloque Maya (sur de México-América Central) y en varias localidades de la región andina de Colombia. Sobre las rocas esténicas-tónicas pudieron depositarse sedimentos ediacáricos intrusionados por magmatismo E-

MORB sinsedimentario, relacionados a la ruptura de Rodinia, como en el Macizo de Chiapas en el sur de México y en el Macizo de Santander en Colombia. Estas secuencias constituyen los protolitos de paragneises y esquistos que posiblemente fueron metamorfizados durante el Paleozoico Temprano a la facies de la anfibolita superior, pudiendo llegar a la facies de las granulitas. Posteriormente, el basamento fue intrusionado por magmatismo félsico y máfico en el Ordovícico-Silúrico. Un magmatismo bimodal similar también ha sido documentado en el Macizo de Chiapas y en el Complejo Acatlán, aunque se ha propuesto que este magmatismo puede estar asociado a un ambiente de *rift* o de arco volcánico continental. Por último, el Complejo Iglesias pudo estar afectado por uno o varios eventos tectono-termales entre el Carbonífero Tardío y el Triásico.

1.7 Objetivos

1.7.1 Objetivo General

Proponer un modelo petrogenético que explique el origen y la evolución de la diversidad de rocas que forman el basamento cristalino del Complejo Iglesias en la región central de Los Andes de Mérida, Venezuela, mediante la integración de datos de campo, petrografía, geoquímica, geocronología y análisis isotópicos, para el establecimiento de la relación de Los Andes venezolanos con otros terrenos en la esquina NW de Gondwana, en un contexto geodinámico durante el Paleozoico Temprano.

1.7.1 Objetivos específicos

- Establecer las relaciones de campo de las rocas ígneas y metamórficas que forman el Complejo Iglesias, mediante descripción, muestreo y análisis petrográfico para la determinación de tipos litológicos, texturas y asociaciones mineralógicas, estableciendo así las condiciones P-T de metamorfismo.
- Definir la química en roca total de elementos mayores, menores y elementos de tierras raras (REE) en rocas ígneas y metamórficas seleccionadas del Complejo Iglesias, incluyendo la caracterización química de las anfibolitas, para la determinación del origen y procesos que han afectado la composición de estas rocas.
- Realizar ensayos geocronológicos U-Pb en zircones con la finalidad de comprobar la existencia de rocas tipo Rodinia (~ 1 Ga) en el Complejo Iglesias, además del reconocimiento y caracterización de eventos magmáticos, metamórficos y anatécticos durante el Fanerozoico.
- Determinar las firmas isotópicas de Nd-Hf en roca total y Hf-O en zircón en rocas del Complejo Iglesias, para el modelado de fuente y procesos petrogenéticos.

Capítulo 2. Metodología

En este trabajo se realizó mapeo geológico del basamento metamórfico en Los Andes Centrales de Venezuela, recolectando 87 muestras de diversos tipos litológicos del Complejo Iglesias (Figuras 88 y 89 en Anexos). La clasificación y descripción de las rocas durante la etapa de campo y de laboratorio se llevó a cabo siguiendo las recomendaciones de la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Metamórficas (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks - SCMR) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (International Union of Geological Sciences - IUGS). El estudio en el microscopio petrográfico (Tabla 17 en Anexos) estuvo enfocado en determinar asociaciones mineralógicas estables o meta-estables y el patrón textural, con la intención de estimar los protolitos, las facies metamórficas (condiciones P-T) y procesos de retrogresión. En algunos casos se realizaron secciones finas pulidas, que luego fueron cubiertas con carbono para la obtención de imágenes de electrones retrodispersados (BSE) en un microscopio electrónico Jeol JSM35C, instalado en el laboratorio de Microscopía Electrónica de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE, para llevar a cabo análisis semi-cuantitativos de ciertos minerales para su identificación y también para analizar con mejor detalle texturas de intercrecimiento, equilibrio/desequlibrio, etc.

De acuerdo a las relaciones de campo y características petrográficas, se seleccionaron muestras para geoquímica e isotopía de los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf en roca total, geocronología con el método U-Pb e isotopía Lu-Hf y ^{18}O en zircón, y geocronología por el método Rb-Sr en micas. Todas las preparaciones de muestras se realizaron en el Laboratorio de Procesamiento de Rocas y Separación de Minerales, del Departamento de Geología en CICESE. Las rocas fueron cortadas con una sierra para la preparación de secciones delgadas, y también para remover bordes meteorizados antes de la pulverización en una prensa mecánica de alta resistencia de carburo de hierro. Luego se separaron alícuotas representativas para análisis químico e isotópico, que fueron pulverizadas en una cámara con anillos de carburo de tungsteno. En esta última pulverizadora, se introduce antes un poco de material de la muestra para pre-contaminar, cuyo polvo es desechado, y luego se introduce la alícuota que será depositada en los frascos de almacenamiento de las muestras para geoquímica e isotopía.

A continuación, se describen los protocolos utilizados en las diversas técnicas analíticas empleadas en esta tesis, y sus respectivos procedimientos para la preparación de muestras, mediciones, reducción y corrección de datos. En algunos casos, se proporcionan algunas bases teóricas para el entendimiento de los sistemas isotópicos y cómo se extrae información geológica de los mismos.

2.1 Geoquímica en roca total

Los análisis químicos de 40 muestras de roca (Tabla 18 en Anexos) se determinaron en los laboratorios comerciales Actlabs (Ontario, Canadá). El paquete ordenado fue el 4lithores, que consiste de una combinación de los paquetes 4B y 4B2 (años 2016 a 2018). Los límites de detección inferior y superior en la medición cuantitativa de los óxidos y elementos traza se indican en la Tabla 3.

Tabla 3. Elementos químicos determinados, límite de detección y límite superior, de acuerdo con información proporcionada por Actlabs (2018).

Óxido o elemento		Unidad	Límite de detección	Límite Superior	Elemento		Unidad	Límite de detección	Límite Superior
Mayoritarios/minoritarios	SiO_2	%	0.01	-	Trazas	In	ppm	0.1	200
	Al_2O_3	%	0.01	-		La	ppm	0.05	2000
	Fe_2O_3(T)	%	0.01	-		Lu	ppm	0.002	1000
	MnO	%	0.001	-		Mo	ppm	2	100
	MgO	%	0.01	-		Nb	ppm	0.2	1000
	CaO	%	0.01	-		Nd	ppm	0.05	2000
	Na_2O	%	0.01	-		Ni	ppm	20	10000
	K_2O	%	0.01	-		Pb	ppm	5	10000
	TiO_2	%	0.001	-		Pr	ppm	0.01	1000
	P_2O_5	%	0.01	-		Rb	ppm	1	1000
	LOI*	%	0.01	-		Sb	ppm	0.2	200
Trazas	Ba	ppm	3	500,000		Sc	ppm	1	-
	Be	ppm	1	-		Sm	ppm	0.01	1000
	Bi	ppm	0.1	2000		Sn	ppm	1	1000
	Ce	ppm	0.05	3000		Sr	ppm	2	10000
	Co	ppm	1	1000		Ta	ppm	0.01	500
	Cr	ppm	20	10 000		Tb	ppm	0.01	1000
	Cs	ppm	0.1	1000		Th	ppm	0.05	2000
	Cu	ppm	10	10 000		Tl	ppm	0.05	1000
	Dy	ppm	0.01	1000		Tm	ppm	0.005	1000
	Er	ppm	0.01	1000		U	ppm	0.01	1000
	Eu	ppm	0.005	1000		V	ppm	5	10000
	Ga	ppm	1	500		W	ppm	0.5	5000
	Gd	ppm	0.01	1000		Y	ppm	0.5	10000
	Ge	ppm	0.5	500		Yb	ppm	0.01	1000
	Hf	ppm	0.1	1000		Zn	ppm	30	10000
	Ho	ppm	0.01	1000		Zr	ppm	1	10000

*LOI: Pérdida por ignición.

De acuerdo a información proporcionada en la página web de Actlabs (http://www.actlabs.com), las muestras se preparan y analizan en un sistema por lotes, conteniendo cada lote un blanco, un material certificado de referencia y un 17% de repeticiones. Los polvos de roca se mezclan con un flujo de

metaborato de litio y tetraborato de litio y se funden en un horno de inducción, con el fin de bajar el punto de fusión para todos los minerales, incluyendo lo más refractarios (zircón, opacos, etc.). Luego se vierte el vidrio en una solución de ácido nítrico al 5% y se mezcla continuamente hasta que se disuelve por completo (~ 30 minutos). En el código 4B, se miden óxidos y los elementos traza Ba, Be, Sc, Sr, V, Y y Zr por espectroscopia de emisión atómica con plasma inductivamente acoplado (ICP-AES), de manera simultánea o secuencial con los equipos Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II y Varian Vista 735. La calibración se realiza utilizando siete materiales de referencia certificados (USGS y CANMET). Uno de los siete estándares se usa durante el análisis para cada grupo de 10 muestras. El resto de los elementos traza fueron determinados bajo el código 4B2, en el que las muestras se analizan por espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS,) utilizando equipos Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000.

Los datos de análisis químicos en roca total fueron procesados usando los programas GCDkit® 5.0 (Janoušek et al., 2006) y Excel® 2016.

2.2 Introducción a la geocronología

La radioactividad se puede describir como un evento cuya probabilidad de ocurrencia por unidad de tiempo es invariante (p. ej., Albarède, 2009). La probabilidad de que un nucleido radioactivo decaiga por unidad de tiempo se denota como λ, que comúnmente se conoce como constante de decaimiento, y es específica del nucleido radioactivo (N) que se considere (p. ej., Albarède, 2009). Así, en ausencia de ganancia o pérdida, la proporción de átomos padres (nucleidos radioactivos) que desaparecen por unidad de tiempo es constante y se expresa mediante la ecuación (p. ej., Faure y Mensing, 2005):

$$-\left(\frac{\mathrm{dN}}{\mathrm{dt}}\right) = \lambda \mathrm{N} \tag{1}$$

Para un reloj geocronológico dado, la ecuación de isócrona se define como (p. ej., Albarède, 2009):

$$\left(\frac{D}{D'}\right)_t = \left(\frac{D}{D'}\right)_0 + \left(\frac{P}{D'}\right)_t \left(e^{\lambda t} - 1\right) \tag{2}$$

Donde P = átomos padres, D = átomos hijos o nucleido radiogénico, D' = átomos de un isótopo estable del mismo elemento y λ = constante de decaimiento. (Ln(2)/λ) es la expresión de la vida media o $t_{1/2}$, es decir, el tiempo que toma para que la mitad de los nucleidos padres decaigan a sus respectivos hijos. En un gráfico de *x* = P/D' vs. *y* = D/D', una serie de subsistemas de la misma edad T caerán en una línea recta de

pendiente ($e^{\lambda t} - 1$), cuya intersección con el eje *y* sería la relación isotópica inicial $(D/D')_0$, que es igual para todo un sistema inicialmente en equilibrio isotópico. Este tipo de diagrama es conocido como gráfico de isócrona.

El decaimiento radioactivo en ciertos sistemas isotópicos como Rb-Sr, Sm-Nd y Lu-Hf ha recibido enorme atención, debido a que pueden utilizarse en primer lugar para obtener edades de las rocas y en minerales con alta relación padre/hijo (Lu/Hf, Sm/Nd, Rb/Sr) y, en segundo lugar, como trazadores isotópicos para estudiar la evolución química de la Tierra y otros materiales del Sistema Solar, proveyendo información de diferenciación manto-corteza, evolución del manto, fuentes magmáticas y sedimentarias, así como procesos de engrosamiento y reciclaje en cortezas maduras (Patchett y Samson, 2003; Albarède, 2009; Vervoort, 2014).

2.3 Geocronología U-Pb en zircón

El Pb tiene cuatro isótopos naturales, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb y ^{208}Pb, de los cuales los últimos tres tienen un componente radiogénico, producido a través del decaimiento de ^{238}U, ^{235}U y ^{232}Th, respectivamente (p. ej., Schoene, 2014). La abundancia de minerales con altas concentraciones de U en la mayoría de las rocas, así como la resistencia de muchos de estos minerales a la meteorización contribuye al gran uso del sistema U-Pb como método geocronológico de alta precisión, siendo el zircón ($ZrSiO_4$) el mineral más usado para este fin.

2.3.1 Preparación de muestras

En este estudio, el material remanente en la trituración de rocas luego de separar alícuotas para geoquímica e isotopía, fue tamizado a un tamaño de partícula de aproximadamente 250 µm. Los zircones fueron recuperados utilizando técnicas convencionales de separación gravimétrica y magnética, es decir, Mesa Wilfley®, separador magnético Frantz® y líquidos pesados (Diyodometano). Antes de la separación magnética, se llevó a cabo un tamizado adicional con una malla de nylon para concentrar granos <200 µm.

Los granos de zircón fueron seleccionados a mano en un microscopio binocular, sin inclusiones y sin alteraciones en la medida de lo posible. Posteriormente, los zircones de las muestras fueron colocados en cinta doble cara Kapton® sobre un fragmento de vidrio en un área de aproximadamente 8 × 8 cm, junto con los estándares a utilizar en las mediciones. Luego se colocó un anillo de baquelita con ~2.5 cm de diámetro (1”) y ~2 cm de alto sobre la cinta y se vació la resina dentro del mismo, de una manera uniforme

para evitar burbujas. La resina fue preparada con anterioridad, utilizando una mezcla de 10 partes de resina y una parte de endurecedor Petropoxy® 154 (Burham Petrographics LLC). Los montajes (*mounts*) y la resina se llevaron al horno por 12 horas a 50-55 °C, seguido de ocho horas a 75 °C. Cuando la resina estuvo completamente sólida y enfriada a temperatura ambiente, se pulieron los montajes con lijas números 1500 y 2000 para exponer los núcleos de los zircones y se recortó el anillo a ~ 1cm de alto con la sierra de un equipo PetroThin®. A continuación, se cubrieron de grafito para obtener imágenes de catodoluminiscencia en un microscopio electrónico Jeol JSM35C en las instalaciones del CICESE, obteniendo los patrones texturales de los zircones antes y después de las mediciones de U-Pb. El reconocimiento y la descripción de las estructuras internas de los zircones en este trabajo están basados en la nomenclatura de Hoskin y Black (2000), Corfu et al. (2003) y Harley et al. (2007).

2.3.2 Técnicas analíticas

Durante el curso de esta tesis, las mediciones de geocronología U-Pb se llevaron a cabo en cuatro laboratorios diferentes, cuya instrumentación y procedimientos se explican a continuación.

2.3.2.1 Peter Hooper GeoAnalytical lab (Washington State University, Pullman)

La geocronología U-Pb de 11 muestras de roca se realizó en este laboratorio por ablación láser y espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS), con un ICP-MS Element2® de ThermoFisher®, de sector magnético, con doble enfoque y colector único. Los protocolos de calibración, medición y reducción-corrección de datos son según Chang et al. (2006). Los cristales de zircón fueron ablacionados en sitios o *spots* de 20 y 30 µm dependiendo del tamaño del grano en las muestras, utilizado un sistema láser New Wave Nd:YAG UP-213 con una fluencia de ~ 10 J/cm^2 y una frecuencia de 10 Hz, siendo el He y el Ar los gases transportadores de las muestras en aerosol hasta el plasma del espectrómetro. Se evitaron mediciones en fracturas, inclusiones o zonas con catodoluminiscencia anómala.

El zircón Plešovice (ID TIMS 337.13 ± 0.37 Ma; Sláma et al., 2008) se utilizó como estándar primario para el cálculo del factor de fraccionamiento. La estandarización secundaria se hizo con fragmentos del zircón FC1 (ID TIMS 1099.0 ± 1.1 Ma; Paces y Miller, 1993) para monitorear la precisión de las fechas U-Pb medidas; la edad de concordia obtenida para el FC1 es 1097.2 ± 3.3 Ma (2σ, n = 45, MSWD = 0.68). Se llevaron a cabo ~550 análisis U-Pb en zircones de muestras, midiendo cinco a siete Plešovice al inicio de la sesión, y luego uno cada cinco desconocidos. El FC1 se midió después de cada 10 o 15 desconocidos.

Cada análisis consistió en un calentamiento de seis segundos, un retraso de ocho segundos para permitir que la muestra alcanzara el plasma y 35 segundos de escaneo rápido de las masas ^{202}Hg, ^{204}(Hg + Pb), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{235}U y ^{238}U en 300 barridos; el tiempo de ablación fue aproximadamente 46 a 48 segundos (Chang et al., 2006). Se recolectó un blanco del gas antes de cada análisis con el plasma encendido, pero sin disparar el láser. Para análisis de zircones individuales, la exactitud y la precisión son mejores que el 4% en el nivel 2 sigma (2σ). El Element2® se afinó antes de cada sesión analítica mediante trozos del vidrio NIST 612, que se colocaron previamente en los montajes. Las concentraciones de U y Th fueron calibradas con respecto al zircón Plešovice, el cual contiene ∼755 ppm de U y ∼78 ppm de Th (Sláma et al., 2008).

La reducción de datos se realizó *offline* utilizando Excel® complementado con macros de Visual Basic (Víctor Valencia, comunicación personal) con los siguientes pasos (Chang et al., 2006): (1) resta del blanco del análisis correspondiente, (2) cálculo de ^{206}Pb/^{238}U y ^{207}Pb/^{235}U para cada barrido usando las intensidades de señal corregidas por blanco, (3) para considerar el fraccionamiento elemental durante la perforación con láser, las relaciones de los 300 barridos se trazaron en diagramas de series de tiempo, con líneas rectas ajustadas a través de los datos por regresión de mínimos cuadrados; los puntos fuera del intervalo de confianza del 95% en las línea de regresión se eliminaron por un macro de Excel®, (4) el intercepto y el error estándar de la intercepción de ^{206}Pb/^{238}U se calcularon utilizando la función Linest de Excel®, mientras que para ^{207}Pb/^{206}Pb la incertidumbre es el error estándar calculado de la media de las mediciones de ^{207}Pb/^{206}Pb, (5) los factores de fraccionamiento (FF) se determinaron sobre la base de la relación de los valores ^{206}Pb/^{238}U, ^{207}Pb/^{235}U y ^{206}Pb/^{207}Pb "verdaderos" para el estándar (Plešovice) con respecto a los valores medidos (FF = relación verdadera/relación medida) y (6) estos factores de fraccionamiento se aplicaron a las mediciones de muestras o desconocidos para calcular las relaciones corregidas (relación corregida = relación medida × FF). Las edades finales y las incertidumbres se calcularon usando las relaciones isotópicas corregidas y las incertidumbres asociadas.

2.3.2.2 Arizona LaserChron Center – ALC (The University of Arizona, Tucson)

En estas instalaciones se midieron zircones de dos muestras de roca, una anfibolita (STPD-14) y un paragneis (STPD-56). La instrumentación incluye un espectrómetro de masas multicolector con plasma inductivamente acoplado (LA-MC-ICP-MS) de NuInstruments®, y una celda de ablación con láser Excimer UP193HE New Wave, operado a una longitud de onda de 193 nm. La descripción detallada de los procedimientos es proporcionada por Gehrels et al. (2008) y Johnston et al. (2009).

Los zircones fueron ablacionados en sitios de 25 µm de diámetro. El material ablacionado fue transportado en He a la fuente de plasma del multicolector, que está equipado con un tubo de vuelo lo suficientemente ancho para que los isótopos de U, Th y Pb se midan simultáneamente, mientras que el ^{204}Pb se mide en contadores de iones de dinodo discreto. El estándar primario, utilizado cada quinta medición, es el zircón de uso interno Sri Lanka con una edad ID-TIMS de 563.5 ± 3.2 Ma (Gehrels et al., 2008). El zircón de referencia R33 (ID-TIMS 419.3 ± 0.4 Ma; Black et al., 2004) se usó como estándar secundario, obteniéndose para este una edad de concordia de 421.4 ± 4.3 Ma (2σ, n = 10, MSWD = 0.63) durante la sesión analítica. Se midieron un total de 150 sitios o puntos en zircones del Complejo Iglesias en este laboratorio y la adquisición de datos en cada análisis consistió en: (1) una integración única de 12 segundos sin disparar el láser para mediar las intensidades de fondo, (2) 12 segundos de ablación láser durante los cuales las intensidades se integran una vez por segundo y (3) ~ 30 segundos con el láser apagado para permitir que el sistema se limpie de la muestra, preparando así el siguiente análisis.

Las concentraciones de U y Th fueron calibradas con respecto al zircón Sri Lanka, el cual contiene ∼518 ppm de U y ∼68 ppm de Th. La precisión en las determinaciones de concentración de U y de la relación U-Th es mejor que 20%. Todos los aspectos de la reducción de datos se realizaron *offline* con una hoja de cálculo de Excel ("agecalc") equipada con macros VBA, que importan datos para las correcciones necesarias y el cálculo de las edades, las incertidumbres y las correlaciones de errores. Solo se aplican tres correcciones antes del cálculo de edad, por fraccionamiento, por fraccionamiento elemental relacionado con la profundidad y por Pb común. El ^{204}Pb medido fue utilizado para las correcciones de Pb común, asumiendo un modelo de Stacey y Kramers (1975). La masa 202 se monitoreó para sustraer las interferencias isobáricas de Hg en el pico de ^{204}Pb, usando la relación natural ^{202}Hg/^{204}Hg = 4.34. Los errores sistemáticos son 1-2% (2σ) en las edades ^{206}Pb/^{207}Pb y ^{206}Pb/^{238}U (Gehrels et al., 2008).

2.3.2.3 Central Analytical Facilities – CAF (Stellenbosch University, South Africa)

La interpretación de las edades obtenidas en la anfibolita GLR-02b fue complicada, debido a que los zircones son pequeños y tienen estructuras internas complejas. Por ello, 22 granos adicionales de esta muestra fueron fechados por LA-ICP-MS, realizando la adquisición de datos en el *Central Analytical Facilities* (CAF) de la Universidad de Stellenbosch, Sudáfrica. Se utilizó un espectrómetro Element2® de ThermoFisher®, acoplado con un sistema de ablación laser NewWave UP213 (λ = 213 nm, f = 10 Hz), siguiendo métodos de medición y procesamiento de datos de Gerdes y Zeh (2006, 2009) y de Frei y Gerdes (2009). Los datos U–Pb se obtuvieron de sitios de 30 µm de diámetro y una profundidad de 10-20 µm. El estándar primario fue el GJ-1 (ID TIMS 608.5 ± 0.4 Ma; Jackson et al., 2004). Las mediciones fueron

verificadas usando fragmentos de los zircones de referencia Plešovice (ID TIMS 337.13 ± 0.37 Ma; Sláma et al., 2008) y M127 (ID TIMS 524.36 ± 0.16 Ma; Nasdala et al., 2016), con edades de concordia de 339.7 ± 1.5 Ma (2σ, n = 10, MSWD = 0.32) y 529.8 ± 2.1 Ma (2σ, n = 12, MSWD = 0.75), respectivamente.

El fraccionamiento relacionado con la ablación se corrige usando el método de intercepción, y el fraccionamiento de masas instrumental (*mass-bias*) en las relaciones isotópicas medidas se corrigió mediante estandarización externa de matriz combinada, usando el estándar de zircón GJ-1. Cada análisis toma ~ 75 s con los primeros ~ 30 s utilizados para medir el blanco de gas, seguido de 30 s de ablación y 15 s de limpieza para permitir que la señal vuelva a los valores de blanco de gas. El tiempo total de adquisición de la señal fue de aproximadamente 65 s. Se midieron las siguientes masas: ^{202}Hg, ^{204}(Pb + Hg), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{235}U y ^{238}U. Se midió ^{202}Hg para controlar la interferencia de ^{204}Hg en ^{204}Pb (usando ^{202}Hg/^{204}Hg = 4.36). Las concentraciones de U y Th fueron calibradas con respecto al zircón GJ-1, el cual contiene ∼287 ppm de U y ∼9 ppm de Th (Jackson et al., 2004). La secuencia de mediciones consistió en tres análisis de GJ-1, seguidos por cinco desconocidos, luego dos Plešovices, tres M-127, cinco desconocidos, y así sucesivamente. Se midieron un total de 38 puntos en zircones de la muestra GLR-02b. Todos los datos crudos se exportaron del ICP-MS en formato ASCII y se procesaron fuera de línea con hojas de cálculo Excel® de Gerdes y Zeh (2006).

2.3.2.4 HIP (Heidelberg Ion Probe) Universität Heidelberg

Con la finalidad de obtener edades U-Pb de los sobrecrecimientos en zircones de algunas muestras, se separaron zircones adicionales de ocho muestras de roca del Complejo Iglesias para medición por Espectrometría de Masas de Iones Secundarios o SIMS (siglas en inglés de *Secondary Ion Mass Spectrometry*). En esta técnica se utiliza un haz primario de iones, típicamente iones negativos de oxígeno o positivos de cesio, para rociar la superficie de la muestra y lograr una pulverización catódica (*sputtering* o "chisporroteo") de iones, que luego son trasladados hacia el espectrómetro. Entre las ventajas de la técnica SIMS se incluyen su versatilidad para medición de isótopos radiogénicos y estables, una alta sensibilidad, alta resolución espacial y un consumo mínimo de muestra para el análisis; las principales limitaciones son un espectro de masas complejo debido a la física del *sputtering* durante la ionización de la muestra, variabilidad dependiente de la matriz y la necesidad de una instrumentación muy compleja y costosa (Schmitt y Vazquez, 2017). Las mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microsonda Iónica de la Universidad de Heidelberg (HIP- Heidelberg Ion Probe), Alemania, utilizando un equipo CAMECA ims 1280-HR, siguiendo procedimientos de Schmitt et al. (2003, 2014).

A diferencia de la técnica de LA-ICP-MS, los análisis mediante SIMS fueron realizados en zircones sin pulir, ya que el interés radicaba principalmente en los bordes de <1 μm, que pueden representar el último evento de crecimiento o recristalización de este mineral. Para ello, los cristales de zircón se seleccionaron a mano en microscopio binocular y se presionaron en un montaje de metal suave de indio (In), usando un yunque de carburo de tungsteno de superficie uniforme (trabajada a máquina), de forma que las caras prismáticas de los zircones quedaran paralelas a la superficie del montaje de In (Schmitt et al., 2014). Junto con las muestras, se colocaron fragmentos del zircón de referencia AS3 (1099.0 ± 1.4 Ma; Paces y Miller, 1993) y del zircón 91500 (1062.4 ± 0.4 Ma; Wiedenbeck et al., 2004) como estándar secundario. Posteriormente, estos montajes se cubrieron con ~10 nm Au, para introducirlos a la microsonda.

Posterior al análisis de isótopos de oxígeno (Sección 2.6), para los fechamientos U- Pb las muestras fueron bombardeadas con un haz primario de ~40 nA de $^{16}O^-$ que fue enfocado a través de una apertura circular de unos 400 μm, en *spots* de 20 μm de diámetro. La apertura de campo se configuró para cortar marginalmente el haz de iones secundarios en el plano de la imagen, lo cual mitiga la contribución de Pb común derivado de la superficie, principalmente de los bordes del cráter que tienen un *sputtering* más lento (Schmitt et al., 2014). Los iones secundarios generados por pulverización catódica fueron extraídos a 10 kV con un paso de banda de energía de 35 eV. La columna secundaria se ajustó a una resolución de masa (m/Δm) de ~5,000 para resolver las interferencias moleculares en el rango de masa analizado ($^{94}Zr_2O^+$, $^{204}Pb^+$, $^{206}Pb^+$, $^{207}Pb^+$, $^{208}Pb^+$, $^{238}U^+$, $^{232}Th^{16}O^+$, $^{238}U^{16}O^+$).

Se aplicó un tiempo pre-*sputtering* de 20 segundos antes del centrado automático de los deflectores y las intensidades se integraron a partir de relaciones corregidas por deriva, medidas por más de 20 ciclos, usando el software ZIPS v. 3.1.1. de reducción de datos (uso interno en el laboratorio). La ganancia del detector se calibró usando HfO al comienzo y al final de la sesión analítica.

Las señales de Pb^+ se incrementan por un factor de ~2 "inundando" la superficie de análisis con gas O_2 a una presión de 4×10^{-3} Pa. Las sensibilidades relativas de Pb/U se determinaron con una calibración en dos dimensiones de $^{238}U^+/^{206}Pb^+$ versus $^{238}UO^+/^{238}U^+$, con el zircón AS3 como referencia (Schmitt et al., 2014). Las concentraciones de Th y U se estimaron multiplicando las relaciones $^{232}Th^{16}O^+/^{94}Zr_2O^+$ y $^{238}U^{16}O^+/^{94}Zr_2O^+$ medidas en los desconocidos, con los valores relativos de sensibilidad determinados en el zircón AS3. Se obtuvo una edad de concordia de 1091.4 ±5.8 Ma (2σ) para el zircón 91500 (n = 22, MSWD = 0.72, Probabilidad = 0.40).

2.3.3 Interpretación de datos U-Pb

De los datos U-Pb se obtienen las edades aparentes $^{207}Pb^*/^{235}U$, $^{206}Pb^*/^{238}U$ y $^{207}Pb/^{206}Pb$. Para la interpretación de los análisis puntuales, las edades aparentes se grafican en diagramas de concordia. Los puntos sobre la curva de concordia de Wetherill son aquellos en los que ambas edades $^{207}Pb^*/^{235}U$ y $^{206}Pb^*/^{238}U$ corresponden a la misma edad, es decir, son concordantes, y por tanto el sistema isotópico ha permanecido cerrado (Faure y Mensing, 2005). Los análisis que estén fuera de la concordia han sido afectados por algún tipo de apertura del sistema U-Pb. En varios libros se discute con detalle cómo se usa este tipo de diagrama (p. ej., Dickin, 2005) y aquí sólo se discutirá de forma breve, como resumen de Schoene (2014).

Las posibles causas de discordancia son pérdida de Pb, pérdida de U, ganancia de U y la mezcla de materiales o dominios con distinta edad en el zircón. De estas, los más comunes en el zircón son pérdida de Pb y la mezcla de edades, que son las que se ilustran en la Figura 7.

Cuando un zircón cristaliza, empieza a acumular Pb radiogénico (Pb*) en un sistema cerrado, y las relaciones $^{207}Pb^*/^{235}U$ y $^{206}Pb^*/^{238}U$ evolucionan siguiendo la curva de concordia. Si el sistema sufre un episodio único de pérdida de Pb, entonces el Pb que sale del sistema tendrá la composición $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ del zircón en ese tiempo. Si otros cristales de zircón experimentan diferentes cantidades de pérdida de Pb, entonces formaran una línea de discordia que va al origen del diagrama e intersecta la curva de concordia en la fecha que corresponde a la edad de cristalización (Figura 7a). Si el zircón vuelve a cerrar su sistema, luego de una pérdida de Pb, continuará acumulando Pb* y evolucionará en una trayectoria tal en que la discordia se mantiene como una línea. Si estos zircones se fechan unos 100 Myr después, el intercepto superior corresponde a la verdadera edad de cristalización y el intercepto inferior de la discordia en la curva de concordia sería la edad del evento en el que ocurrió pérdida de Pb, por ejemplo, durante un evento metamorfismo (Figura 7b). En estos casos, las fechas obtenidas de zircones individuales en la discordia no tendrán significado, pero pueden proveer datos geológicos significativos. Si en los análisis se mezclan dos dominios con diferentes edades, es decir un núcleo de zircón antiguo con un sobrecrecimiento más joven, se observa el mismo efecto y la interpretación de la concordia es similar.

Esta es una visión bastante simple de la interpretación de datos U-Pb en concordias ya que, en muchos casos, se tienen mediciones que corresponden a varios eventos de pérdida de Pb y/o mezclas de múltiples edades, haciendo que los datos tengan mucha dispersión y dificultando la extracción de información

geológica robusta de los mismos. Aparte del diagrama de Wetherill, otro diagrama de uso frecuente para geocronología U-Pb es el de Tera-Wasseburg (Figura 7c), en el cual las interpretaciones son similares.

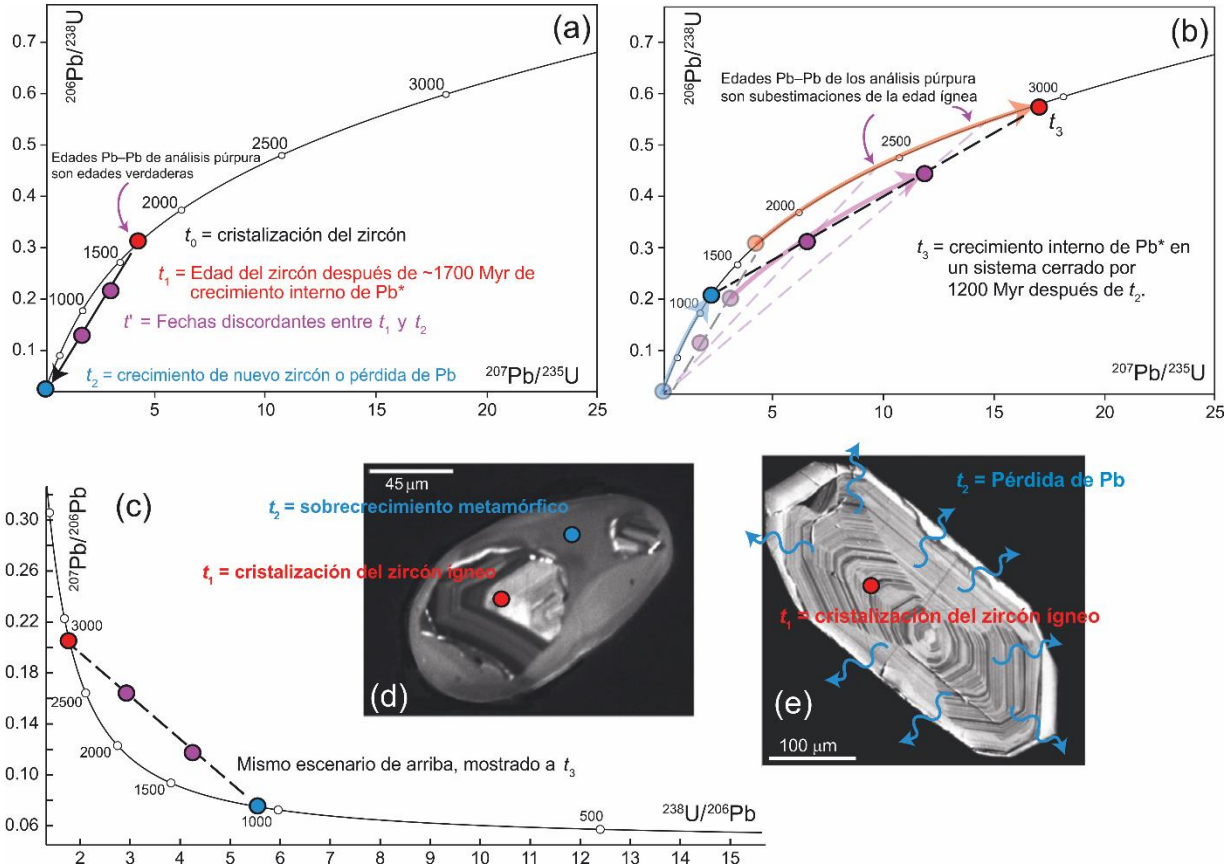


Figura 7. Representación gráfica de la historia de crecimiento de un zircón en diagrama de concordia Wetherill (a, b) y Tera-Wasserburg (c). Figura modificada de Schoene (2014) y referencias allí citadas. (a) Un zircón de 1700 Ma que pierde Pb o se mezcla con un sobrecrecimiento metamórfico. t_0 es la edad de cristalización del zircón y después de 1700 Ma de crecimiento interno de Pb, el zircón aparece en la concordia en t_1. A t_2 el zircón sufre pérdida de Pb o crecimiento de nuevos bordes, alrededor del núcleo. Así t' representa el zircón que es discordante debido a pérdida parcial de Pb o por sobrecrecimientos a t_2. (b) El mismo ejemplo de (a), luego de que el sistema se ha cerrado nuevamente y continúa evolucionando hacia arriba en la curva de concordia. La línea de discordia que definen los análisis púrpuras ahora tienen un intercepto superior con la concordia, representado así la edad del evento de cristalización ígnea a t_1, y una edad de intercepto inferior que representa a t_2, el tiempo antes del presente cuando ocurrió pérdida de Pb o la formación de sobrecrecimientos. (c) El mismo escenario de (b) pero representado en un diagrama de concordia Tera-Wasserburg (T-W). (d) Imagen de catodoluminiscencia (CL) donde se ilustra cómo los escenarios (a) y (b) pueden quedar registrados en un evento de metamorfismo a t_2. (e) imagen de CL de zircón, representando pérdida de Pb a t_2.

Las edades U-Pb interpretadas en este trabajo se muestran en diagramas de Concordia de Wetherill y T-W, construidos utilizando ISOPLOT 4.1 (Ludwig, 2012), con elipses de error de 1σ. En rocas metaígneas, los puntos con >10% de discordancia se descartaron de los cálculos, a menos que definieran una discordia entre dos poblaciones. Las edades de concordia se reportan con una incertidumbre de ± 2σ. En diagramas diagramas de probabilidad de densidad e histograma se consideraron edades aparentes $^{206}Pb/^{238}U$ para granos de zircón con <0.9 Ga, mientras que para granos con edades >0.9 Ga la edad aparente es

$^{206}Pb/^{207}Pb$. Los resultados de la geocronología U-Pb de zircones de muestras se presentan en las Tablas 19 y 20 de los anexos.

2.4 Sistemas isotópicos Sm-Nd y Lu-Hf

2.4.1 Sm-Nd y Lu-Hf como trazadores isotópicos: una introducción

El neodimio (Nd) y el samario (Sm) son considerados elementos de tierras raras (REE) ligeras, que están en muchos minerales sustituyendo a iones mayoritarios (Faure y Mensing, 2005). El ^{147}Sm es radioactivo y decae por emisión de partículas alfa a ^{143}Nd con una vida media muy larga ($t_{1/2}$ = 1.06×10^{11} años y λ = 6.54×10^{-12} años^{-}1; Lugmair y Marti, 1978). Si se divide por el isótopo estable ^{144}Nd, la ecuación de isócrona (Ecuación 2) para el sistema Sm-Nd se expresaría como:

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_t = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_0 + \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_t \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (3)$$

En el caso del sistema isotópico Lu-Hf, el padre ^{176}Lu es el elemento de las REE más pesado y es geoquímicamente similar a otras REEs con valencia +3. Pero el elemento hijo, ^{176}Hf, no es una REE, sino un elemento de alta carga iónica (HFSE) con valencia +4 y por tanto se puede comportar muy diferente a las REEs; estas diferencias químicas pueden ofrecer algunas ventajas al sistema isotópico Lu-Hf para geocronología y como trazador isotópico (Vervoort, 2014). El ^{176}Lu decae a ^{176}Hf vía emisión de partículas beta, con una vida media de 3.72 $\times10^{10}$ años y λ = 1.867×10^{-11} años^{-1} (Scherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004). En el sistema Lu-Hf, tanto el padre como el hijo se dividen por el isótopo estable ^{177}Hf en la ecuación de isócrona (Ecuación 3).

Hay ciertas similitudes entre los sistemas isotópicos de Sm-Nd y Lu-Hf, por lo que han sido utilizados en conjunto en una amplia variedad de estudios. En primer lugar, los elementos químicos involucrados en estos sistemas son litófilos, refractarios y con altas temperaturas de condensación, por lo que sus abundancias en la Tierra pueden ser obtenidas a partir de los meteoritos condríticos (Bouvier et al., 2008; Vervoort, 2014). En segundo lugar, todos los elementos se comportan de manera incompatible durante la fusión y extracción selectiva de magmas, y son concentrados más que todo en el fundido con respecto al residuo sólido (Vervoort, 2014). Pero, las relaciones Sm/Nd y Lu/Hf difieren en la corteza continental y en el manto superior, de modo que el elemento más incompatible de cada par, que son los hijos Nd y Hf, se concentran más en la corteza que el correspondiente elemento menos incompatible de cada sistema, que son los padres Sm y Lu (Albadére, 2009; Roberts y Spencer, 2014). Como resultado, la corteza tiene

<Sm/Nd y <Lu/Hf con respecto al manto (Figura 8a), lo que conlleva a que el manto se vuelva más radiogénico con el tiempo y la corteza cada vez menos radiogénica (Roberts y Spencer, 2014). Debido a estas similitudes en los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf, las relaciones isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{176}Hf/^{177}Hf$ en rocas magmáticas están bastante correlacionadas (p. ej., Vervoort y Blichert-Toft, 1999; Chauvel et al., 2008).

Por otro lado, dado que el fraccionamiento de Lu/Hf durante la fusión selectiva del manto es aproximadamente el doble de la de Sm/Nd, y también que la $t_{1/2}$ del ^{176}Lu es más corta que la del ^{147}Sm, los isótopos de Hf tienen una mayor sensibilidad cuando se trata de identificar fuentes magmáticas en dominios discretos en el manto (Patchett y Tatsumoto, 1980; Patchett, 1983).

Sm, Nd, Lu y Hf son poco solubles y por lo tanto se consideran inmóviles y resistentes a perturbaciones, reteniendo su información isotópica (sistema cerrado) incluso si son afectados por alteraciones considerables y metamorfismo (Vervoort, 2014). Durante procesos sedimentarios, la relación Sm/Nd permanece sin fraccionamiento, al menos para rocas clásticas (Dickin, 2014). Esto también es cierto para Lu/Hf, excepto durante la formación de areniscas muy maduras en márgenes pasivos donde la acumulación de zircón detrítico produce bajas relaciones Lu/Hf y $^{176}Hf/^{177}Hf$ (Vervoort et al., 1999, 2011). De manera contraria, en sedimentos arcillosos de mar profundo las tierras raras pesadas (REE) se encuentran adsorbidas preferencialmente a las arcillas o nódulos de Fe-Mn, implicando altas relaciones Lu-Hf comparado con el promedio terrestre y mayor producción de ^{176}Hf radiogénico (p. ej., White y Patchett, 1984; Albarède et al., 1998; Vervoort et al., 1999; 2011). En el caso de la diferenciación magmática las relaciones Lu/Hf son particularmente sensibles a la presencia o no de granate, que tiene una alta relación Lu/Hf, y por tanto los sistemas isotópicos de Hf y Nd pueden desacoplarse en la corteza debido a esta fase mineral (Vervoort y Patchett, 1996; Hawkesworth y Kemp, 2006).

La determinación de la relación isotópica de Nd y de la relación Sm-Nd de una roca de la corteza, permite extrapolar su línea de crecimiento de Nd radiogénico hacia su intersección con la línea de evolución del reservorio condrítico uniforme (CHUR), que representa la composición total de la Tierra (Dickin, 2014). El punto de intersección da una edad modelo T_{CHUR} para la muestra analizada (Figura 8a). Algebraicamente, esta edad se reescribe de la Ecuación 3 como:

$$T_{Nd\ (CHUR)} = \frac{1}{\lambda_{^{147}Sm}}\left[\frac{\left(^{143}Nd/^{144}Nd\right)_{roca} - \left(^{143}Nd/^{144}Nd\right)_{CHUR}}{\left(^{147}Sm/^{144}Nd\right)_{roca} - \left(^{147}Sm/^{144}Nd\right)_{CHUR}}\right] \quad (4)$$

Así, una edad modelo de Nd es un estimado de la edad de "formación de corteza" basada en un modelo composicional de la fuente magmática (CHUR). Comúnmente se usa para datar las edades de rocas corticales en cinturones orogénicos precámbricos, o para estimar la edad de proveniencia para rocas sedimentarias clásticas, en cuyo caso se denomina edad de residencia cortical (Faure y Mensing, 2005; Dickin, 2014).

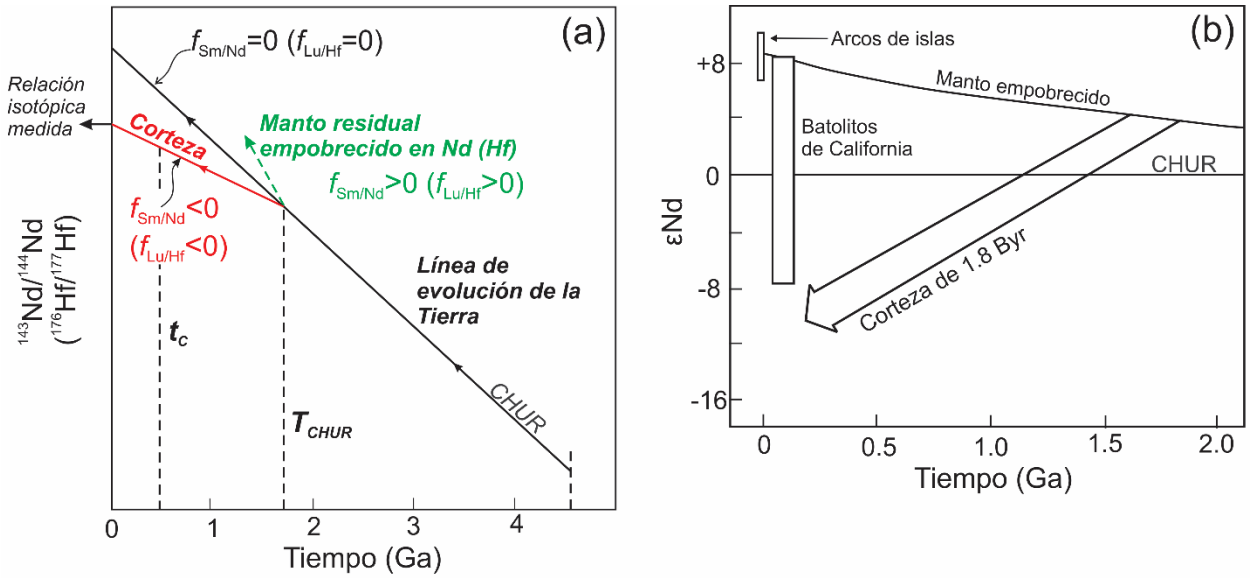


Figura 8. (a) Gráfico de la evolución isotópica de Nd (Hf) vs tiempo, ilustrando el concepto de edad modelo, que es la intersección de la línea isotópica de una muestra de roca ígnea que cristalizó hace 500 Ma (t_c), con la línea de evolución de la Tierra, basada en el reservorio condrítico uniforme (CHUR). Modificada de Dickin (2005, 2014). (b) Gráfico de la relación inicial de Nd vs tiempo, pero utilizando la notación épsilon (Ecuación 5). Se muestra la curva cuadrática del manto empobrecido de DePaolo (1981) y se grafica el efecto de fusión de la corteza para formar batolitos graníticos (Montañas Rocosas, Colorado) a lo largo de la evolución de corteza de ~1.8 Ga. También se grafican campos correspondientes a arcos de islas con valores εNd positivos (fuente mantélica) y batolitos asociados a subducción continente-océano en California, USA, con valores εNd positivos y negativos (fuentes mixtas del manto y la corteza). Modificada de DePaolo (1981) y Dickin (2014).

Algunos problemas surgieron con el uso del reservorio CHUR, debido a que las composiciones de varias rocas se desviaban de la línea de evolución de la Tierra, reflejando así fuentes en un manto superior empobrecido. Dicho manto era producto de la formación de la corteza por fusión parcial del manto a lo largo de la historia de la Tierra, dejando un residuo empobrecido en elementos incompatibles con Sm/Nd más alta que la composición de la Tierra (Dickin, 2014). Por ello, DePaolo (1981) derivó un modelo empírico del reservorio "manto empobrecido" (DM, siglas en inglés de *Depleted Mantle*), que podría ser la fuente magmática típica en la cuña del manto astenosférico en zonas de subducción. Desde entonces, varios modelos del manto empobrecido se han desarrollado (p. ej., Goldstein et al., 1984; Michard et al., 1985; Liew y Hoffman, 1988). Así, los trazadores isotópicos son mayormente utilizados para "trazar" fuentes. El principio es que la roca se funde, la relación P/D es afectada en una manera que depende de la asociación

mineralógica residual, mientras que las relaciones isotópicas D/D' permanecen sin perturbaciones (Ecuación 2; Albarède, 2009).

La utilización de relaciones isotópicas crudas para describir la variabilidad de una muestra geológica no es conveniente debido a su pequeño rango de variación. También, el uso de estas relaciones representa una dificultad cuando se consideran los fraccionamientos de masa entre distintos laboratorios (Albarède, 2009). Así, por razones técnicas e históricas, las composiciones isotópicas se comparan con respecto a una muestra común de referencia. Para el Sr, Nd y Hf es una práctica común comparar las composiciones isotópicas de las muestras con respecto a la media de los meteoritos condríticos (CHUR), y usar una notación de desviación $\varepsilon Nd_{(T)}$ (Figura 8b) que se define según DePaolo y Wasserburg (1976):

$$\varepsilon Nd_{(T)} = \left[\frac{\left(^{143}Nd/^{144}Nd\right)_{muestra\ (T)}}{\left(^{143}Nd/^{144}Nd\right)_{CHUR\ (T)}} - 1\right] \times 10000 \quad (5)$$

que es la desviación en partes por 10000 de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra relativa a la de los condritos para la misma edad T (Figura 7). De una manera similar, se puede definir $\varepsilon Hf_{(T)}$ para la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ (y $^{87}Sr/^{86}Sr$):

$$\varepsilon Hf_{(T)} = \left[\frac{\left(^{176}Hf/^{177}Hf\right)_{muestra\ (T)}}{\left(^{176}Hf/^{177}Hf\right)_{CHUR\ (T)}} - 1\right] \times 10000 \quad (6)$$

Las composiciones isotópicas para los reservorios CHUR y Manto Empobrecido (DM) utilizados en este trabajo se indican en la Tabla 4.

Tabla 4. Composición isotópica y relación padre/hijo en el presente en CHUR y DM de los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf, utilizados en este trabajo.

Sistema Isotópico	CHUR	Manto empobrecido (DM-*Depleted Mantle*)	Referencia
Sm-Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$ $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$	$^{147}Sm/^{144}Nd_{DM} = 0.219$ $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM} = 0.513151$	CHUR: Bouvier et al. (2008) DM: Liew y Hoffman (1988)
Lu-Hf	$^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282785$ $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0336$	$^{176}Hf/^{177}Hf_{DM} = 0.283224$ $^{176}Lu/^{177}Hf_{DM} = 0.03836$	CHUR: Bouvier et al. (2008). DM: Vervoort et al. (2004); Weber et al. (2012).

2.4.2 Separación química

Para el análisis isotópico en roca total de Sm-Nd y Lu-Hf y la obtención de las concentraciones de dichos elementos, se utilizó la técnica de dilución isotópica (ID, por las siglas en inglés de *Isotope Dilution*), la cual esencialmente consiste en añadir a la muestra geológica, que tiene un peso conocido, una cantidad también conocida de una solución artificial de composición isotópica "no natural", es decir, enriquecida en un isótopo poco abundante del elemento a medir (p. ej., Albarède, 2009; Stracke et al., 2014). Esta solución artificial es comúnmente conocida como *spike*. Si se mide la composición isotópica de la mezcla muestra-*spike*, es posible determinar la concentración del elemento de interés en la muestra (p. ej., Dickin, 2005; Stracke et al., 2014). Entre las ventajas de esta técnica se incluye que se pueden separar en una misma sesión de laboratorio varios elementos en la misma muestra, usándose para este fin *spikes* mixtos. Normalmente, es necesario que el elemento en cuestión tenga al menos dos isótopos naturales (p. ej., Stracke et al., 2014).

La digestión y separación elemental de 40 muestras de polvo de roca para análisis isotópicos de Sm–Nd y Lu–Hf se llevaron a cabo en las instalaciones del laboratorio ultralimpio PicoTrace® en el Departamento de Geología del CICESE, siguiendo procedimientos de González-Guzmán *et al.* (2016a, 2016b), González-Guzmán (2016) y Weber et al. (2012, 2018), que serán descritos aquí de manera breve. Los ácidos usados en este laboratorio son doblemente destilados en condiciones *sub-boiling* y todos los vasos utilizados en la separación se limpian previamente con agua regia, HNO_3, HF y agua desionizada mili-Q® (González-Guzmán, 2016).

Se pesaron aproximadamente 80 a 150 mg de polvo de roca en bombas de teflón y se agregaron dos *spikes*, el IGL con una mezcla de ^{149}Sm-^{145}Nd-^{84}Sr (IGL, ^{145}Nd[nmol/g] = 2.53674, ^{149}Sm[nmol/g] = 1.62390 y ^{84}Sr[nmol/g] = 0.15954) y el MS-WR1 con la mezcla de ^{180}Hf-^{175}Lu (MS-WR1, ^{180}Hf[nmol/g] = 4.31874 y ^{175}Lu[nmol/g] = 0.74270), proporcionados por LUGIS (UNAM) y la Universität Münster (Alemania), respectivamente. A estas bombas se les añadieron ácidos concentrados de HF (3-4 ml), HNO_3 (1 ml) y $HClO_4$ (3-4 gotas), colocándolas en placas a unos 215 °C por cinco días, en el sistema de digestión a presión (DAS) de PicoTrace®. Para eliminar el ácido perclórico ($HClO_4$), el sistema se somete a evaporación en condiciones *sub-boiling*, con aumento gradual de la temperatura a unos 160 °C, por aproximadamente 1.5 días. Al terminar la evaporación, la muestra se equilibra añadiendo ~5ml de HCl y dejando esta solución en las bombas cerradas por ~10 horas, y transcurrido este tiempo, se destapan hasta que se evaporen en la placa.

En el caso de que las muestras tuvieran altas cantidades de zircón, granate o Hf > 15 ppm en química en roca total, entonces el sistema de digestión utilizado fue la bomba Parr®, consistiendo esta última de un recipiente de teflón con chaqueta de metal. Esto debido a que en bombas DAS generalmente no se alcanza la digestión completa de minerales refractarios como zircón o granate, minerales en los que está concentrado el Hf y el Lu, respectivamente, y por tanto esto afectaría la relación $^{176}Lu/^{176}Hf$, la relación isotópica inicial de Hf ($^{176}Hf/^{177}Hf$) calculada para rocas antiguas, y la concentración (ppm) calculada para dichos elementos (p. ej., Münker et al., 2001; Vervoort et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016b). Para la digestión, se colocaron los vasos Savillex® con muestra, *spike* y ácidos como en el caso de bombas DAS (excepto el ácido perclórico) y se añadió HF como medio de presión. El conjunto fue llevado al horno por cinco días a 190 °C.

Luego de que las muestras fueron evaporadas, se agrega 1 ml de HCl (6 M) a cada bomba (o vaso Savillex®) y se traslada cada una a microcápsulas de plástico, para microcentrifugar por 30 minutos a 1000 rpm. Esto con la finalidad de que cualquier sal residual del proceso de digestión quede en el fondo de la microcápsula, evitando así introducir sólidos en las columnas.

La separación elemental por cromatografía de intercambio iónico de Lu-Hf se realizó siguiendo procedimientos analíticos de Sprung et al. (2010), con algunas modificaciones de González-Guzmán et al. (2016b). Las muestras fueron cargadas con 3 N HCl en columnas con ~ 2ml de resina Eichrom Ln-Spec® para separar la matriz que contiene la mayor parte de los elementos. Así, en este paso fueron colectadas las LREE en vasos de 50 ml de PFA (para posteriormente separar Sm y Nd), añadiendo secuencialmente 2-3 M y 3 M HCl. Las HREE se eluyeron con 6 M HCl, para separar Lu e Yb, colectándose en vasos Savillex® de 30 ml, dejándose estos en la placa a ~90 °C hasta evaporar completamente. El Ti se eliminó con una mezcla de 0.45 M HNO_3, 0.09 M de Hcit (ácido cítrico) y 1 vol % de H_2O_2 (peróxido). El Zr se extrae de la columna con una mezcla de 6 M HCl y 0.6 M HF. Finalmente se colecta el Hf en vasos Savillex® de 30 ml, agregando 12 ml de 2 M HF en la columna y se deja evaporar en la placa. Este procedimiento toma aproximadamente 13-15 horas.

Para evitar la cola del Lu en el corte del Hf y para mejorar la relación Lu-Yb en el corte de las HREE, se realizaron otros dos pasos en la separación, denominados *clean-up*. El *clean-up* de Hf consiste en primer lugar, eliminar el Fe^{3+} mediante una mezcla de 3 M HCl y ácido ascórbico 0.1 M (seguido de 3M HCl) y, en segundo lugar, agregar 6M HCl para eluir Yb y Lu, reduciendo así las interferencias de éstos con el Hf durante las mediciones. En el *clean-up* de Lu, las muestras se cargan en las columnas con ácido ascórbico,

seguido de 1 M HCl para extraer el Fe. La colecta final de Hf y Lu se hace con los mismos ácidos y cantidades que en la primera etapa. Cada proceso de *clean-up* toma aproximadamente seis a siete horas.

La separación química de Sm y Nd se realizó siguiendo procedimientos de Weber *et al.* (2012, 2018). Primero, se separaron las REE cargando las muestras en columnas de vidrio con resina Dowex AG50WX8 (malla 100-200) y usando HCl en varios pasos con distinta normalidad/molaridad, hasta colectar las LREE. El Sm y el Nd fueron luego separados en columnas de vidrio-cuarzo rellenas con resina Ln-Spec® (malla 150).

2.4.3 Técnicas analíticas

Las mediciones isotópicas de Lu y Hf en solución se llevaron a cabo usando un equipo MC-ICP-MS NeptunePlus® de ThermoFisherScientific®, instalado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla (CGEO, Querétaro, México), siguiendo procedimientos detallados en González-Guzmán et al. (2016b). Las muestras en solución fueron introducidas al plasma mediante un sistema nebulizador desolvante Aridus®, utilizando Ar como gas transportador y una mezcla de Ar y N_2 como gas de barrido.

Los isótopos de Nd y Sm fueron analizados mediante espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS), con 35 muestras medidas en modo estático en equipos Triton® de ThermoFisherScientific® con nueve colectores Faraday, y FinniganMAT-262® TIMS con ocho colectores Faraday, ambos instalados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM en la Ciudad de México. Seis muestras fueron medidas con un equipo de Nu-TIMS® en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Ionización Térmica (LEMITE) de CICESE. Para los análisis por TIMS, las alícuotas de Nd y Sm fueron cargadas con HCl o H_3PO_4 en filamentos de renio, previamente desgasificados.

En el Triton® TIMS, la adquisición de isótopos de Nd se realizó en siete bloques de 10 ciclos cada uno, con un tiempo aproximado de integración de 16 s. En el Finningan MAT-262 el Sm se midió en dos bloques de 15 ciclos con 8 s de tiempo de integración. La configuración de las copas para Nd y Sm en instrumentos del LUGIS se indica en la Tabla 5. Las interferencias isobáricas de Sm en Nd fueron monitoreadas con la medición de ^{147}Sm y ^{144}Nd.

El Nu-TIMS® está equipado con la tecnología de multi-colectores de dispersión variable para el mejoramiento de la versatilidad y desempeño de esta técnica analítica. Utiliza un sistema patentado de

lentes de zoom (Quad 1 y Quad 2), que permite una alineación máxima de picos sin la necesidad de mover los detectores Faraday, que en este equipo son fijos, además del análisis de un amplio rango de elementos químicos, desde el litio hasta el uranio, con cambios inmediatos entre diferentes elementos. Esto permite la carga y corrida automática de muestras de diferentes elementos en el *turret* del instrumento. La configuración de los parámetros de zoom para la alineación de un elemento es un proceso simple, similar a configurar un haz de iones. Una vez guardados, los archivos de los parámetros de zoom se pueden recuperar para el análisis del elemento en cuestión.

Tabla 5. Configuración de copas para medición de Nd y Sm en espectrómetros de masas de ionización termal (TIMS) instalados en el LUGIS, UNAM, Ciudad de México.

Configuración del Nd (Triton® TIMS)							
Copa Faraday	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Masa	142	143	144	145	146	147	148
Isótopo	^{142}Nd ^{142}Ce	^{143}Nd	^{144}Nd ^{144}Sm	^{145}Nd	^{146}Nd	^{147}Sm	^{148}Nd ^{148}Sm
Configuración del Sm (FinniganMAT-262® TIMS)							
Copa Faraday		L2	L1	C	H1	H2	
Masa		152	147	149	154	144	
Isótopo		^{152}Sm ^{152}Gd	^{147}Sm	^{149}Sm	^{154}Sm ^{154}Gd	^{144}Nd	

El equipo Nu-TIMS® cuenta con 12 detectores de copa Faraday y dos posiciones para detectores multiplicadores de electrones para conteo de iones, que están disponibles para un análisis multi-colector. Esta configuración de los detectores también permite medir interferencias durante las mediciones. También pueden realizarse mediciones de Nd y Sr en modo estático, es decir, sin salto en el imán, o en modo dinámico, en el que durante la adquisición el imán salta a través de una serie de posiciones, en diferentes conjuntos de detectores Faraday. En este estudio, tres alícuotas de Nd fueron medidas en modo dinámico (CM-01, QM-02, STPD-05) y dos en modo estático (PET-02, QMc-01). Las mediciones de Nd fueron realizadas en ocho bloques de 10 ciclos cada uno (16 s de integración), mientras que el Sm fue medido en cuatro bloques de 10 ciclos (8 s de integración). La configuración de copas para el Nd y el Sm en el Nu-TIMS® se indica en la Tabla 6.

2.4.4 Reducción y corrección de datos

Las mediciones isotópicas que se hacen en un laboratorio reportan valores de fraccionamiento isotópico que son la suma, tanto del fraccionamiento relacionado a la acción de procesos naturales, como del fraccionamiento instrumental, que comúnmente se conoce como *mass biass* (Albarède, 2009). El *mass biass* es quizás el factor más importante que afecta la precisión y exactitud en las mediciones. Consiste en la trasmisión diferencial de los iones de diferente masa desde el punto en que la muestra es excitada hasta que los iones finalmente producen una corriente al ingresar a los detectores Faraday. Se considera que la perturbación en las trayectorias de los iones y efectos de adsorción intrínsecos del instrumento son las principales causas del *mass biass* (Albarède y Beard, 2004). Por ejemplo, en el espectrómetro multi-colector de plasma inductivamente acoplado (MC-ICP-MS) el fraccionamiento ocurre primordialmente en el plasma y en las regiones de interface, siendo la relación isotópica medida mayor a la verdadera (p. ej., Albarède et al., 2015). En la espectrometría de masas de ionización termal (TIMS), el calentamiento progresivo de la muestra implica que isótopos más ligeros de elementos con menor energía de ionización se separen antes de aquellos más pesados con mayor energía, conllevando a un fraccionamiento artificial o instrumental (Dickin, 2005). Sin embargo, como el fraccionamiento es un proceso continuo, al final de la medición este comportamiento se revierte.

Tabla 6. Configuración de copas para medición de Nd y Sm en espectrómetro de masas de ionización termal (TIMS) Nu-TIMS® instalado en el LEMITE, CICESE (Ensenada, Baja California).

Configuración del Nd (Nu-TIMS®) – modo estático														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC_0*	L2	IC_1*	L3
Masa		150	149	148	147	146	145	144	143	142				
Isótopo		^{150}Nd	^{149}Sm	^{148}Nd ^{148}Sm	^{147}Sm	^{146}Nd	^{145}Nd	^{144}Nd ^{144}Sm	^{143}Nd	^{142}Nd ^{142}Ce				
Configuración del Sm (Nu-TIMS®) – modo estático														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC_0*	L2	IC_1*	L3
Masa	154	152	151	150	149	148	147	146	145	144		142		
Isótopo	^{154}Sm ^{154}Gd	^{152}Sm ^{152}Gd		^{150}Nd	^{149}Sm	^{148}Nd ^{148}Sm	^{147}Sm	^{146}Nd	^{145}Nd	^{144}Nd		^{142}Nd ^{142}Ce		

*IC: Contador de iones (*Ion Counter*).

Los datos de Sm-Nd fueron corregidos y reducidos utilizando una hoja de cálculo Excel® de uso interno en el Laboratorio Ultralimpio del CICESE (Bodo Weber, comunicación personal, 2014). También se utilizó el programa IsotopeNd® (González-Guzmán et al., 2016b), obteniéndose diferencias menores a 0.1 unidades

de εNd con respecto a la hoja de cálculo mencionada. Para la obtención de $^{143}Nd/^{144}Nd$ verdadera, se deben realizar tres correcciones: por interferencia isobárica, por *spike* y por *mass biass*.

Las interferencias isobáricas en Nd se presentan principalmente por Ce (^{142}Ce en ^{142}Nd) y Sm (^{144}Sm en ^{144}Nd, ^{148}Sm en ^{148}Nd y ^{150}Sm en ^{150}Nd; Foster y Vance, 2006). La corrección por interferencia isobárica en el ^{144}Nd, utilizando el isótopo libre de interferencia ^{147}Sm, se expresa como (Yang et al., 2010):

$$\left(^{144}Nd\right)_{IC} = \left(^{144}Nd\right)_{mea} - \left[\frac{\left(^{147}Sm\right)_{mea}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Sm}\right)_{nat} \times \left(\frac{Masa\left(^{147}Sm\right)}{Masa\left(^{144}Sm\right)}\right)^{\beta Sm}}\right] \quad (7)$$

Donde los subíndices *IC*, *mea*, y *nat* indican corregido por interferencia, valor medido y composición isótopica natural ($^{147}Sm/^{144}Sm$ = 4.83871), respectivamente (βSm = 3.87*βNd de acuerdo a Yang et al., 2010; Ecuación 8). La expresión matemática que mejor explica la corrección por *mass biass* es la Ley Exponencial y comúnmente se realiza normalizando a una relación aceptada de isótopos no radiogénicos del elemento en cuestión (Thirwall y Anczkiewicz, 2004; Albarède et al., 2015). El factor de fraccionamieto de masa β para el Nd se calcula como:

$$\beta_{Nd} = \left[\frac{\left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_t}{\left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_{mea}}\right] \div ln\left[\frac{Masa\left(^{146}Nd\right)}{Masa\left(^{144}Nd\right)}\right] \quad (8)$$

Donde el subíndice *t* indica valor verdadero. En este caso, se normalizó a $(^{146}Nd/^{144}Nd)_{nat}$ = 0.7219 (Wasserburg et al., 1981) y $(^{146}Nd/^{144}Nd)_t$ se obtiene a partir de:

$$\left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_t = \frac{\left[\left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Sp} - \left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat}\right]}{\left[\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Sp} - \left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat}\right]} \times \left[\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_t - \left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat}\right] + \left(\frac{^{146}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat} \quad (9)$$

El subíndice *Sp* denota la composición isotópica en el *spike* añadido. $(^{145}Nd/^{144}Nd)_t$ se obtiene a partir de:

$$\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_t = \left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{mea} \times \left[\frac{Masa\left(^{145}Nd\right)}{Masa\left(^{144}Nd\right)}\right]^{\beta_{Nd}} \quad (10)$$

Lo cual implica un cálculo iterativo para obtener la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ corregida por *mass biass* (*MB*):

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{IC+MB} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{IC} \times \left[\frac{Masa(^{143}Nd)}{Masa(^{144}Nd)}\right]^{\beta_{Nd}} \quad (11)$$

La dilución isotópica perturba los isótopos naturales debido a la adición del *spike*, ya que éste no es monoisotópico. Por tanto, también debe realizarse una corrección restando la contribución del *spike* (p. ej., Thirwall y Anczkiewicz, 2004). La relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ verdadera, corregida por *spike* (*Sp corr*) se calculó mediante la siguiente expresión:

$$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Sp\ corr} = \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{IC+MB} - \left[\frac{(^{145}Nd)_{Sp}}{(^{144}Nd)_{Nat}}\right] \times \left(\frac{^{143}Nd}{^{145}Nd}\right)_{Sp} \times \left[1 - \left(\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{IC+MB}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Sp}}\right)\right] \quad (12)$$

$(^{145}Nd)_{Sp}/(^{144}Nd)_{nat}$ se calcula como:

$$\frac{(^{145}Nd)_{Sp}}{(^{144}Nd)_{Nat}} = \frac{\left[\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_t - \left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat}\right]}{\left[1 - \frac{\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_t}{\left(\frac{^{145}Nd}{^{144}Nd}\right)_{nat}}\right]} \quad (13)$$

$(^{145}Nd/^{144}Nd)_t$ se obtiene de la Ecuación 10. De manera similar, el factor de fraccionamiento para el Sm es:

$$\beta_{Sm} = \left[\frac{\left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_t}{\left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_{mea}}\right] \div ln\left[\frac{Masa(^{152}Sm)}{Masa(^{147}Sm)}\right] \quad (14)$$

$(^{152}Sm/^{147}Sm)_t$ se obtiene mediante la normalización a $^{152}Sm/^{147}Sm = 1.7845352$ según:

$$\left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_t = \frac{\left[\left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Sp} - \left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Nat}\right]}{\left[\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Sp} - \left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{nat}\right]} \times \left[\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_t - \left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{nat}\right] + \left(\frac{^{152}Sm}{^{147}Sm}\right)_{nat} \quad (15)$$

($^{149}Sm/^{147}Sm)_t$ se expresa como:

$$\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_t = \left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{mea} \times \left[\frac{Masa(^{149}Sm)}{Masa(^{147}Sm)}\right]^{\beta_{Sm}} \quad (16)$$

La relación $^{149}Sm/^{147}Sm$ corregida por mass biass (*MB*) es:

$$\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{MB} = \left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Mea} \times \left[\frac{Masa(^{149}Sm)}{Masa(^{147}Sm)}\right]^{\beta_{Sm}} \quad (17)$$

En donde $(^{149}Sm)_{Sp}/(^{147}Sm)_{Nat}$ viene dada por:

$$\frac{(^{149}Sm)_{Sp}}{(^{147}Nd)_{Nat}} = \left[\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{MB} - \left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Nat}\right] \div \left[1 - \frac{\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{MB}}{\left(\frac{^{149}Sm}{^{147}Sm}\right)_{Sp}}\right] \quad (18)$$

La reducción de los datos Lu-Hf se realizó *offline* con los datos crudos con el programa IsotopeHf®, escrito en un ambiente R y desarrollado por González-Guzmán et al. (2016b). Dado que el Lu sólo tiene dos isótopos naturales, ^{175}Lu y ^{176}Lu, y su relación isotópica natural está alterada por el *spike*, para la corrección del *mass biass*, cada muestra se dopó con una solución de ~10 ppb de Re. Midiendo simultáneamente las masas 185 y 187 se puede corregir el *mass biass* del Lu con el factor de fraccionamiento obtenido de la relación $^{185}Re/^{187}Re$ y un factor de corrección elemental que se obtuvo de las soluciones estándar. Para ello se prepararon soluciones estándar de Lu-Re (10 ppb Lu + 15 ppb Re) o Yb-Lu-Re (10 ppb Yb + 10 ppb Lu +15 ppb Re) que se midieron cada tres a cinco muestras desconocidas (González-Guzmán et al., 2016b). Las relaciones isotópicas fueron corregidas por fraccionamiento de masa mediante la normalización interna a $^{179}Hf/^{177}Hf$= 0.7325 para el Hf. Todos los detalles del procedimiento pueden consultarse en González-Guzmán (2016) y González-Guzmán et al. (2016b).

Las incertidumbres se estiman alrededor de 0.003% para las relaciones $^{176}Hf/^{177}Hf$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$, en 0.5% (o 0.1%) para las relaciones padre/hijo ($^{176}Lu/^{177}Hf$ y $^{147}Sm/^{144}Nd$) y 2% para las concentraciones de elementos (Weber et al., 2018). Los resultados de los análisis isotópicos en roca total de Sm-Nd y Lu-Hf se listan en las Tablas 21 y 22 de los Anexos, respectivamente.

2.4.5 Estándares de referencia y blancos analíticos

Los análisis de Sm-Nd y Lu-Hf fueron monitoreados usando estándares de referencia y también la medición de materiales certificados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y de Japón (GSJ), además de duplicados de las muestras. Durante dos sesiones analíticas en el mes de agosto de los años 2015 y 2016, el estándar de Hf JMC-475 (0.282160, Blichert-Toft et al., 1997) tuvo un valor medio ponderado de 0.282149 ± 0.000006 (2σ, n = 23, Figura 9a) para la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$, mientras que en el Triton® TIMS dos mediciones del estándar de Nd La Jolla (0.511858 ± 7, Lugmair y Carlson, 1978) tuvieron valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0.511846 ± 0.000005 y 0.511847 ± 0.000004 (2SE), respectivamente. Adicionalmente el estándar SAL arrojó un valor medio ponderado $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0.511642 ± 0.000004 (2SE, n = 4).

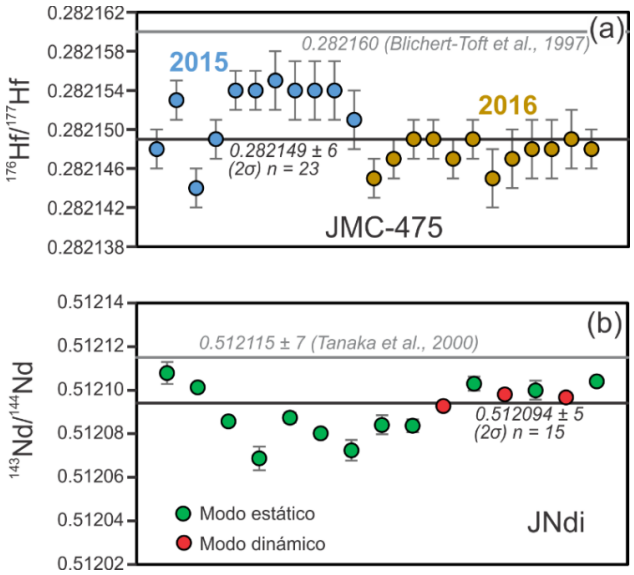


Figura 9. Relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ (a) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (b) para los estándares JMC-475 y JNdi, respectivamente. También se indican los valores comúnmente aceptados para dichos estándares y sus respectivos errores. Las barras de error son 2SE (dos veces el error estándar de la medición), y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo.

En el Nu-TIMS® se utilizó el estándar JNdi (0.512115 ± 0.000007; Tanaka et al., 2000). De acuerdo con la base de datos GeoRem (Jochum et al., 2005; http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/) este material de referencia del Servicio Geológico de Japón tiene reportados en la literatura aproximadamente 500 valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$, de los cuales unos 300 son mediciones en TIMS variando entre 0.512001 y 0.512178 con un promedio de 0.512106 ± 0.000030 (2σ, n = 315). En cargas realizadas entre diciembre 2016 y agosto 2018 en el LEMITE el JNdi arrojó un valor medio ponderado de 0.512094 ± 0.000005 (2σ, n = 15, Figura 9b), que es bastante similar al reportado en varios estudios (p. ej., Deng et al., 2014: 0.512094 ± 0.000007; Tazoe et al., 2011: 0.512095 ± 0.000009; Fisher et al., 2011: 0.512095 ± 0.000009; Kocsis et al., 2012: 0.512095 ± 0.000004). La explicación sobre las causas de la desviación de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre el

valor reportado por Tanaka et al. (2000) y el obtenido en varios laboratorios puede ser el *mass biass* relacionado con la transmisión iónica diferencial, que es intrínseca de cada instrumento (p. ej., Valeriano et al., 2008).

Los materiales de referencia que se utilizaron en este estudio son el BHVO-1 (basalto, Hawai), BCR-1 (basalto, Columbia River, Oregon), G-2 (granito, Rhode Island), GSP-1 (granodiorita, Silver Plume, Colorado), JG-2 (granito) y JG-3 (granodiorita). Los últimos dos son recomendados por el Servicio Geológico de Japón y sólo fueron utilizados en las mediciones Lu-Hf (detalles en González-Guzmán et al., 2016b). El estándar BCR-1 sólo fue analizado para Sm-Nd. En general, se obtuvieron resultados de $^{176}Hf/^{177}Hf$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ que son congruentes con valores reportados en la literatura, dentro de los errores analíticos (Tabla 7 y Figura 10).

Tabla 7. Composición isotópica de Nd y Hf para materiales de referencia certificados por los servicios geológicos de Estados Unidos (BHVO-1, BCR-1, G-2, GSP-1) y de Japón (JG-2, JG-3) obtenidos en las sesiones analíticas de este estudio (Datos de Hf son tomados de González-Guzmán et al., 2016b). Se indican valores promedios calculados a partir de la base de datos GeoRem (Jochum et al., 2005; http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/).

Código muestra	Estándar[a]	Composición	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_M$[c]	±1σ[d]	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_L$[e] ± 1σ	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_M$[c]	±1σ[d]	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_L$[e] ± 1σ
864	BHVO-1	Basalto	0.512973	9	0.512988 ± 0.000022 n = 43	0.283090	13	0.283103 ± 0.000012 n = 50
881	BHVO-1	Basalto	0.512975	14		0.283096	12	
961	BHVO-1	Basalto[b]	0.512969	18		-	-	
1123	BHVO-1	Basalto[b]	0.512928	18		-	-	
1234	BHVO-1	Basalto[b]	0.512968	18		-	-	
969	BCR-1	Basalto[b]	0.512621	16	0.512635 ± 0.000020 n = 167	-	-	-
865	G-2	Granito	0.512219	15	0.512234 ± 0.000010 n = 12	0.282506	10	0.282513 ± 0.000010 n = 8
894	G-2	Granito	-	-		0.282504	10	
932	G-2	Granito[b]	0.512203	16		0.282513	7	
748	GSP-1	Granodiorita	0.511359	14	0.511387 ± 0.000014 n = 4	0.281917	15	0.282119 ± 0.000137 n = 4
965	GSP-1	Granodiorita[b]	0.511362	18		-	-	
771	GSP-1 (Parr®)	Granodiorita	-	-		0.281901	20	
750	JG-2	Granito	-	-	-	0.282536	12	0.282554 ± 0.000004 (2SE) n = 1
767	JG-2 (Parr®)	Granito	-	-		0.282544	15	
751	JG-3	Granodiorita	-	-	-	0.282840	18	-
768	JG-3 (Parr®)	Granodiorita	-	-		0.282846	13	

[a]La digestión de las muestras se realizó mediante el sistema DAS® de Picotrace®, a menos que se indique entre paréntesis que se utilizó la bomba Parr®.
[b]Los valores de Nd resaltados en rojo fueron medidos en el Nu-TIMS®; las mediciones del resto de las muestras se llevaron a cabo con el Triton® TIMS.
[c] Relación isotópica medida.
[d]La desviación estándar es en los últimos dos dígitos de la relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{176}Hf/^{177}Hf$.
[e] Promedio de la relación isotópica (con su respectiva desviación estándar) calculados a partir de la base de datos GeoRem (Jochum et al., 2005; http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/).

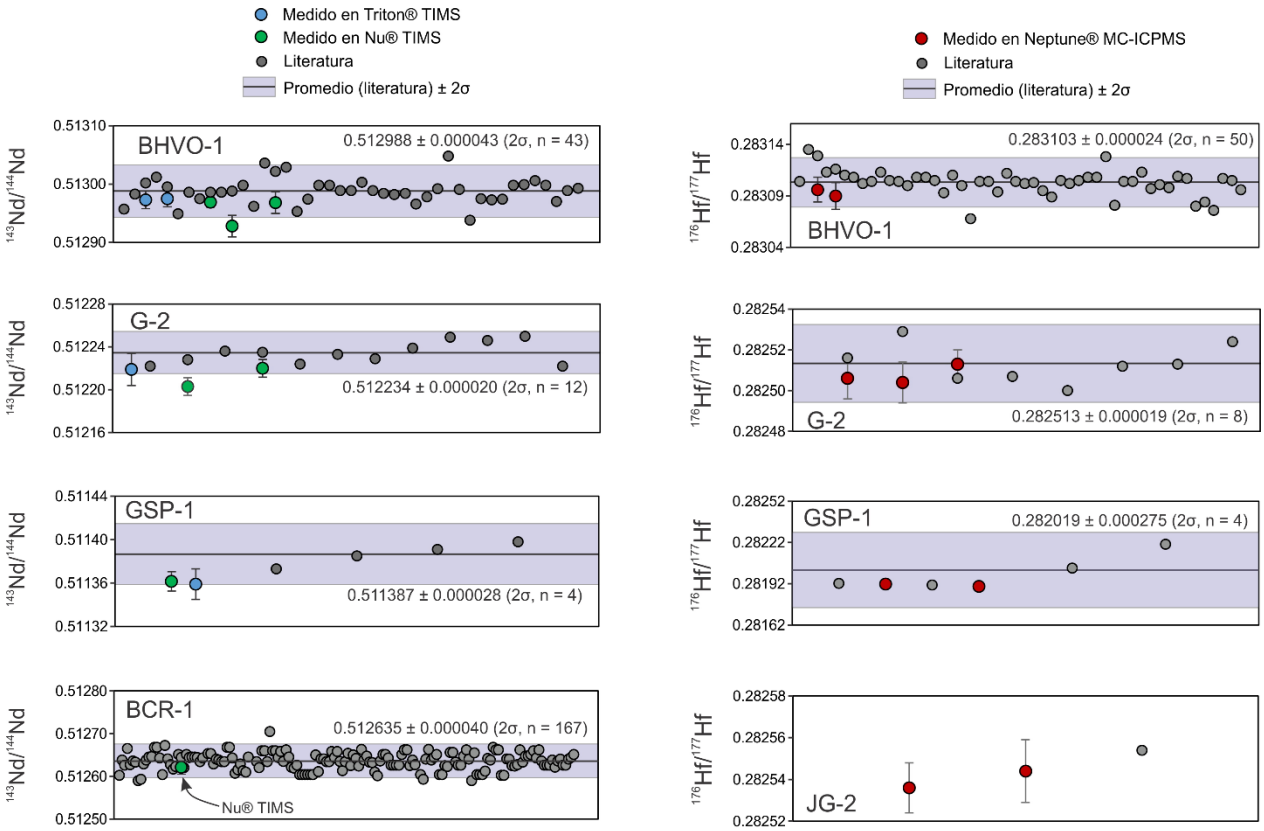


Figura 10. Relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ (izquierda) y $^{176}Hf/^{177}Hf$ (derecha) para los materiales de referencia utilizados en este estudio, comparados con valores reportados en la literatura (Base de datos GeoRem, Jochum et al., 2005). Las barras de error representan 1σ. En general, los valores medidos son congruentes con los reportados en la literatura, dentro de los errores analíticos.

De igual forma, las concentraciones de Sm, Nd, Lu y Hf calculadas en los estándares están en concordancia con los valores recomendados (Tabla 8). Una muestra del basalto BHVO-1 (1123) tiene una concentración de Nd mayor al recomendado, lo que podría representar errores durante el proceso de dilución isotópica, como, por ejemplo, adición de una cantidad inadecuada de *spike* en la muestra (*overspiked*) o una falta de equilibración *spike*-muestra. Una muestra de GSP-1 (748) tiene un valor de Nd considerablemente alto, por lo que probablemente se contaminó con una fuente externa de Nd. El Sm en la muestra BCR-1 es bastante bajo, posiblemente por errores en el pesado del conjunto muestra-s*pike*.

Por lo general, los blancos analíticos fueron <40 pg de Nd en mediciones realizadas en el Triton® TIMS (n = 3). Los blancos medidos en el Nu-TIMS® entre diciembre de 2016 y agosto de 2018 son <0.4 ng de Nd (n = 8). Para el Hf, los blancos varían entre 0.02 y 0.06 ng (n = 6).

Tabla 8. Concentraciones de Sm-Nd y Lu-Hf para materiales de referencia certificados por los servicios geológicos de Estados Unidos (BHVO-1, BCR-1, G-2, GSP-1) y de Japón (JG-2, JG-3) obtenidos en las sesiones analíticas de este estudio (Datos de Lu-Hf son tomados de González-Guzmán et al., 2016b). Se indican valores promedios recomendados.

Código muestra	Estándar[a]	Composición	Nd_M[c] (ppm)	Sm_M[c] (ppm)	Nd_L[d] (ppm)	Sm_L[d] (ppm)	Hf_M[c] (ppm)	Lu_M[c] (ppm)	Hf_L[d] (ppm)	Lu_L[d] (ppm)
864	BHVO-1	Basalto	25.88	6.28	24.7-25.2[1]	6.10-6.21[2]	4.48	0.28	4.3-4.4[2]	0.28-0.29[2]
881	BHVO-1	Basalto	25.31	-			4.37	0.27		
961	BHVO-1	Basalto[b]	23.96	5.82			-	-		
1123	BHVO-1	Basalto[b]	29.10	7.15			-	-		
1234	BHVO-1	Basalto[b]	25.79	6.27			-	-		
969	BCR-1	Basalto[b]	29.33	5.18	28.04 - 29.02[2]	6.56-6.76[2]	-	-		
865	G-2	Granito	54.94	7.11	52.12[3]	6.94-6.99 [3]	7.80	0.09	7.8-7.9[5]	0.099-0.010[5]
894	G-2	Granito	-	-			7.77	0.09		
932	G-2	Granito[b]	53.98	7.11			9.03	0.10		
748	GSP-1	Granodiorita	244.08	28.51	193-210[4]	24.7 - 27.2[4]	15.01	0.20	15.5[2]	0.214[2]
965	GSP-1	Granodiorita[b]	197.44	24.34			-	-		
771	GSP-1 (Parr®)	Granodiorita	-	-			15.40	0.24		
750	JG-2	Granito			-	-	4.72	1.23	4.227 - 5.885[6]	1.196 - 1.321[6]
767	JG-2 (Parr®)	Granito					4.94	0.64		
751	JG-3	Granodiorita	-	-	-	-	4.52	1.19		
768	JG-3 (Parr®)	Granodiorita	-	-			4.63	0.34		

[a]La digestión de las muestras se realizó mediante el sistema DAS® de Picotrace®, a menos que se indique entre paréntesis que se utilizó la bomba Parr®.
[b]Los valores de Nd resaltados en rojo fueron medidos en el Nu-TIMS®; las mediciones del resto de las muestras se llevaron a cabo con el Triton® TIMS.
[c] Concentración calculada a partir de mediciones.
[d] Concetración recomendada en la literatura.
[1] Raczek et al. (2001); Mahlen et al. (2008) [2] Compilado por Jochum et al. (2005). [3] Mahlen et al. (2008). [4] Raczek et al. (2001); Mahlen et al. (2008). [5] Jochum et al. (2005). [6] Nebel-Jacobsen et al. (2010).

2.5 Isotopía Lu-Hf en zircón (*in situ*)

2.5.1 El Hf en el zircón como trazador isotópico

Las fases minerales con Zr y Ti como constituyentes estequiométricos tienen fuertes afinidades con el Hf, como por ejemplo el zircón, la baddeleyita y el rutilo (Vervoort, 2014). En particular el zircón incorpora preferencialmente en su estructura el Hf^{+4} con respecto a elementos de tierras raras (REE) como el Lu, por lo que al momento de su cristalización incorpora sólo cantidades muy pequeñas de ^{176}Lu, siendo su relación Lu/Hf muy baja (~0.001; Hawkesworth y Kemp, 2006). Esto significa que la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ medida hoy es casi igual a la relación inicial de cuando cristalizó el zircón, y que la corrección debida a crecimiento radiogénico interno de Hf es prácticamente insignificante (Hawkesworth y Kemp, 2006), lo cual hace a esta

fase muy útil como trazador isotópico. Adicionalmente, el zircón tiene altas concentraciones de Hf (~1-2%) y la composición isotópica de este elemento es muy estable, debido a que es incorporado a la estructura cristalina del zircón, haciéndolo resistente a la difusión y, por tanto, a procesos de meteorización, deformación, alteración y hasta recristalización (Hawkesworth y Kemp, 2006; Roberts y Spencer, 2014; Vervoort y Kemp, 2016).

La baja difusión intracristalina del zircón implica también que se preserven las variaciones en la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ inducidas por cambios composicionales en el magma a partir del cual cristaliza o por la presencia de componentes de diferente edad, como por ejemplo núcleos heredados o recristalizaciones metamórficas. Esta información puede contribuir en gran medida a revelar la evolución de la composición de los magmas, para trazar la firma isotópica de las fuentes y realizar modelos de evolución de la corteza y de la diferenciación manto-corteza (Hawkesworth y Kemp, 2006; Payne et al., 2016; Bea et al., 2018).

Los análisis *in situ* de los isótopos de Lu-Hf en zircón se han revolucionado en las últimas dos décadas debido a los avances en la espectrometría de masas con fuentes de plasma y de las técnicas de micro-muestreo, como la ablación con láser (p. ej., Vervoort and Blichert-Toft, 1999; Hawkeswoth y kemp, 2006; Vervoort y Kemp, 2016). La isotopía de Hf en zircón es especialmente útil cuando se usa en conjunto con la información geocronológica U-Pb en esta fase mineral (Vervoort, 2014), pero se debe considerar que a pesar de que el sistema U-Pb es susceptible a abrirse bajo ciertas condiciones, el sistema Lu-Hf generalmente permanece cerrado (p. ej., Amelin et al., 2000; Hawkesworth y Kemp, 2006; Ibanez-Mejía et al. 2015; Vervoort y Kemp 2016). Esto implica que la interpretación de los datos isotópicos U-Pb-Hf se puede ver afectada por complejidades en la sistemática U-Pb del zircón discordante, por una asignación incorrecta de edad a una composición particular de Hf debido a pérdidas de Pb y, también, por mezclas de diferentes dominios de crecimiento en el zircón que tienen distintas composiciones de Hf que no se pueden evitar durante la ablación láser (Figura 11; Amelin et al., 2000; Ibanez-Mejía et al. 2015; Vervoort y Kemp 2016). Estas complicaciones son más notorias cuando se trabaja con zircones con múltiples zonas de crecimiento, en terrenos tectónicamente complejos con varios eventos ígneos y metamórficos superpuestos (p. ej., Ibanez-Mejía et al., 2015).

La incertidumbre en las relaciones $^{176}Hf/^{177}Hf$ proviene casi en su totalidad del error analítico en su medición (incluyendo el error en la corrección por interferencias isobáricas de ^{176}Yb y ^{176}Lu) y es independiente de la edad (Amelin et al., 2000). Sin embrago, en la notación εHf_t la desviación de la relación inicial de $^{176}Hf/^{177}Hf$ del valor de CHUR (Sección 2.4.1, Ecuación 6) varía considerablemente con la edad específica asumida para la muestra geológica, debido a que (1) el valor de CHUR utilizado como referencia

depende de la edad y (2) la relación $^{176}Lu/^{177}Hf$ del CHUR es mucho mayor que la del zircón (Figura 11; Amelin et al., 2000; Weber et al., 2012).

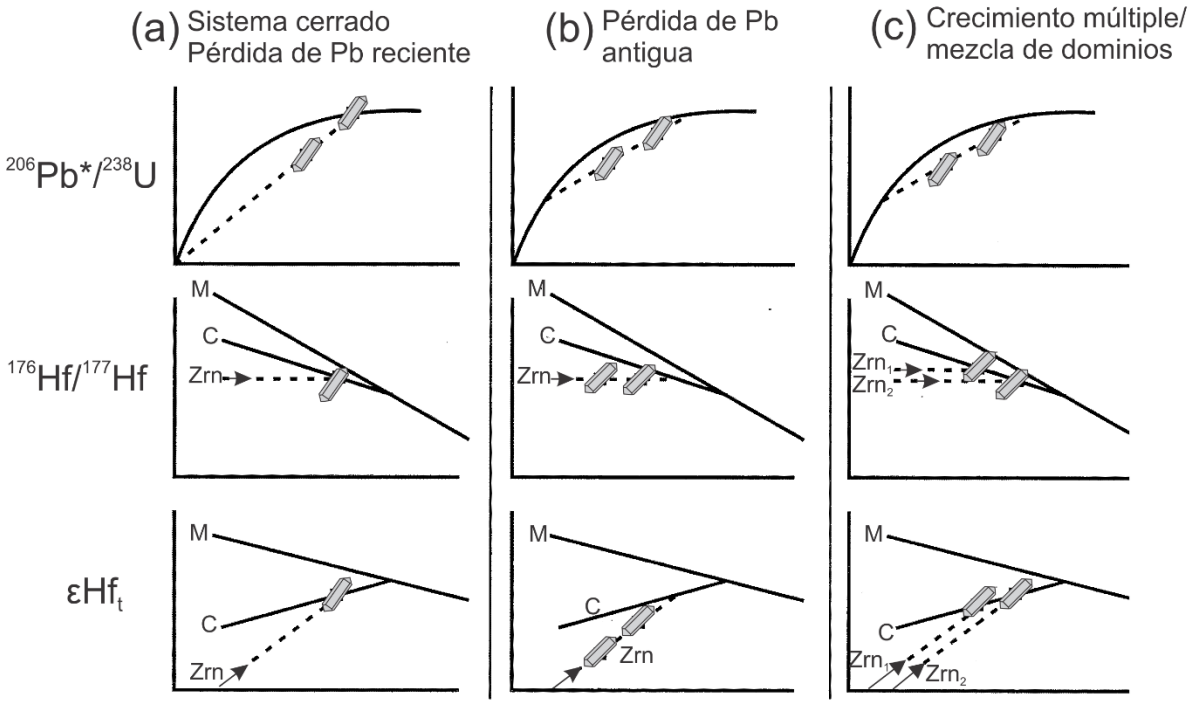


Figura 11. Representación esquemática de los efectos de la complejidad en la edad del zircón en el cálculo de la relación inicial de $^{176}Hf/^{177}Hf$ y εHft, indicando las trayectorias generales de evolución del manto (M), corteza (C) y zircón (Zrn). Para éste último, la intersección de la línea segmentada con el eje vertical (*y*) representa la composición isotópica de Hf medida en el presente, mientras que las flechas indican el cálculo de ésta a la edad U-Pb correspondiente. Modificado de Amelin et al. (2000) y Vervoort y Kemp (2016). (a) La edad U-Pb es concordante (sistema cerrado) o modificada sólo por pérdida de Pb reciente; la relación inicial $^{176}Hf/^{177}Hf$ en los zircones es homogénea y εHft es invariable. (b) Los zircones experimentan pérdida de Pb antigua, por lo que la relación $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ es variable, pero la relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial se mantiene constante; nótese que a distintas edades del zircón discordante la notación εHf_t calculada a la edad correspondiente es variable. (c) Dos episodios de crecimiento de zircón, sin pérdida de Pb. $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$, $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial y εHft son variables. Lu/Hf se asume como cero. Zrn_1 y Zrn_2 son fases de crecimiento temprana y tardía en el zircón. *: Pb radiogénico.

Al igual que en la isotopía de roca total de Sm-Nd y Lu-Hf, también en la isotopía de Hf en zircón es común el cálculo de edades modelo de manto empobrecido. Esto se basa en la premisa de que la edad modelo refleja la edad de extracción del reservorio de manto empobrecido y que la subsecuente cristalización del zircón ocurrió mucho después. La diferencia entre estos dos eventos generalmente se denomina edad de residencia cortical (p. ej., Lancaster et al., 2011; Roberts y Spencer, 2014).

Sin embargo, debido a que la relación entre Lu y Hf de un zircón no es la misma que la del magma de donde cristalizó, las edades modelo de los zircones se tienen que calcular en dos etapas (p. ej., Weber et al., 2012; Payne et al., 2016). Esto significa que primero se determina la relación inicial de $^{176}Hf/^{177}Hf_{t\text{-}Zrn}$ en el momento de la cristalización utilizando el $^{176}Lu/^{177}Hf$ del zircón y luego la edad de extracción del manto,

usando una proyección hacia atrás, hasta el reservorio del manto empobrecido utilizando un $^{176}Lu/^{177}Hf$ de una corteza promedia para el modelo (Figura 12). En este cálculo de edades modelo se asume (1) un modelo de manto empobrecido, que considera 4.5 Ga de diferenciación cortical (Vervoort y Blichert-Toft, 1999), (2) la constante de decaimiento del ^{176}Lu ($\lambda = 1.867\times10^{-11}$ años^{-1}, Scherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004) y (3) una relación $^{176}Lu/^{177}Hf$ para el magma parental, que define la evolución isotópica a través del tiempo con respecto a $^{176}Hf/^{177}Hf$ (Figura 12; Roberts y Spencer, 2014). El tercer punto es particularmente importante, pues de acuerdo al valor de la relación Lu/Hf varía en gran medida la edad modelo obtenida (Figura 12), siendo más pronunciada esta diferencia a medida que la diferencia de edad entre el zircón y la fuente magmática aumenta (Payne et al., 2016; Bea et al., 2018). Se utilizan varios criterios para la selección de la relación Lu/Hf para el cálculo, pero el más común es usar un valor de 0.015 que representa un promedio de la corteza superior (Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005) y valores relativamente más altos como 0.022 para litologías máficas (Nebel et al., 2007). También se puede utilizar la relación Lu/Hf en roca total de la muestra a partir de la cual se separaron los zircones (Andersen et al., 2002; Bea et al., 2018).

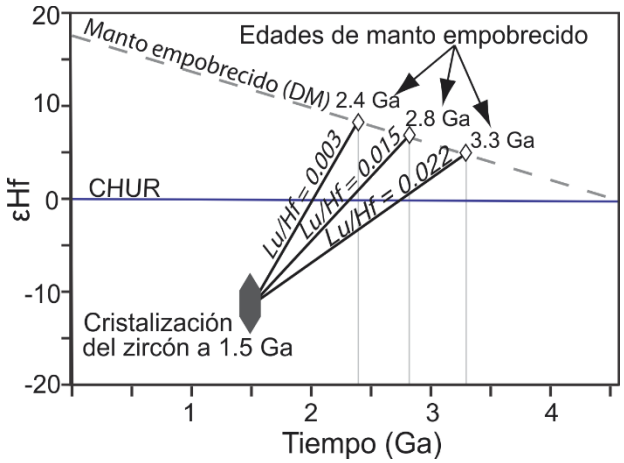


Figura 12. Representación gráfica de edades modelo de manto empobrecido de un zircón hipotético que cristalizó a 1.5 Ga, usando varias relaciones Lu/Hf. Una relación Lu/Hf de 0.022 se corresponde con composiciones máficas del magma fuente, mientras que un valor de 0.015 se relaciona a fundidos más félsicos y al promedio de la corteza continental. Lu/Hf de 0.003 es un promedio de dicha relación en el zircón. Modificado de Roberts y Spencer (2014).

El significado de las edades modelo en el sistema Lu-Hf y si es posible usarlas para determinar eventos de crecimiento de la corteza a partir de T_{DM} en los zircones ha sido motivo de controversia y discusión en varias publicaciones (p. ej., Vervoort, 2014; Vervoort y Kemp, 2016; Payne et al., 2016; Bea et al., 2018). Además de la dependencia de la relación Lu/Hf escogida para el cálculo hacia el manto empobrecido, también se han propuesto limitaciones al uso de estas edades, porque al igual que en el Nd, representan un promedio de las fuentes que alimentaron al magma a partir del cual cristalizó el zircón y, por tanto, se

consideran como edades híbridas (Roberts y Spencer, 2014). Aun así, las edades modelo pueden ser una herramienta muy efectiva para identificar reservorios corticales que han formado rocas sedimentarias, incluso cuando los zircones detríticos que se originan en una misma fuente han sufrido procesos de recristalización (Weber et al., 2012).

Por último, es importante mencionar que en los errores de las edades modelo en zircón se consideran las incertidumbres en la constante de decaimiento del ^{176}Lu (± 0.47 unidades de εHf) y en el CHUR (± 0.39 unidades de εHf a t = 0 y ± 0.18 unidades de εHf a t = 4.5 Ga), lo cual resulta en una incertidumbre mínima de ± 0.34 unidades de εHf que se traduce hasta en 250 Myr (Ickert, 2013).

2.5.2 Técnicas analíticas

Los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones de 11 muestras de rocas se realizaron por ablación laser y espectrometría de multicolector con plasma inductivamente acoplado (LA-MC-ICP-MS), en las instalaciones del Peter Hooper GeoAnalytical Lab (Pullman, WA), siguiendo procedimientos para configuración de instrumento, reducción de datos y correcciones de Fisher et al. (2011, 2014a, 2014b) y Vervoort et al. (2004).

Las determinaciones de isótopos de Lu–Hf se llevaron a cabo en zircones que ya habían sido analizados por U-Pb, tratando en lo posible que los sitios de análisis de Lu-Hf estuvieran cerca de los hoyos del láser para U-Pb, o en el mismo dominio de crecimiento de zircón. Para la ablación, fue utilizado un láser NewWave 213 nm UP Nd-YAG, con un diámetro de análisis de 40 µm. El láser fue operado a una frecuencia de pulso de 10 Hz y una fluencia de ~7 J/cm^2. Los análisis se realizaron utilizando un MC-ICP-MS Neptune de Thermo® equipado con nueve colectores Faraday. El gas portador de la muestra hacia dentro del Neptune consistió de He purificado con cantidades pequeñas de N_2, para minimizar la formación de óxidos y aumentar la sensibilidad al Hf (Bahlburg et al., 2011).

Cada análisis consta de 30 s de línea de base o *baseline* (blanco de gas), seguido de 65 s de ablación. La adquisición de datos se realizó en modo estático de baja resolución, con 60 integraciones de 1 s. Para facilitar el procedimiento durante las mediciones, la adquisición de los datos isotópicos de Lu-Hf se realizó en un archivo único y continuo, que comprende 15-16 análisis de ablación individual, que podían corresponder a zircones de una o máximo dos muestras, más un estándar, por lo menos. La señal de Hf total obtenida estuvo entre 5 y 20 V.

2.5.3 Reducción y corrección de datos

Para la reducción de datos se utilizó el programa Iolite® (Universidad de Melbourne) personalizado para uso interno en el Peter Hooper GeoAnalytical lab, el cual sigue procedimientos de Fisher et al. (2011). El mayor reto analítico en la determinación exacta de la composición isotópica de Hf en zircón es la corrección por interferencia que tienen el ^{176}Yb y el ^{176}Lu en el ^{176}Hf. Estas son corregidas midiendo la intensidad de un isótopo que no tenga interferencia con otro elemento presente en la muestra, es decir, por "extracción de picos" o *peak-stripping* (Fisher et al., 2011). Típicamente, el Yb es ~4 veces más abundante que el Lu en el zircón natural (Hoskin y Schaltegger, 2003), lo cual resulta en una interferencia del ^{176}Yb ~25 veces más grande que la del ^{176}Lu (Fisher et al., 2011).

La siguiente ecuación expresa la manera correcta de producir composiciones isotópicas de Hf precisas mediante ablación láser (Fisher et al., 2011):

$$\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{corr} = \left(\frac{^{176}(Hf + Yb + Lu)_{mea} - {}^{176}Yb_{calc} - {}^{176}Lu_{calc}}{^{177}Hf_{mea}}\right) \times \left(\frac{M176}{M177}\right)^{\beta(Hf)} \quad (19)$$

Los subíndices *corr* y *mea* corresponden a la composición isotópica de interés corregida y medida, respectivamente. El subíndice *calc* denota la intensidad de la señal calculada de las interferencias isobáricas, M176/M177 es la relación de las masas isotópicas exactas y β(Hf) es el *mass biass* de Hf. Este último se calcula como:

$$\beta_{(Hf)} = ln\left[\frac{\left(\frac{^{179}Hf}{^{177}Hf}\right)_{nat}}{\left(\frac{^{179}Hf}{^{177}Hf}\right)_{mea}}\right] \div ln\left(\frac{M179}{M177}\right) \quad (20)$$

Siendo $(^{179}Hf/^{177}Hf)_{nat}$ = 0.7325 (Patchett y Tatsumoto, 1980).

En el modelo utilizado, se requieren dos relaciones isotópicas naturales de Yb, una para la determinación de la corrección por interferencia del ^{176}Yb y otra para el cálculo del fraccionamiento de masa del Yb, siendo ambos calculados para cada integración en los análisis de zircón. En el primer caso se usa $(^{176}Yb/^{173}Yb)_{nat}$ = 0.79639 y, en el segundo, $(^{173}Yb/^{171}Yb)_{nat}$ = 1.132685 (Segal et al., 2003; Fisher et al., 2014a). El *mass biass* de Yb se calcula según:

$$\beta_{Yb} = ln\left[\frac{\left(\frac{^{173}Yb}{^{171}Yb}\right)_{nat}}{\left(\frac{^{173}Yb}{^{171}Yb}\right)_{mea}}\right] \div ln\left(\frac{M173}{M171}\right) \quad (21)$$

Así, la señal de interferencia de Yb calculada es:

$$^{176}Yb_{Calc} = {}^{173}Yb_{mea}\left(\frac{^{176}Yb}{^{173}Yb}\right)_{nat} \times \left(\frac{M173}{M176}\right)^{\beta(Yb)} \quad (22)$$

El valor de $^{176}Yb/^{173}Yb$ usado se calibró basándose en las mediciones del cristal sintético de zircón dopado con Yb "MunZirc", introducido por Fisher et al. (2011). En el caso de la interferencia del ^{176}Lu, se utiliza la masa ^{175}Lu medida, la cual no tiene interferencia y además es el único isótopo adicional de este elemento. Se normaliza a $^{176}Lu/^{175}Lu = 0.02655$ (Vervoort et al., 2004) y se asume βLu = βYb (Fisher et al., 2011):

$$^{176}Lu_{Calc} = {}^{175}Lu_{mea}\left(\frac{^{176}Lu}{^{175}Lu}\right)_{nat} \times \left(\frac{M176}{M175}\right)^{\beta(Lu)} \quad (23)$$

El valor corregido promedio de $^{176}Hf/^{177}Hf$ para 11 análisis de MunZirc fue 0.282140 ± 0.000042 (2σ, n = 11), lo cual está en concordancia con el valor de 0.282140 ± 0.000005 (solución por MC-ICPMS) publicado por Fisher *et al.* (2011).

Después de realizar las correcciones de interferencia Yb y Lu, todas las relaciones de $^{176}Hf/^{177}Hf$ se normalizaron al valor del zircón Plešovice de 0.282482 (Sláma et al., 2008). Las mediciones del zircón Plešovice una o dos veces cada ~ 10-15 zircones de las muestras arrojaron un valor medio de 0.282427 ± 0.000053 para $^{176}Hf/^{177}Hf$ (2σ, n = 17). El zircón de referencia FC-1 se analizó cada ~15 desconocidos, para el control de calidad en las correcciones por interferencia y por fraccionamiento de masa. El valor ponderado medio corregido para el zircón FC-1 es 0.282198 ± 0.000042 (2σ, n = 8) que es similar a los valores reportados de 0.282184 ± 0.000016 (Woodhead y Hergt 2005) y 0.282182 ± 0.000047 (Fisher et al., 2014a) para este material de referencia. En las Tablas 23 y 24 de los Anexos se muestran los datos isotópicos Lu-Hf para los zircones de las muestras de roca y de los zircones de referencia, respectivamente.

2.5.4 Edades modelo

Las edades modelo o de residencia cortical de Hf en zircón con respecto al manto empobrecido (DM) se calcularon en dos etapas de acuerdo a la siguiente ecuación (Weber et al., 2012):

$$T_{DM(Hf)} = \frac{1}{\lambda}\ln\left[\frac{\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{i\,zircón} - \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{DM,T}}{\left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{cortz\ prom} - \left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{DM\ hoy}} + 1\right] + T_{edad\ roca} \quad (24)$$

Donde:

$$\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{DM,T} = \left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_{DM\ hoy} - \left(\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\right)_{DM\ hoy} \times \left(e^{\lambda T_{edad\ roca}} - 1\right) \quad (25)$$

Por lo que se consideró el $^{176}Lu/^{177}Hf$ del zircón desde la actualidad hasta la edad de cristalización ($^{176}Hf/^{177}Hf_{i\ zircón}$), y luego un valor en una corteza promedio para esta relación, de 0.015 para rocas félsicas-intermedias y 0.022 para rocas máficas ($^{176}Lu/^{177}Hf_{cortz\ prom}$), calculando así el segundo paso de la evolución de Hf antes de la cristalización del zircón. La curva de evolución de Hf en manto empobrecido y los valores de εHf se calcularon con los valores de referencia para DM y CHUR especificados en la Tabla 4.

2.6 Isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) en zircón

El zircón como fase accesoria ha demostrado ser muy valioso dado que, como se discutió en las secciones 2.3, puede recristalizar bajo ciertas condiciones registrando una historia magmática y metamórfica que puede ser fechada por isotopía de U-Pb. Pero, junto con el U-Pb, el zircón también almacena información isotópica y elemental adicional que puede ser usada para interpretar la historia de la roca que los alberga (Roberts y Spencer, 2014). Entre estos isótopos se incluyen el Hf (Sección 2.5) y el O.

La composición isotópica de O en el zircón se preserva en cristales no metamícticos desde el momento de la cristalización y, a diferencia del U-Pb y el Hf, es independiente del tiempo (Roberts y Spencer, 2014). La difusión del oxígeno en el zircón es lo suficientemente lenta, incluso durante periodos prolongados de diagénesis, metamorfismo y fusión parcial, por lo que su composición de oxígeno no está afectada por estos procesos (Valley, 2003; Peck et al., 2003; Hawkesworth y Kemp, 2006; Roberts y Spencer, 2014).

La notación delta (Ecuación 26) con respecto a un material de referencia particular es usada para relaciones isotópicas de nucleídos estables. $\delta^{18}O$ representa la desviación de la relación isotópica $^{18}O/^{16}O$ en la muestra, en partes por mil con relación a la misma relación isotópica en el material de referencia, que en este caso es el reservorio VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). Así, $\delta^{18}O$ se expresa como (p. ej., Albarède, 2009):

$$\delta^{18}O = \left[\frac{\left(^{18}O/^{16}O\right)_{muestra}}{\left(^{18}O/^{16}O\right)_{VSMOW}} - 1\right] \times 1000 \quad (26)$$

El $\delta^{18}O$ del manto se asume homogéneo y los zircones que cristalizaron de magmas derivados del manto deben tener un valor de +5.3 ± 0.3‰ (Valley et al., 1998). Sin embargo, el fraccionamiento entre el magma parental y el zircón resulta en una diferencia en el $\delta^{18}O$ del zircón 1-1.5‰ más alto que el del magma (Bea et al., 2018). La interacción con aguas meteóricas de alta temperatura produce valores bajos de $\delta^{18}O$ (Roberts y Spencer, 2014), por lo que un $\delta^{18}O$ <+5.3 ± 0.3‰ refleja que el zircón ha estado sometido a procesos hidrotermales, en vez de reflejar un origen ígneo o metamórfico. Valores de $\delta^{18}O$ mayores a +5.3 ± 0.3‰ en zircones indican que hay un componente de reciclaje importante de la corteza, como por ejemplo en las rocas graníticas (Hawkesworth y Kemp, 2006).

El $\delta^{18}O$ se puede medir in situ en el zircón con buena precisión (<0.5‰) utilizando un espectrómetro de masas de iones secundarios (SIMS), preferencialmente con capacidad de multi-colección. En principio, la combinación de isótopos radiogénicos de U-Pb y Lu-Hf con isótopos estables de oxígeno medidos en una misma zona o dominio del zircón, es una herramienta eficaz para determinar si el zircón cristalizó de un magma juvenil con origen en el manto, o de un magma derivado por fusión de rocas ígneas o (meta) sedimentarias preexistentes en la corteza (Hawkeswoth y Kemp, 2006). Esto proporciona un mejor entendimiento de la evolución de la corteza, procesos de mezcla manto-corteza, procesos de asimilación-cristalización fraccionada, etc. (Kemp et al., 2006; 2007).

2.6.1 Técnicas analíticas

Previamente a la geocronología U-Pb por SIMS (Sección 2.3.2.4), las muestras fueron analizadas para isótopos de oxígeno, usando un equipo CAMECA ims 1280-HR en el laboratorio de prueba iónica (HIP) de la Universidad de Heidelberg, de acuerdo a protocolos de Schmitt et al. (2017). Los isótopos de oxígeno en zircón fueron analizados usando un haz de 1.5 nA de Cs^+ con una energía total de impacto de 20 keV, enfocado a diámetro de ~5 µm y rasterizado en un área de 10 x 10 µm para mitigar el fraccionamiento isotópico en el fondo del cráter. Se aplicó un pre-*sputtering* de 30 segundos, durante el cual se grabaron las señales de fondo, seguido por el centrado automático de los deflectores de transferencia. El campo magnético secundario se mantuvo constante por medio de un control de circuito de resonancia magnética nuclear. El $^{16}O^-$ y el $^{18}O^-$ se detectaron a m/Δm (resolución de masa) de aproximadamente 2,500 en detectores de Copa Faraday. Un paso de banda de energía de 40 eV optimizó la transmisión y la forma del pico, para que las tasas de conteo secundario de $^{18}O^-$ fueran > 4 × 10^6 c.p.s (*counts per second*). Se

realizaron análisis del zircón de referencia 91500 ($\delta^{18}O$ = +9.86 ± 0.3 ‰; Wiedenbeck et al., 2004) cada seis desconocidos, arrojando un $\delta^{18}O$ de +9.35 ± 0.16 ‰ (s.e., n = 10) durante la primera y +9.49 ± 0.18 ‰ (s.e., n = 18) durante la segunda sesión de medición.

2.7 Geocronología Rb-Sr

El ^{87}Rb es un metal alcalino del grupo IA, tiene dos isótopos naturales, el ^{85}Rb y el ^{87}Rb, cuyas abundancias son 72.17% y 23.83%, respectivamente (p. ej., Dickin, 2005). El ^{87}Rb decae al ^{87}Sr, que es un metal alcalino del grupo IIA, por emisión de partícula β− con una constante de decaimiento (λ) de 1.393 (± 0.004) × 10^{-11} a^{-1}, que tiene una vida media ($t_{1/2}$) de 49.76 × 10^9 años según Nebel et al. (2011a). El Rb y el Sr se fraccionan fácilmente a través de procesos geológicos como la fusión parcial y el crecimiento de minerales ígneos y metamórficos. Por tanto, el sistema isotópico ^{87}Rb-^{87}Sr se ha usado desde hace mucho tiempo para dataciones isotópicas en investigaciones petrológicas (Faure y Mensing, 2005). Si se utiliza el isótopo estable ^{86}Sr, la ecuación de isócrona (Ecuación 2) para el sistema Rb-Sr se expresa como (Dickin, 2005):

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_t = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_t \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (27)$$

En un diagrama de las relaciones medidas $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$, una serie de minerales comagmáticos que tiene la misma relación inicial de Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, incorporado en el mineral en el momento de su formación) y que han permanecido como un sistema cerrado, definen una línea de mejor ajuste que se denomina isócrona, la cual se obtiene por regresión mediante un procedimiento estadístico adecuado (Figura 13; Faure, 1986). La pendiente de esta línea, $m = e^{\lambda t}–1$, define la edad de los minerales. Si un mineral es pobre en Rb (como el apatito), entonces puede dar la relación inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de manera directa. De otro modo, la relación inicial de Sr se determina por la intersección de la línea de mejor ajuste con el eje *y* (Figura 13; Dickin, 2005; Faure y Mensing, 2005). Comúnmente se fechan minerales que son ricos en Rb, como muscovita, biotita y feldespato potásico, además de incluir la composición de la roca total a partir de la cual fueron separados los minerales (Figura 13).

Además del uso de la isotopía Rb-Sr para la obtención de fechamientos, también se ha utilizado como trazador isotópico de fuentes, en particular en rocas ígneas, ya que la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la corteza es más alta que la del manto debido a la partición preferencial del Rb en la corteza con respecto al Sr (Faure y Mensing, 2005). Así el comportamiento químico de los elementos de este sistema isotópico funciona de manera inversa a Sm-Nd y Lu-Hf (Figura 8), pues la relación padre-hijo, es decir Rb/Sr, es mayor en la corteza que en el manto. La movilidad del Rb y el Sr es alta, debido a su carácter LILE (*large-ion lithophile*

elements). Por tanto, este sistema es susceptible a apertura durante pulsos termales, procesos metamórficos, hidrotermales y de alteración. Cuando el sistema Rb-Sr en minerales se abre durante un evento térmico o metamórfico, debe llegar un momento en que estos minerales se cierran de nuevo a la movilidad de estos elementos, lo cual se conoce como temperatura de cierre. Si se fecha esta temperatura en varios sistemas minerales, entonces las edades Rb-Sr pueden proveer información acerca de la historia de enfriamiento en terrenos metamórficos (Dickin, 2005).

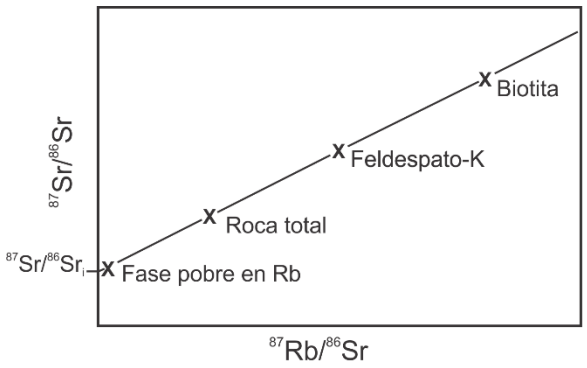


Figura 13. Esquema de isócrona Rb-Sr para una suite de minerales ígneos comagmáticos (modificado de Dickin, 2005).

Las temperaturas de cierre para la biotita y la muscovita se han estimado en ~300-350 °C y ~500 °C, respectivamente (p. ej., Del Moro et al., 1982; Blanckenburg et al., 1989; Freeman et al., 1997). Sin embargo, estas temperaturas pueden variar considerablemente como resultado del intercambio químico e isotópico con reservorios finitos en unos pocos centímetros alrededor del mineral en la roca (Jenkin et al., 2001). Varios factores afectan la temperatura de cierre, entre ellos tamaño de grano, la naturaleza de los minerales en la matriz de la roca y su composición modal, las concentraciones de Rb y Sr de las fases involucradas, la tasa de difusión, la tasa de enfriamiento, etc. (Jenkin et al., 2001; Canguly y Tirone, 2009). Sin embargo, está claro que la edad Rb-Sr registrada en un mineral dependerá de las tasas relativas de ganancia o pérdida de Rb, Sr y ^{87}Sr hacia o desde un mineral durante el enfriamiento (Jenkin et al., 2001).

2.7.1 Preparación de muestras

Se procesaron tres muestras (CM-01, LH-01, QLl-04) para la separación de micas claras y oscuras. Las rocas fueron cortadas con una sierra para la preparación de secciones delgadas, y también para remover bordes meteorizados antes de la pulverización en una prensa hidráulica. Luego de homogeneizar las muestras, se separaron fracciones del tamiz No. 45 (355 µm). Para una de las muestras (CM-01), se tomaron fracciones adicionales de los tamices No. 14 y 25 (1410 µm y 707 µm, respectivamente). También se pulverizó una alícuota de las muestras para análisis isotópico, que representa la composición Rb-Sr en roca total.

Para las fracciones de los tamices No. 25 y 45, se utilizó un separador magnético Frantz® para obtener los concentrados de mica. Las condiciones de operación variaron según la muestra, pero en líneas generales se utilizó en un primer paso un ángulo de inclinación de 12-15° y una intensidad de corriente de 0.1 A para eliminar minerales muy magnéticos. En los siguientes pasos se fue aumentando la corriente de manera progresiva hasta 1.7 A, para separar las micas oscuras (fracción magnética a ~0.8 – 1.0 A) y las micas blancas (fracción magnética a ~1.2 – 1.7 A). Las fracciones magnéticas y no magnéticas se pasaron por el Frantz® varias veces, bajo diferentes condiciones de operación, para optimizar la separación de las micas con respecto a otros minerales en la roca. Una vez culminada la separación, las muestras se lavaron con agua destilada y posteriormente con acetona, para luego secarlas en el horno a ~60 °C. Al residuo que quedó después de la extracción de las micas también se le realizó análisis Rb-Sr.

Las muestras ya secas se esparcieron en papel encerado para el escogimiento de los mejores cristales de mica en el microscopio binocular, es decir, sin alteraciones y en lo posible, sin inclusiones. Se prepararon varios alícuotas de las muestras para la medición de Rb-Sr, por lo que unas fracciones limpias consistieron de mica escogida y lavada con ultrasonido y alcohol, mientras que otras fracciones se analizaron sin escogimiento al microscopio ni limpieza de ultrasonido. En la muestra CM-01 se escogieron mica blanca y feldespato del tamiz No. 14 directamente a mano en el microscopio, sin separador magnético. En total se analizaron 15 fracciones en tres muestras de roca, cuya composición, tamaño de grano y naturaleza se describen en la Tabla 9.

2.7.2 Separación química

Para el análisis isotópico se utilizó la técnica de dilución isotópica, con el procedimiento de digestión similar al explicado en la Sección 2.4.2 de este capítulo. La diferencia radica en el *spike* mixto de ^{84}Sr-^{87}Rb añadido. En las alícuotas de mica se añadió el *spike* Mica I con 0.051081 μg/g de ^{84}Sr y 15.0448 μg/g de ^{87}Rb. En las alícuotas de roca total, residuos después de extraer micas y feldespato se añadió el *spike* Fsp-1, con 0.095336 μg/g de ^{84}Sr y 4.5827 μg/g de ^{87}Rb. Ambos *spikes* fueron proporcionados por la Universität Münster (Alemania).

Después de la digestión y re-equilibración, las muestras fueron cargadas con pipetas Pasteur en columnas de vidrio con resina Dowex AG50WX8 (malla 100-200), usando HCl en varios pasos con distinta normalidad/molaridad, hasta colectar el Rb y el Sr (Tabla 10). La alícuota de Rb (en vasos Savillex®) se disolvió en 1 ml de HCl 2M, calentando unos minutos hasta que se disolviera. Posteriormente se transfirió a microcápsulas para centrifugar las muestras (30 min a 10000 rpm) antes de introducirlas a las columnas.

Como las muestras procesadas tienen alto contenido de Rb, a la fracción de Sr se le hizo una purificación adicional en columnas Sr-Spec®, cargando con 1 ml de HNO_3 ~8 N. Luego, en pasos sucesivos se agregó 0.6 ml de HNO_3 ~8 N, 2.5 ml de HNO_3 ~3 N y 0.5 ml de HNO_3 ~0.3 N, para finalmente colectar el Sr con 3 ml de agua MQ. Esto con la finalidad de disminuir el Rb en el corte del Sr. La muestra se colocó en la plancha a evaporar hasta la sequedad.

Tabla 9. Descripción de las alícuotas para análisis de Rb-Sr en tres muestras de roca, CM-01, LH-01 y QLl-04.

Código laboratorio	Código muestra	Composición	Observaciones
1027	CM-01 (WR)*	Roca total	-
1030	CM-01 (RM)**	Roca total menos micas y feldespatos potásicos	-
1033	CM-01a	Mica blanca	Tamiz 14, escogida en microscopio, lavada con ultrasonido
1034	CM-01g	Feldespatos	Tamiz 25, escogida en microscopio, sin lavar con ultrasonido
1035	CM-01c	Mica blanca	Tamiz 25, escogida en microscopio, lavada con US
1036	CM-01h	Mica blanca	Tamiz 45, escogida en microscopio, lavada con ultrasonido
1028	LH-01 (WR)*	Roca total	-
1031	LH-01 (RM)**	Roca total menos micas	-
1037	LH-01d	Mayoritariamente mica oscura (+otros minerales)	Tamiz 45 , sin escoger al microscopio, lavada con ultrasonido
1038	LH-01b	Mica blanca	Tamiz 45, escogida en microscopio, lavada con ultrasonido
1029	QLl-04 (WR)*	Roca total	-
1032	QLl-04 (RM)**	Roca total menos micas	-
1039	QLl-04 (MO)	Mica oscura	Tamiz 45, escogida al microscopio, lavada con ultrasonido
1040	QLl-04a	Mica blanca	Tamiz 45 , escogida en microscopio, lavada con ultrasonido
1041	QLl-04b	Mayoritariamente mica oscura (+otros minerales)	Tamiz 45 , sin escoger al microscopio, lavada con ultrasonido

* Composición de la roca total, previo a la separación de minerales.
** Residuo del polvo de roca después de la separación de micas claras, oscuras y/o feldespatos.

Tabla 10. Protocolo para la separación química de Rb-Sr por cromatografía de intercambio iónico en columnas Dowex (Manuales internos de separación, Laboratorio Ultralimpio, CICESE).

Separación de Rb-Sr (Dowex)		
Ácido	Paso	
2N HCl	1. Acondicionar	15 ml
	2. Agregar muestra	1 ml
	3. Limpiar	4 x 1 ml
	4. Agregar	16 ml
	5. Agregar	20 ml
	6. Colectar Rb	4 ml
	7. Agregar	36 ml
6N HCl	8. Agregar	5 ml
	9. Colectar Sr	10 ml
	10. Colectar REE*	18 ml
~6N HCl	11. Limpiar	100 ml

*Colectar en caso de una posterior separación de Sm y Nd.

2.7.3 Técnicas analíticas

Las alícuotas de Sr fueron cargadas con activador de Ta en filamentos individuales de Re, previamente desgasificados. Las mediciones isotópicas de Sr se llevaron a cabo en el LEMITE de CICESE en el instrumento Nu-TIMS®. Para las micas y feldespatos la adquisición en modo estático consistió de cuatro bloques de 10 ciclos cada uno, con un tiempo de integración de ~16 segundos. Las alícuotas de roca total y residuos después de la separación de micas se midieron en modo dinámico, con 10 bloques de 10 ciclos cada uno (con excepción de los residuos después de separar micas de las muestras LH-01 y QLl-04, cuyas alícuotas se midieron en modo estático). La configuración de copas para la medición de Sr se presenta en la Tabla 11.

Tabla 11. Configuración de copas para medición de Sr en espectrómetro de masas de ionización termal Nu-TIMS® instalado en el LEMITE, CICESE (Ensenada, Baja California).

Configuración del Sr (Nu-TIMS®) – modo estático														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC_0*	L2	IC_1*	L3
Masa		88		87		86		85		84				
Isótopo		^{86}Sr		^{87}Sr ^{87}Rb		^{86}Sr		^{85}Rb		^{84}Sr				

*IC: Contador de iones (*Ion Counter*).

La determinación de las relaciones de isótopos de Rb se llevó a cabo en un MC-ICP-MS NeptunePlus® de ThermoFisherScientific®, instalado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del CGEO-UNAM, Juriquilla, Querétaro. Debido a que sólo hay dos isótopos de Rb naturales, no se puede realizar una corrección interna para el fraccionamiento de la relación $^{87}Rb/^{85}Rb$ (Dickin, 2005), ya que esta relación está alterada porque el ^{87}Rb ha sido enriquecido con la adición del *spike*. Por ello, para las mediciones isotópicas se doparon las alícuotas de Rb con una solución de Zr (Tabla 12), ya que los isótopos de este elemento se pueden usar para corregir el *mass biass* del Rb (p. ej., Waight et al., 2002; Nebel et al., 2005, 2011). El procedimiento es similar a Lu, descrito en la Sección 2.4.4 de este capítulo. Las interferencias isobáricas del Sr en el Rb fueron monitoreadas con la medición del ^{88}Sr.

Las muestras se introdujeron en el plasma, previa desolvatación en el sistema Aridus® utilizando una mezcla de Ar (ca. 6 l/min) y N_2 (ca. 7 ml/min) como gas portador. La alícuota de Rb se introdujo en una solución de 1 ml de 0.3% HNO_3. Todas las masas se midieron en modo estático. El programa de adquisición se compone de cuatro bloques con 10 ciclos por bloque con un tiempo de integración de ~4 s por ciclo y

un tiempo de *washout* entre muestras de aproximadamente 4-5 min. La configuración de las copas de Faraday para el análisis de isótopos de Rb se muestra en la Tabla 12.

Tabla 12. Configuración de copas para medición de Rb en espectrómetro de masas multicolector con plasma inductivamente acoplado (MC-ICP-MS) Neptune®, CGEO, UNAM, Juriquilla, Querétaro.

Configuración del Rb (Neptune® MC-ICP-MS)									
Copa Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Masa	83	85	87	88	90	91	92	94	96
Isótopo	^{83}Kr	^{85}Rb	^{87}Rb ^{87}Sr	^{88}Sr	^{90}Zr	^{91}Zr	^{92}Zr	^{94}Zr	

Para verificar la reproducibilidad de la relación isotópica de Rb, se realizó la medición de una solución estándar de Rb-Zr, preparada con 200 ppb de cada uno de estos elementos, disueltos en 0.2 % HNO_3. Estas soluciones fueron preparadas a partir de 1000 µg/ml de soluciones estándar AlfaAesarSpecpure® de $ZrCl_2O$ y Rb_2CO_3.

Durante las sesiones analíticas, cuatro análisis del estándar mixto de Rb-Zr dieron un valor promedio ponderado de 0.38579 ± 0.00003 (2σ) para la relación $^{87}Rb/^{85}Rb$, asumiendo una relación natural $^{90}Zr/^{91}Zr$ de 4.588 (Waight et al., 2002), lo cual resultó en una reproducibilidad de ~0.02 % (2σ) para esta relación en el instrumento, siendo similar, dentro de los errores analíticos, a la composición isotópica del Rb reportada en algunos trabajos (p. ej., $^{87}Rb/^{85}Rb$ = 0.38540 ± 0.00019 en Waight et al., 2002; $^{87}Rb/^{85}Rb$ = 0.38554 ± 0.00030 en Nebel et al., 2005) y también al valor recomendado por la IUGS ($^{87}Rb/^{85}Rb$ = 0.38571; Steiger y Jäger, 1977). La relación medida de $^{90}Zr/^{91}Zr$ en la solución estándar está en el rango de 4.4988 y 4.5001 con una media ponderada de 4.4991 ± 0.0008 (n = 4; 95%-conf.). Así, la medición isotópica de Rb con esta técnica es aplicable en geocronología Rb-Sr de alta precisión, pudiendo proveer edades con incertidumbres en el orden de ± 0.3% (2σ; Waight et al., 2002).

2.7.4 Reducción y corrección de datos

La reducción y corrección de datos, tanto para Rb como para Sr, se llevó a cabo con una hoja Excel® de uso interno en el Laboratorio Ultralimpio del CICESE (Bodo Weber, comunicación personal, 2016). Los resultados de estos análisis se presentan en la Tabla 25 de los Anexos.

Al igual que en los análisis Sm-Nd y Lu-Hf, las correcciones que se realizaron son por *mass biass*, interferencias isobáricas y *spike*. Si $^{85}Rb/^{87}Sr > 0$, en la corrección por interferencia (*IC*) se sustrae la contribución de la masa ^{87}Rb en el ^{87}Sr:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{IC} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{mea} - \left[\left(\frac{^{87}Rb}{^{85}Rb}\right)_{nat} \times \left(\frac{^{85}Rb}{^{86}Sr}\right)_{mea}\right] \quad (28)$$

Donde los subíndices *nat* y *mea* indican la relación isotópica natural y medida, respectivamente. Para muestras que llevan spike mixto (^{87}Rb-^{84}Sr), en vez de usar $(^{87}Rb/^{85}Rb)_{nat}$ en la Ecuación 28 se tiene que utilizar el $^{87}Rb/^{85}Rb$ obtenido de la medición por MC-ICP-MS para la corrección por interferencia. Sin embargo, debido a que a las muestras que llevan *spike* mixto se les hizo una doble separación de Sr (véase Sección 2.7.2.) el valor de $(^{85}Rb/^{86}Sr)_{mea}$ típicamente es inferior a 0.00001, por lo que el efecto es despreciable. Se utilizó la relación natural $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$ para el cálculo del factor de fraccionamiento del Sr (β_{Sr}):

$$\beta_{Sr} = \left[\frac{\left(\frac{^{88}Sr}{^{86}Sr}\right)_{nat}}{\left(\frac{^{88}Sr}{^{86}Sr}\right)_{Mea}}\right] \div ln\left[\frac{Masa(^{88}Sr)}{Masa(^{86}Sr)}\right] \quad (29)$$

β_{Sr} se utiliza entonces para la corrección por *mass biass* (MB) y por interferencia (IC) en la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{IC+MB} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{IC} \times ln\left[\frac{Masa(^{87}Sr)}{Masa(^{86}Sr)}\right]^{\beta_{Sr}} \quad (30)$$

Para la composición isotópica de Rb, la corrección por interferencia se calcula como:

$$\left(\frac{^{87}Rb}{^{85}Rb}\right)_{IC} = \left(\frac{^{87}Rb}{^{85}Rb}\right)_{mea} - \left[\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{nat} \times \left(\frac{^{86}Sr}{^{85}Rb}\right)_{mea}\right] \quad (31)$$

Como ya se mencionó en la sección 2.6.2, el *mass biass* se realizó mediante la medición de la relación $^{91}Zr/^{90}Zr$, asumiendo una relación de 0.21795 (Waight et al., 2000):

$$\beta_{Rb} = \left[\frac{\left(\frac{^{91}Zr}{^{90}Zr}\right)_{Nat}}{\left(\frac{^{91}Zr}{^{90}Zr}\right)_{Mea}}\right] \div ln\left[\frac{Masa(^{91}Zr)}{Masa(^{90}Zr)}\right] \quad (32)$$

Para finalmente obtener la composición isotópica de Rb, corregida por *mass biass* e interferencia:

$$\left(\frac{^{87}Rb}{^{85}Rb}\right)_{IC+MB} = \left(\frac{^{87}Rb}{^{85}Rb}\right)_{IC} \times \left[\frac{Masa(^{87}Rb)}{Masa(^{85}Rb)}\right]^{\beta_{Rb}} \quad (33)$$

Las isócronas minerales de Rb-Sr se obtuvieron con el programa ISOPLOT 4.1 (Ludwig, 2012).

2.7.5 Estándares de referencia y blancos analíticos

Los análisis de Sr fueron monitoreados usando el estándar SRM NIST 987. En las cargas realizadas en el LEMITE desde su inauguración hasta agosto de 2018, se obtuvo un promedio ponderado de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.710251 ± 0.000016 (2σ, n = 40, Figura 14), que es congruente con valores reportados en otros estudios, por ejemplo 0.710248 ± 0.000012 (Piochi et al., 2006), 0.710252 ± 0.000014 (Ginibre y Davidson, 2014), 0.710247 ± 0.000027 (Tappe et al., 2017). En modo dinámico, el SRM NIST 987 tiene un promedio ponderado de 0.710255 ± 0.000013 (2σ, n = 19) y en modo estático es de 0.710245 ± 0.000013 (2σ, n = 21).

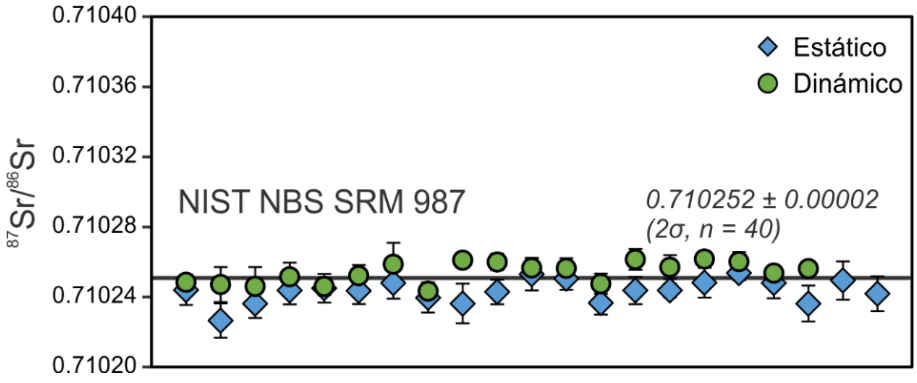


Figura 14. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida para el estándar NIST NBS SRM 987. Las barras de error son 2SE (dos veces el error estándar de la medición), y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo.

Los análisis isotópicos de Sr de materiales certificados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para el mismo periodo de tiempo se indican en la Tabla 13. Se tiene una buena reproducibilidad de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida en el Nu-TIMS® de estos materiales de referencia, con respecto a los valores reportados en la literatura (Figura 15). Las concentraciones de Sr tienen errores <3%, excepto en la muestra 1192 del basalto BHVO-1 (Tabla 13), en la que posibles errores en el pesado del conjunto *spike*-muestra durante la separación química pudieron generar errores mayores al 10%. Los blancos analíticos en las cargas realizadas en LEMITE hasta agosto de 2018 son <4 ng (n = 6).

Tabla 13. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ y concentración de Sr para materiales de referencia certificados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (BHVO-1, G-2, GSP-1, AGV-1, BCR-1, BIR-1) medidos en este estudio.

Código muestra	Estándar	Composición	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2SE***	Sr (ppm)*	Sr (ppm)**
961	BHVO-1	Basalto	0.703474	0.000004	382.8	390-403
1192	BHVO-1	Basalto	0.703469	0.000007	345.1	390-403
1200	BHVO-1	Basalto	0.703471	0.000007	418.3	390-403
1234	BHVO-1	Basalto	0.703511	0.000014	413.0	390-403
963	G-2	Granito	0.709742	0.000009	496.4	475-478
965	GSP-1	Granodiorita	0.767535	0.000005	232.3	234
967	AGV-1	Andesita	0.703976	0.000005	676.6	655-668
969	BCR-1	Basalto	0.705015	0.000005	334.9	326-335
971	BIR-1	Basalto	0.703095	0.000005	110.3	107.5-110

*Obtenido a partir de mediciones
**Compilado de la literatura por Jochum et al. (2005).

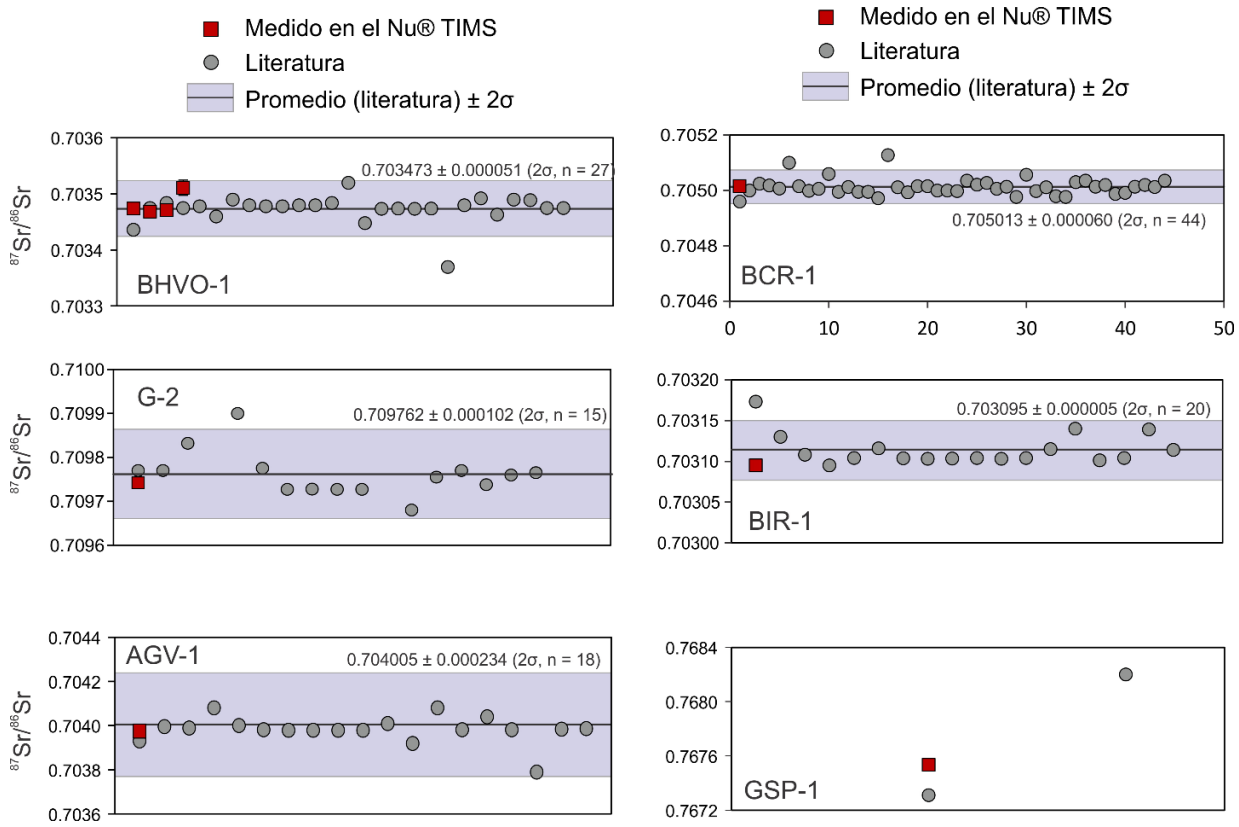


Figura 15. Relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida para los materiales de referencia utilizados en este estudio, comparados con valores reportados en la literatura (Base de datos GeoRem, Jochum et al., 2005). En las mediciones realizadas, las barras de error representan 1σ, y si no son visibles, son más pequeñas que el símbolo. Los valores medidos son congruentes con los reportados en la literatura, dentro de los errores analíticos.

Capítulo 3. Geología y petrografía

En este capítulo se describen las diferentes litologías del basamento metamórfico en Los Andes de Venezuela, así como sus relaciones de campo y análisis petrográfico (más detalles de petrografía enTabla 17 en Anexos). El mapeo geológico de reconocimiento y el muestreo del Complejo Iglesias se realizaron en dos áreas en Los Andes centrales de Mérida (Figura 3), una en la Sierra Nevada, cerca del pueblo Gavidia, estudiada por Grauch (1975) y otra a lo largo de la carretera entre las ciudades de Barinas y Santo Domingo, cerca del poblado de La Mitisús en la Sierra de Santo Domingo, estudiada por Schubert (1968).

La Sierra Nevada alberga las altitudes más prominentes de Los Andes venezolanos, entre las que se encuentra el Pico Bolívar, con una altitud de 4978 msnm. El área de estudio se encuentra en el Estado Mérida, en el Municipio Rangel. Esta superficie es parte del Parque Nacional Sierra Nevada, el cual está bordeado en el norte por la carretera Trasandina (Figura 16). La zona estudiada está caracterizada por elevados picos, valles de origen glaciar y valles fluviales. Además, hay muchas lagunas de origen glacial. Las altitudes varían entre 2900 y 3700 msnm, por lo que se desarrolla la vegetación típica de páramo, constituida por especies de frailejón.

El área estudiada en la Sierra de Santo Domingo, cerca de La Mitisús, está ubicada entre los Estados Mérida y Barinas, en los Municipios Cardenal Quintero y Bolívar, respectivamente (Figura 16). Las elevaciones varían entre aproximadamente 1200 y 2200 msnm, siendo el rasgo fisiográfico más importante el Río Santo Domingo. A grandes rasgos, domina la vegetación de bosques hidrófilos y mesófilos en esta zona, por lo que los afloramientos son mayormente en cortes de carretera, de ríos y quebradas.

3.1 Sierra Nevada (área de Gavidia)

El mapa geológico de esta área se muestra en la Figura 17. Los tipos litológicos dominantes en el Complejo Iglesias son los gneises y esquistos de protolito sedimentario. Afloramientos pequeños de ortogneises de hornblenda, que por lo general no sobrepasan unas decenas de m^2, aparecen alternando o cortando las rocas metasedimentarias. Los posibles contactos intrusivos entre estas rocas están oscurecidos por el metamorfismo y la deformación. Las anfibolitas se presentan como lentes verdosos que ocasionalmente forman boudines en el paragneis, y probablemente son cuerpos de origen volcánico como lavas basálticas o también depósitos volcaniclásticos intercalados. El metamorfismo alcanzó condiciones anatécticas, formando metatexitas. Son abundantes los diques metagraníticos de menos de 3 m de espesor y algunos stocks (~300 m de diámetro o menos) que cortan transversalmente todos los tipos litológicos en el

Complejo Iglesias. Por lo general, estas rocas metagraníticas son leucocráticas, tienen una foliación pobremente desarrollada y el tamaño de grano varía de medio a grueso. A continuación, se describen cada uno de los tipos litológicos en esta área.

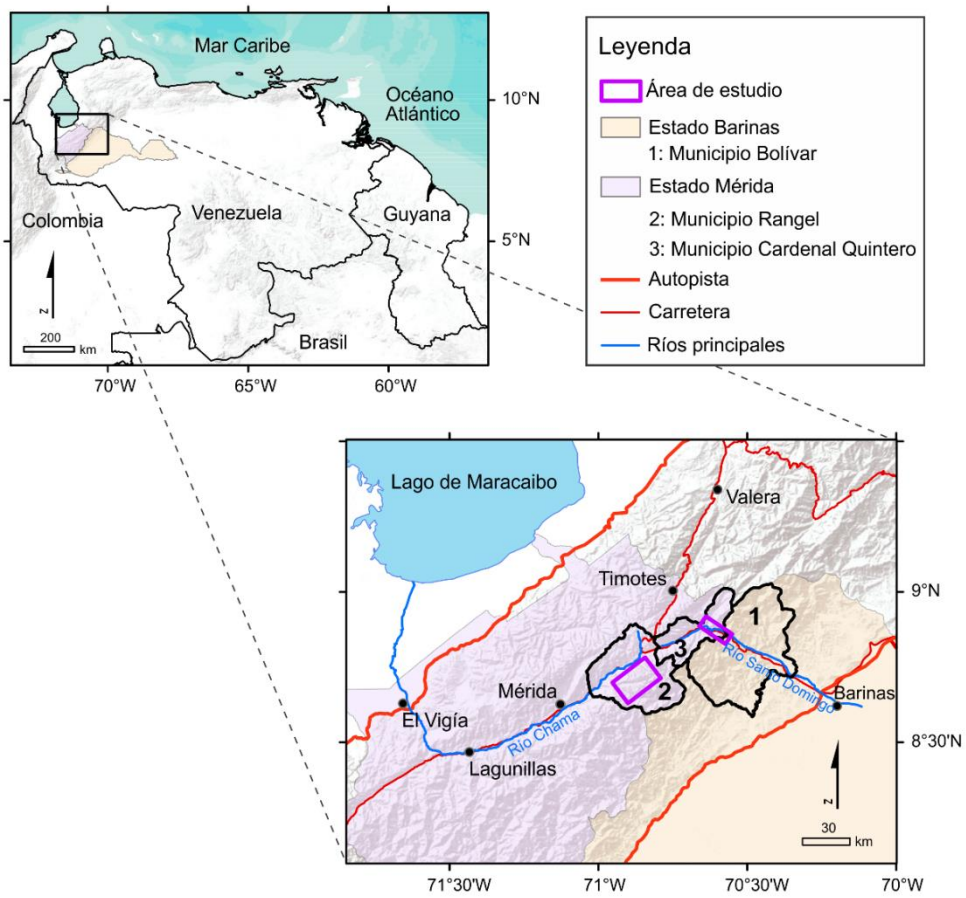


Figura 16. Ubicación de las áreas de estudio consideradas en este trabajo en la cordillera de Los Andes de Mérida, oeste de Venezuela. En la parte inferior de la figura se señalan las principales ciudades o poblados, vías y ríos. El Mapa de relieve es *el World Terrain Base* de ESRI®.

3.1.1 Rocas metasedimentarias (gneis y esquisto)

Las rocas metasedimentarias se dividen en dos grupos: las de protolito pelítico-psamítico y las de protolito volcaniclástico. Como característica común, estas rocas son inequigranulares, con tamaño de grano que varía de fino a grueso y textura gnéisica a esquistosa. Las estructuras observadas en las migmatitas incluyen plegamiento isoclinal de leucosomas, *schlieren* y estructuras estromáticas (*stromatic* o *layered*), en red y en venas (Figuras 18a-f; Mehnert 1968; Sawyer, 1999). Los leucosomas generalmente son milimétricos a centimétricos y la foliación en ellos varía entre débil y fuerte. Están constituidos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (microclino), teniendo una composición granodiorítica a monzogranítica. Ocasionalmente, el cuarzo tiene una coloración azul (Figura 18f).

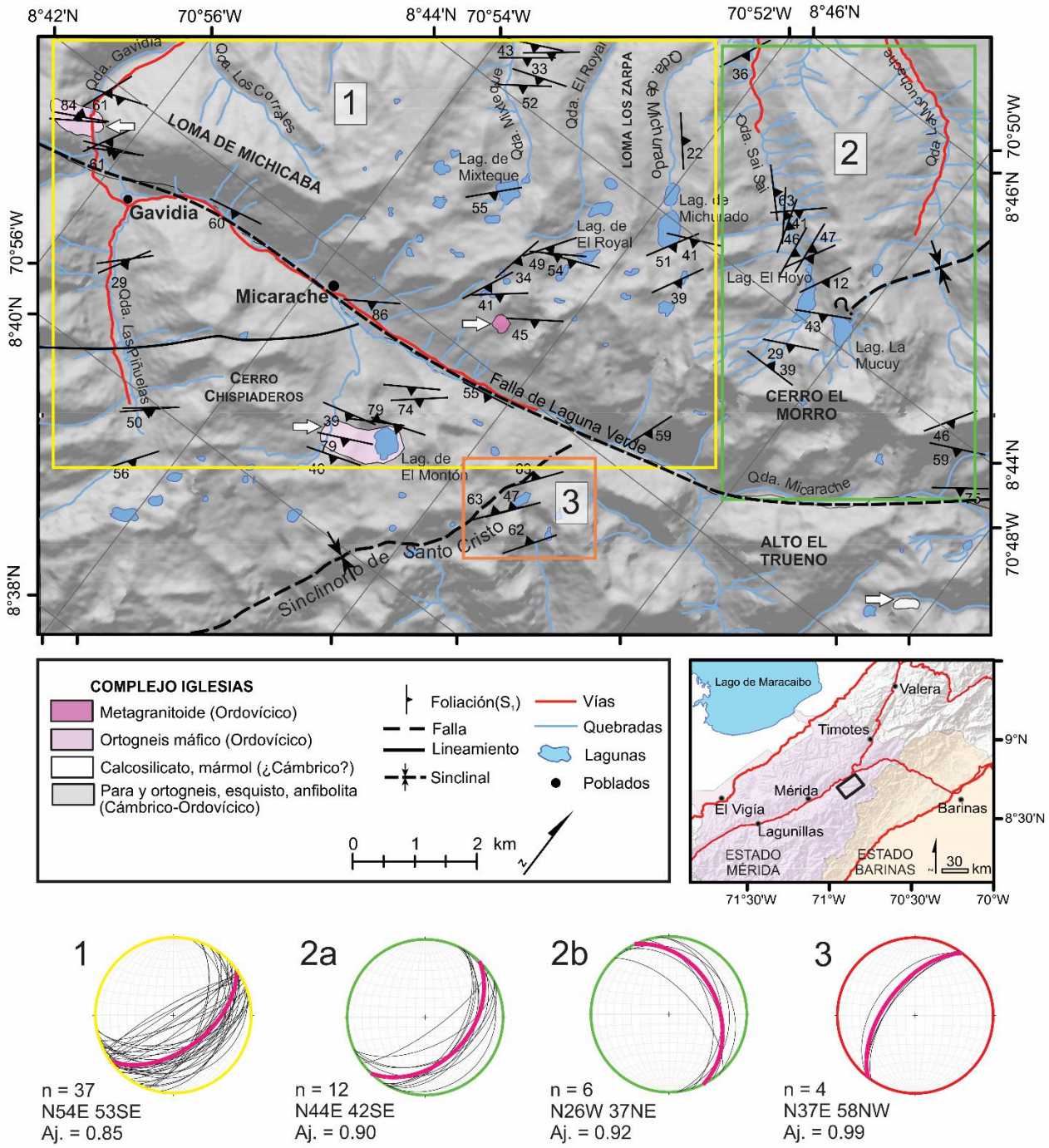


Figura 17. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra Nevada de Mérida, en las inmediaciones de Gavidia (modificado de Grauch, 1975). Algunos cuerpos pequeños de ortogneis, metagranitoide y rocas calcosilicatadas señalados por flechas blancas son cartografiables a la escala presentada, pero la mayoría de ellos aflora alternando rocas metasedimentarias (gris), que son las que dominan en el complejo. La ubicación relativa se indica en la parte inferior derecha. Los datos de foliación en los estereogramas en la parte inferior de la figura se corresponden con las áreas representadas en los rectángulos de colores y numerados en el mapa. Se observa que el plegamiento en la zona es dominantemente sinclinal con una orientación NE-SW. El mapa de muestreo de esta área se presenta en la Figura 88 en Anexos. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

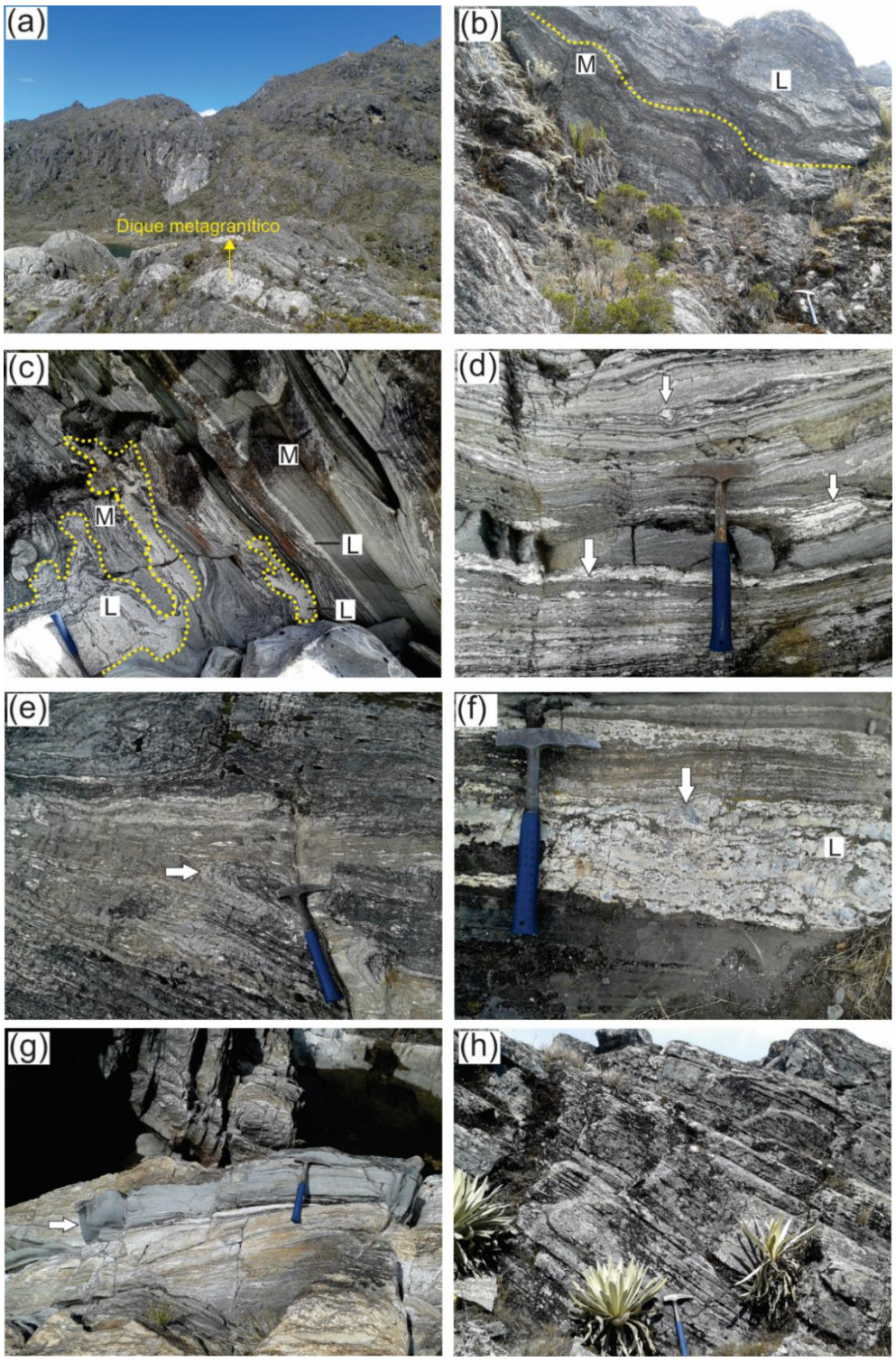


Figura 18. Afloramientos de rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada de Mérida (área Gavidia. (a) Vista paronámica de paragneises intrusionados por dique metagranítico en la Laguna de Michurado. (b) Paragneis plegado en la Laguna El Hoyo, en el que se observa leucosomas ricos en cuarzo y feldespato y melanosomas micáceos. (c) Migmatita estromáticas (derecha) y *schlieren* (izquierda) en la quebrada Gavidia. (d) Migmatita estromática y nebulítica (ésta última en la parte inferior) en la quebrada Las Piñuelas; algunos leucosomas se indican con flechas. (e) Pliegues isoclinales (flecha blanca) en leucosomas, quebrada Las Piñuelas. (f) Leucosoma de grano grueso con cuarzo azul y feldespato, quebrada Las Piñuelas. (g) Capa de roca metavolcaniclástica grisácea alternada con paragneis pelítico-psamítico en la quebrada las Piñuelas. (h) Afloramiento de rocas metavolcaniclásticas sin migmatización.

Los estereogramas de las mediciones de planos de foliaciones indica que el plegamiento en la zona desarrolla sinclinales asimétricos, con una dirección en el eje aproximada ENE-WSW. Este conjunto de pliegues ha sido nombrado como el Sinclinorio de Santo Cristo por Grauch (1975).

3.1.1.1 Metasedimentos pelíticos psamíticos

La intercalación de gneises y esquistos varía desde escalas centímetricas a unos pocos metros de espesor y en general, la mica oscura domina sobre la mica clara. El esquisto pelítico típicamente muestra foliación penetrativa, definida por biotita, muscovita y cuarzo elongado. La asociación mineralógica en el paragneis es cuarzo + plagioclasa + feldespato-K (microclino) + biotita ± muscovita ± granate ± sillimanita ± cianita. El tamaño de los blastos varía entre grano fino y grueso.

La foliación S_1 se define por biotita-muscovita, que se presentan alternadas con plagioclasa, feldespato-K y cuarzo que tienen bordes lobulados a ameboides. Esta foliación S_1 comúnmente aparece crenulada como una foliación S_2. Una tercera foliación S_3 es casi ortogonal a S_1 y S_2 y está definida por micas reorientadas (Figura 19a). La muscovita se rompe para formar feldespato potásico + sillimanita, pero, ocasionalmente, la mica blanca que creció ortogonal a la foliación S_2 reemplaza a la sillimanita. En algunos sitios al noreste del área de estudio, los blastos de micas alcanzan medidas de ~ 1cm y la cantidad de mica clara es mayor que en otros afloramientos de gneises micáceos hacia el oeste.

La deflexión interna de la foliación S_2 en porfidoblastos subhedrales a euhedrales de granate sugiere que esta fase mineral creció sin-tectónicamente a D_2, teniendo cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y óxidos de Fe-Ti como inclusiones (Figura 19a-b). Los porfidoblastos de cianita están rotados ~ 45° con respecto a S_1 e incluyen cuarzo, óxidos de Fe-Ti y biotita; la continuidad de la foliación de S_2 en los porfidoblastos de cianita sugiere un crecimiento post-tectónico a D_2 (Figura 19c). Algunos paragneises en la quebrada Gavidia albergan porfidoblastos de albita de unos 3-4 mm de diámetro, algunas veces alargados y con lamelas de exsolución de microclino, en forma de antipertita. Estos porfidoblastos producen deflexión interna en la foliación S_1 e incluyen biotita y cuarzo que también están presentes en la matriz (Figura 19d).

La sillimanita suele ser prismática o fibrosa, incluida en biotita y paralela a las foliaciones S_1 y S_2 (Figura 19a). En algunos esquistos la sillimanita se presenta como agregados lenticulares con hábito fibroso, asociada con pseudomorfos de cordierita (Figura 19e). Los lentes pueden medir hasta 1cm de largo, por aproximadamente 0.5 cm de ancho.

El pleocroísmo de la biotita en estas rocas varía entre tonalidades verdes y marrón o también entre café claro y café rojizo. Los accesorios típicos son apatito, zircón, titanita, monacita y óxidos de Fe-Ti. En un paragneis de cuarzo + plagioclasa + biotita + sillimanita (LH-01) se identificó cordierita zonada y alterada a pinnita a lo largo de las fracturas (Figura 19f).

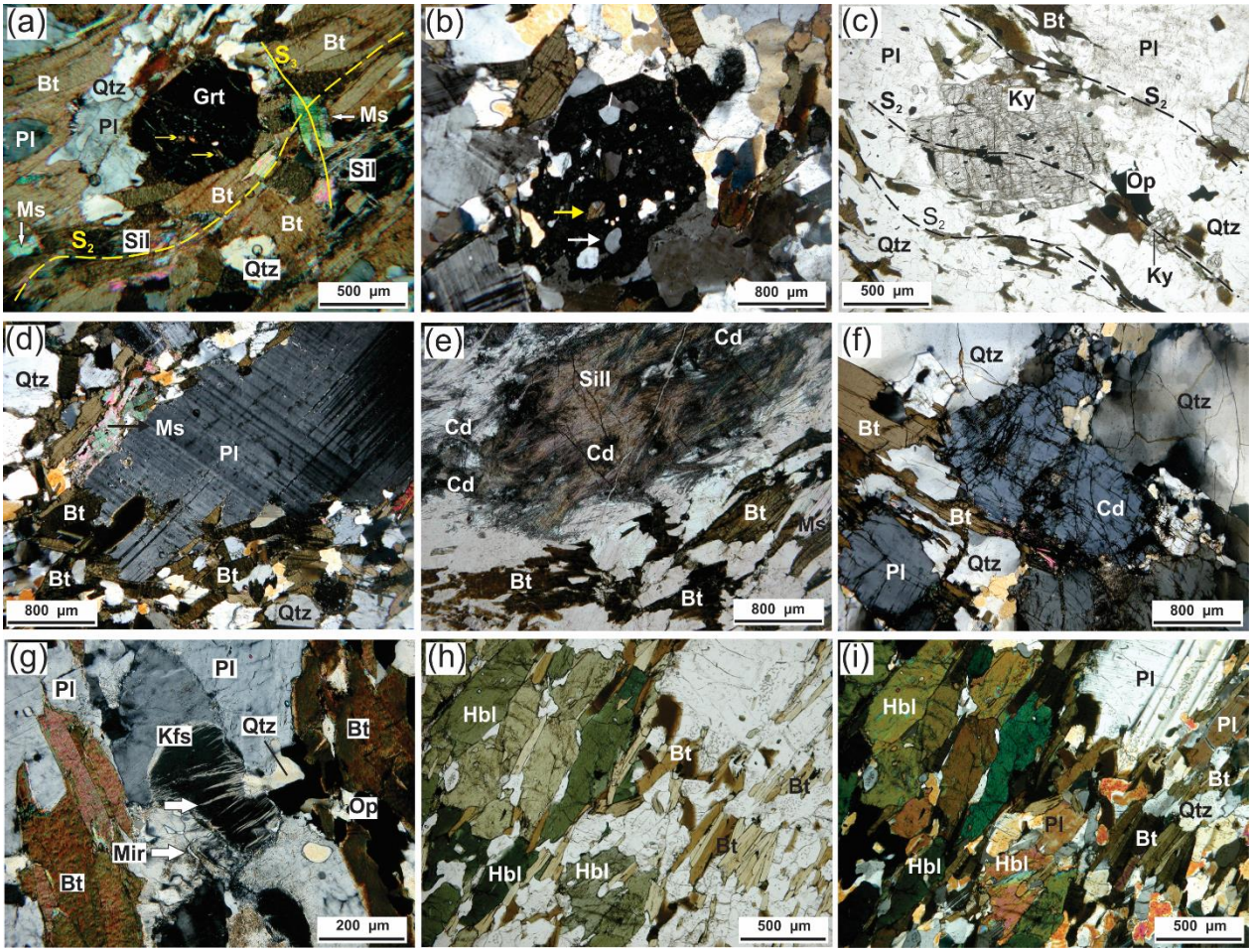


Figura 19. Fotomicrografías de paragneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Gneis micáceo-granatífero-sillimanítico mostrando foliación crenulada S_2 definida por biotita y muscovita; nótese la deflexión interna de S_2 alrededor del porfidoblasto sintectónico de granate, así como la foliación S3 definida por mica blanca (muestra LMch-01a). (b) Porfidoblasto de granate con inclusiones de cuarzo (ejemplo, flecha blanca) y biotita (ejemplo, flecha amarilla); muestra QG-20. (c) Continuidad de la foliación S_2 en porfidoblasto de cianita, indicando una probable blástesis postectónica (muestra LMch-01a). (d) Deflexión interna de la foliación definida por biotita alrededor de porfidoblasto de plagioclasa (muestra STPD-5). (e) Agregado lenticular de sillimanita fibrosa y cordierita pseudomorfa; el porfidoblasto parece ser sintectónico (muestra QMc-01). (f) Blasto de cordierita (¿?) con alteraciones de pinita a lo largo de fracturas (muestra LH-01); el cuarzo tiene deformación en forma de subgranos. (g) Pertita en flama en feldespato potásico (flecha blanca al centro) y mirmequita (Mir) en gneis de biotita-sillimanita-cianita (muestra LMch-01a). (h) Gradación de foliación definida por biotita a hornblenda en roca metavolcaniclástica (muestra QG-15). (I) Igual que h, pero en nicoles cruzados. Todas las fotografías tomadas en nicoles cruzados del microscopio petrográfico, excepto (c), (e) y (h).

En algunos paragneises se observa que laminillas de albita en forma de flamas forman pertitas en el feldespato potásico (Figura 19g). Este tipo de textura, denominada pertita en flamas, se desarrolla en

condiciones de alta P-T debido al reemplazo de albita por feldespato-K, durante el rompimiento de la plagioclasa y crecimiento de sericita (Pryer y Robin 1995, Passchier y Trouw 2005). Este reemplazamiento ocurre preferencialmente en los sitios de deformación intracristalina, tal como donde dos granos de feldespato están en contacto entre sí.

3.1.1.2 Metasedimentos volcaniclásticos

Este grupo de rocas está constituido por gneises y esquistos hornbléndicos. Se presentan como "capas" con espesores promedios entre 50 cm y varios metros, de color grisáceo-verdoso y grano fino a medio, que están intercaladas con los paragneises pelíticos-psamíticos (Figura 18g-h; área gris en Figura 17). Estas rocas pueden representar tobas de composición andesítica, intercaladas con material volcánico retrabajado. Esto se infiere porque son comunes las gradaciones entre gneises ricos en biotita, gneises con biotita-hornblenda y para-anfibolitas. Estas gradaciones pueden apreciarse también en láminas delgadas (Figura 19 h-i).

La asociación mineralógica es plagioclasa ± hornblenda + biotita + cuarzo ± granate ± microclino ± titanita ± actinolita ± opacos. El granate puede ocurrir como porfidoblastos de unos 3 mm de diámetro, que generalmente son xenomorfos y esqueletales. Es posible que el granate sea post-tectónico, pues no hay deflexión interna en la foliación que definen la biotita y la hornblenda. La actinolita es incolora y es posible que sea una fase metaestable. También se identificaron porfidoblastos de plagioclasa de ~2.5 mm, con inclusiones de cuarzo redondeado. En algunas muestras, la plagioclasa aparece zonada, pudiendo indicar un origen parcialmente ígneo.

3.1.2 Ortogneis

Hacia el oeste en el mapa de la Figura 17 (Quebrada Gavidia y Laguna de El Montón) afloran ortogneises de plagioclasa-hornblenda, con estructura estromática "estratificada" de migmatización, en los que a menudo se observan cúmulos de anfíbol (Figura 20a-b). El leucosoma de estos gneises máficos está constituido de plagioclasa y cuarzo y, como fases menores, biotita y hornblenda, mientras que el melanosoma está compuesto de hornblenda, plagioclasa, titanita, óxidos de Fe-Ti y biotita, esta última como fase minoritaria. La titanita generalmente tiene núcleos ovoides de minerales opacos, posiblemente ilmenita. En algunas láminas delgadas se observa rutilo como mineral accesorio.

Otros cuerpos de ortogneis, que generalmente tienen entre 20 y 100 m de largo por unos 2-7 m de ancho (Figura 20c) con hornblenda + biotita ± granate, tienen una foliación S_1 espaciada y anastomosada definida

por biotita o, a veces, por biotita y hornblenda. Los porfidoblastos esqueletales de granate de hasta ~1-2 cm de diámetro son sin- a postectónicos con respecto a S_1 y en algunos casos una foliación S_3 está definida por pequeños listones de biotita orientados ~ 45 ° con respecto a S_1 (Figura 21a).

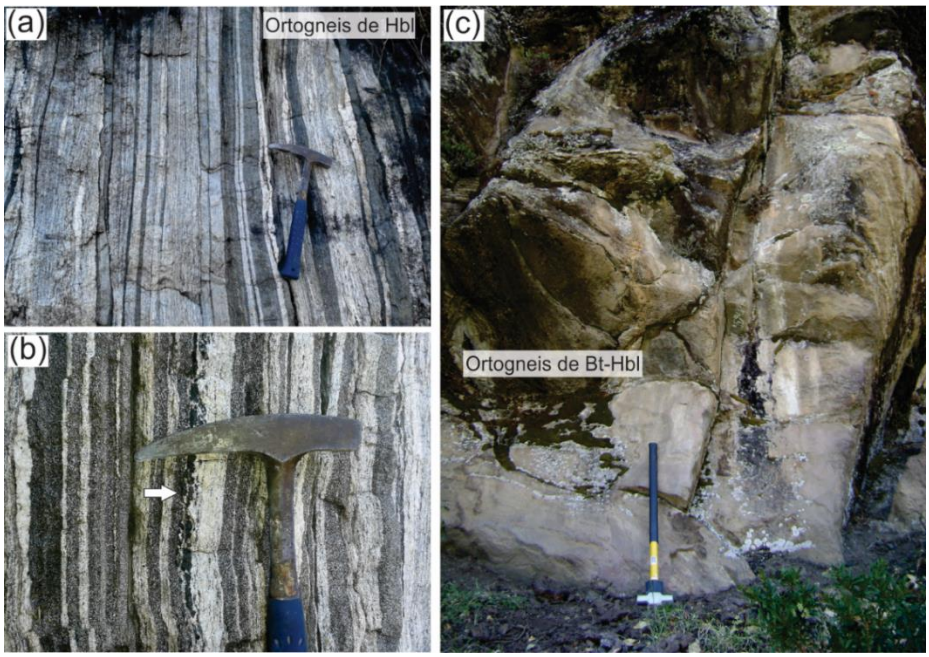


Figura 20. (a) Ortogneis máfico con textura estromática de migmatización; los melanosomas son ricos en anfíbol, mientras que los leucosomas están constituidos de plagioclasa y cuarzo (quebrada Gavidia). (b) Detalle del afloramiento en (a), en el que se indican "cúmulos" de anfíboles alineados con la foliación. (c) Cuerpo rocoso con foliación débil a moderada de ortogneis con biotita y hornblenda (quebrada Mixteque).

La presencia de clinopiroxeno relicto, dominantemente en los núcleos de hornblenda (Figura 21b-c), así como la presencia de plagioclasa como fase mayoritaria y microclino como fase minoritaria sugieren una composición tonalítica a cuarzo-diorítica para los protolitos de ortogneises. Otras fases minoritarias y accesorias en estas rocas son titanita, óxidos de Fe-Ti, apatito, pirita y zircón.

La textura de los ortogneises es relativamente equigranular con tamaño de grano medio a grueso (Figura 21c). Los contactos son lobulados a rectos entre cuarzo y feldespatos. La deformación entre estos contactos es ligera, pero es común la formación de subgranos en el cuarzo. La plagioclasa es subhedral y puede aparecer maclada o con zonados en parche u oscilatorios, con inlcusiones de biotita y cuarzo. La biotita es pleocroica entre verde oliva y café, pero en la muestra QM-02 el plecroísmo varía entre café y café rojizo.

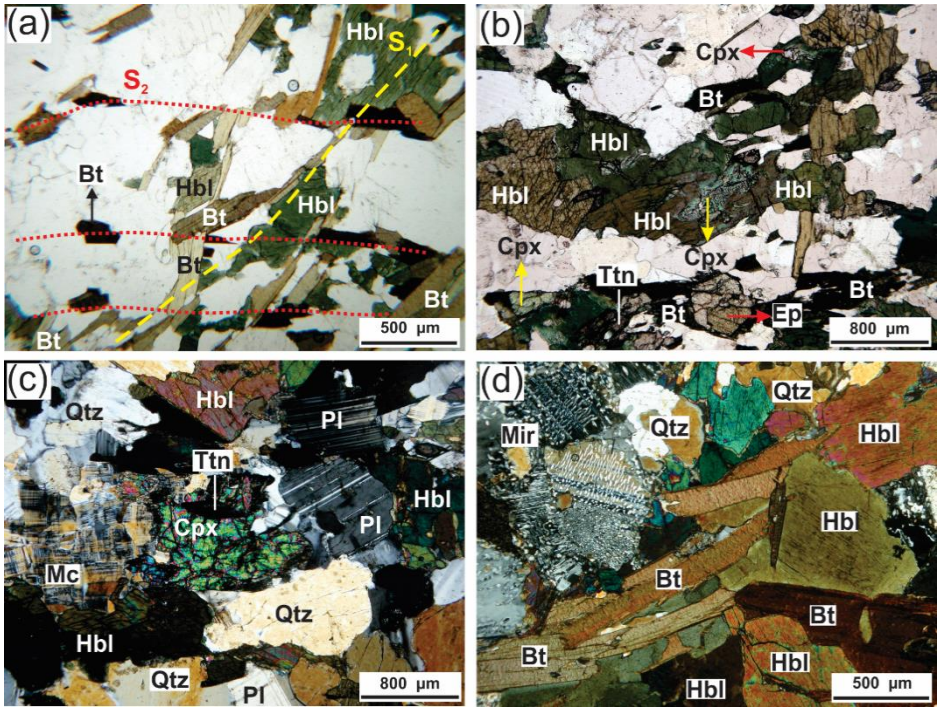


Figura 21. Fotomicrografías de ortogneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). En general, se observa poca deformación en los bordes de cuarzo y feldespatos. (a) Foliación S_1 definida por hornblenda-biotita y foliación S_2 definida por listones de biotita reorientados unos 45 ° con respecto a S_1 (Muestra Ch-02). (b) Ortogneis hornbléndico en el que se aprecian núcleos de clinopiroxeno en la hornblenda; la epidota es una fase de retrogresión (muestra LM-04). (c) Textura general de ortogneis hornbléndico, con blasto de clinopiroxeno al centro; el feldespato potásico es microclino y es una fase minoritaria (muestra LM-04). (d) Textura mirmequítica de entre cuarzo y plagioclasa en ortogneis hornbléndico-biotítico (muestra QM-02). (a): Nicoles paralelos. (b-c): Nicoles cruzados.

3.1.3 Anfibolita

En los paragneises comúnmente están intercalados lentes y cuerpos elípticos de anfibolita de ~1 m de espesor, muy deformados y atravesados por leucosomas en venas y en red (Figura 22a-d). En ocasiones, estas rocas máficas forman budines. En un corte de dique anfibolítico se pudo observar que hay posibles relictos del protolito basáltico de la roca, recristalizado como clinopiroxeno granoblástico, con contactos poligonales (Figura 23a-b). El clinopiroxeno es posiblemente augita y está parcialmente reemplazado por hornblenda a medida que hay una gradación hacia la roca anfibolítica, la cual está compuesta por más del 90% de hornblenda y también tiene una textura equigranular-granoblástica- poligonal (Figura 23a-b).

Las venas de leucosomas que atraviesan la roca tienen composiciones dominantemente tonalíticas a trondhjemíticas, compuestas de plagioclasa, hornblenda y cuarzo, con una textura inequigranular de tamaño medio (Figura 23a,c). Esta composición del fundido es quizás producto de la fusión parcial de rocas ricas en hornblenda, de origen volcaniclástico, localizadas en las adyacencias de estos lentes verdosos. En algunas vetillas se identificaron wollastonita, clinozoisita, calcita y titanita asociadas con cuarzo y

plagioclasa (Figura 23d). Es posible que estas vetillas sean relictas de la roca basáltica, que originalmente estaban rellenas de calcita. Alternativamente, la calcita pudo formarse por la albitización de la plagioclasa. Durante el metamorfismo y anatexis, hubo interacción de fluidos ricos en sílice con la calcita, formando así minerales calco-silicatados. El apatito en las anfibolitas es una fase minoritaria, con un tamaño que puede llegar a ~ 4mm a lo largo del eje c. El zircón es un accesorio común, pero prácticamente se encuentra sólo en el leucosoma.

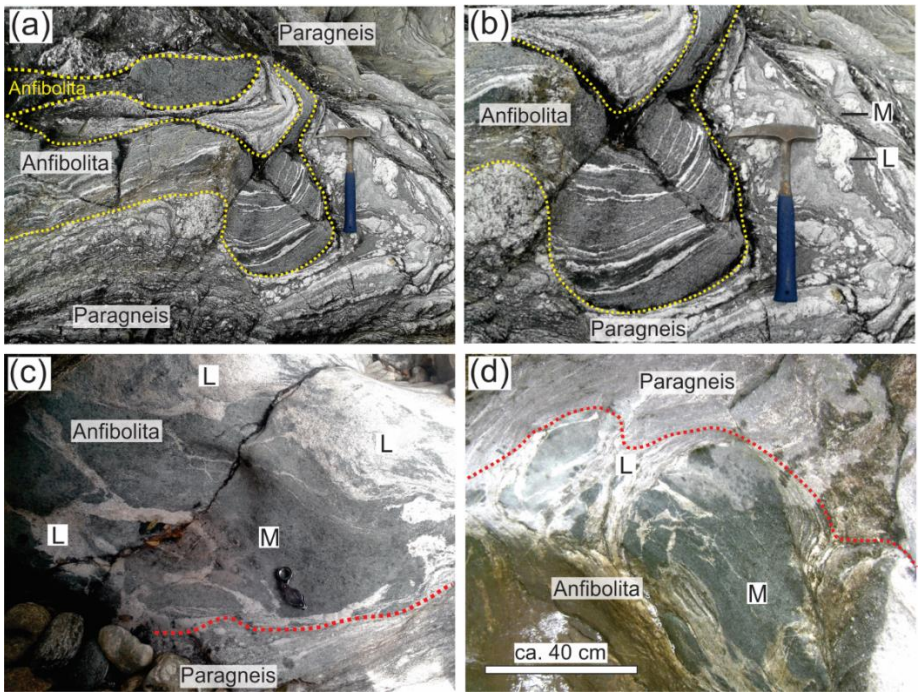


Figura 22. Afloramientos de lentes de anfibolita en paragneis en la quebrada Las Piñuelas (a-b) y en la Quebrada Gavidia (c-d), al noroeste en el mapa de la Figura 17. De acuerdo con las relaciones de campo, la migmatización y deformación ocurrió después que intrusionaron a los paragneises. En los lentes verdosos se aprecian leucosomas que tienen una composición granítica y melanosomas ricos en minerales máficos. M: Melanosoma; L: Leucosoma.

Otras rocas en este grupo muestran características de fusión parcial moderada y una foliación definida por hornblenda, biotita y minerales opacos (óxidos de Fe-Ti y pirita; Figura 23e). La titanita esqueletal puede representar reacciones incompletas entre ilmenita, cuarzo y plagioclasa. En estas rocas son abundantes las texturas mirmequíticas.

3.1.4 Metagranitoide

Los diques y *stocks* metagraníticos blancos y ligeramente moteados tienen relaciones discordantes con los gneises, esquistos y anfibolitas del Complejo Iglesias. Se identificó un cuerpo granítico redondeado al centro del área de estudio (Figura 17) que tiene contacto intrusivo difuso con las rocas gnéisicas encajonantes (Figura 24a) y un tamaño de grano grueso a muy grueso. Su composición mineralógica es

sienogranítica (Le Maitre, 2002) y las fases mayoritarias son feldespato-K pertítico y mesopertítico, cuarzo, plagioclasa, mica blanca y sillimanita (Figura 25a). La formación de subgranos en el cuarzo y contactos amoeboides con recristalización entre el cuarzo y el feldespato son texturas que indican deformación post-magmática. La foliación es débil y está definida por muscovita. Se identificó sillimanita crenulada que se presenta como arcos poligonales o foliación "fantasma" dentro de la muscovita (Figura 25b). La botita es un constituyente minoritario y está muy cloritizada.

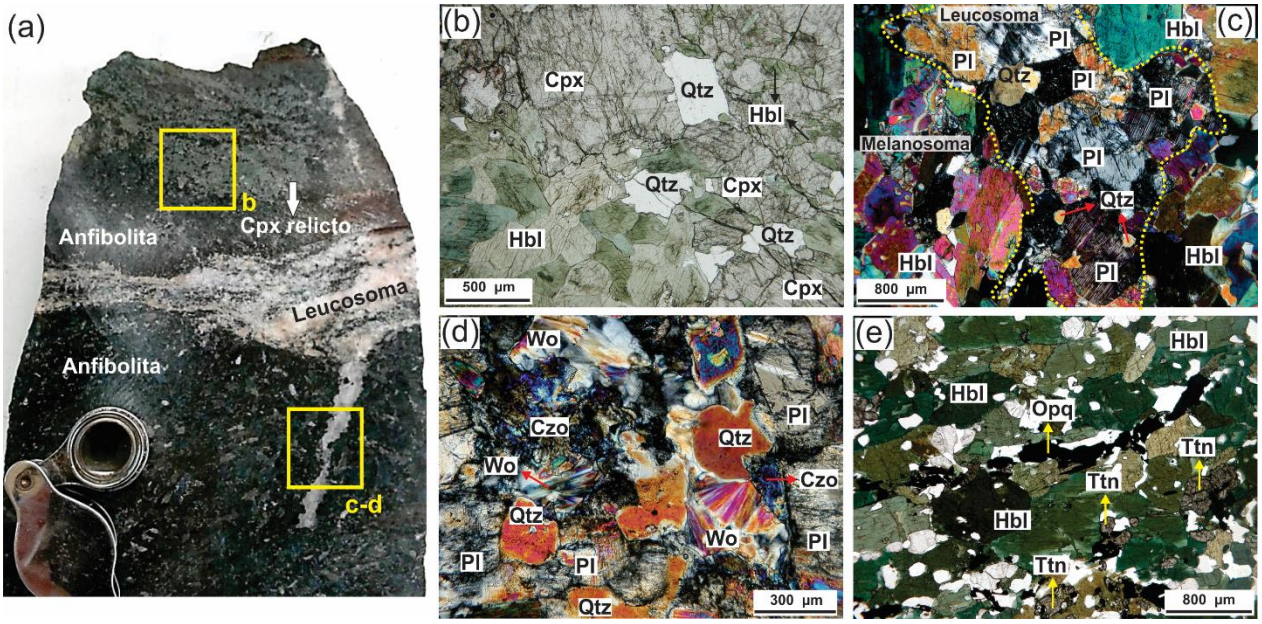


Figura 23. Corte de roca y fotomicrografías de anfibolita del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Corte de roca recolectada en lente de anfibolita (Figura 22d; muestra MG-07); el posible protolito es de color verde claro, constituido por clinopiroxeno, la anfibolita es verde oscuro, con más del 90% de hornblenda. Se observan leucosomas atravesando la roca. Los rectángulos amarillos indican aproximadamente la ubicación de rasgos observados en las fotomicrografías (b-d). (b) Textura en el contacto entre relictos del protolito y la roca metamorfizada, donde se observa reemplazamiento de clinopiroxeno (¿diópsido?) por hornblenda. (c) Leucosoma de composición tonalítica, rico en plagioclasa y cuarzo. (d) Minerales calco-silicatados como clinozoisita y wollastonita en vetillas, posiblemente ricas en calcita en el protolito. (e) Anfibolita con la asociación mineralógica Hbl + Pl + Ttn + Opq + Qtz sin texturas evidentes de migmatización. (b-e): Nicoles paralelos. (c-d): Nicoles cruzados.

Los diques metagraníticos tienen una composición mineralógica monzogranítica (abundancias similares para cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico), son de grano grueso y tienen una textura granoblástica inequigranular. La foliación espaciada está pobremente desarrollada, definida por biotita. No se observa recristalización dinámica en los bordes de los granos (Figura 25c). En uno de estos diques hay xenolitos de composición anfibolítica de las rocas encajonantes (Figura 24a), denotando así su carácter intrusivo. En otros diques se presentan cristales de plagioclasa de aproximadamente 1 cm que están poco alterados a sericita, en comparación con la plagioclasa en la matriz de grano grueso, que están más alterados.

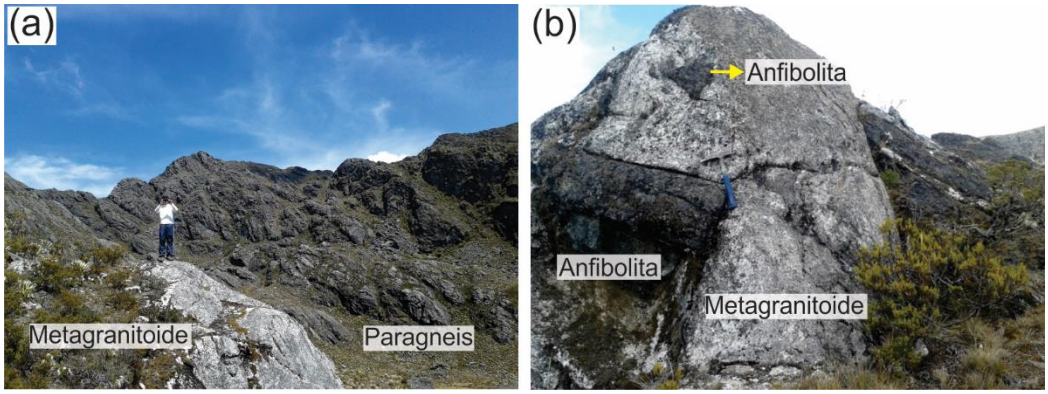


Figura 24. (a) Metagranitoide intrusionando metasedimentos del Complejo Iglesias; esta pequeña unidad está cartografiada en el centro del mapa de la Figura 17. (b) Metagranitoide de grano grueso intrusionando rocas anfibolíticas; en la parte superior izquierda se observa un xenolito de anfibolita. Los afloramientos están localizados al oeste de las Lagunas de El Royal (Figura 17).

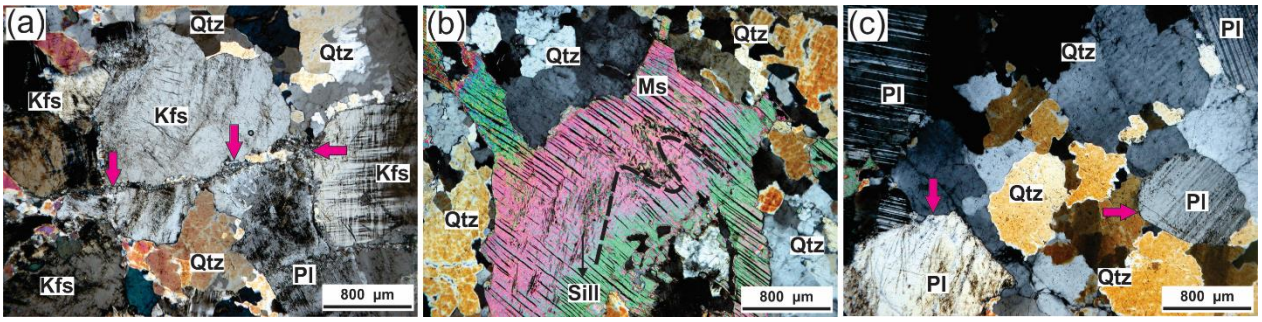


Figura 25. Fotomicrografías de rocas metagraníticas del Complejo Iglesias en la Sierra Nevada (área Gavidia). (a) Metasienogranito en el que la fase mayoritaria es el microclino y la pertita; los contactos entre cuarzo y feldespatos muestran procesos de recristalización y deformación, como por ejemplo los sitios señalados con las flechas rosas (muestra CM-01). (b) Foliación "fantasma" de sillimanita crenulada dentro de blasto de muscovita, señalada por la línea segmentada negra (muestra CM-01). (c) Textura ígnea en dique de metagranodiorita, en donde la deformación en los bordes de cuarzo y plagioclasa es prácticamente inexistente; algunos ejemplos de estos contactos se indican con las fechas de color rosa (muestra CM-09). Todas las fotomicrografías están tomadas con nicoles cruzados.

3.2 Sierra de Santo Domingo (área de La Mitisús)

En esta región se describieron los afloramientos de las unidades informales establecidas por Schubert (1968) como parte del Complejo Iglesias: el gneis bandeado de La Mitisús, el gneis granítico de La Raya y las cuarcita y esquistos de El Alambique (Figura 26). La dirección de la foliación hacia el oeste del área estudiada es NE-SE, mientras que al este es NW-SW. Esto posiblemente se debe a (1) una falla en dirección aproximada NNE-SSW, subparalela al sistema de fallas de Boconó, hacia el oeste (Figura 26) o (2) un sinclinal asimétrico. Sin embargo, no se disponen de datos estructurales para determinar con certeza este rasgo estructural.

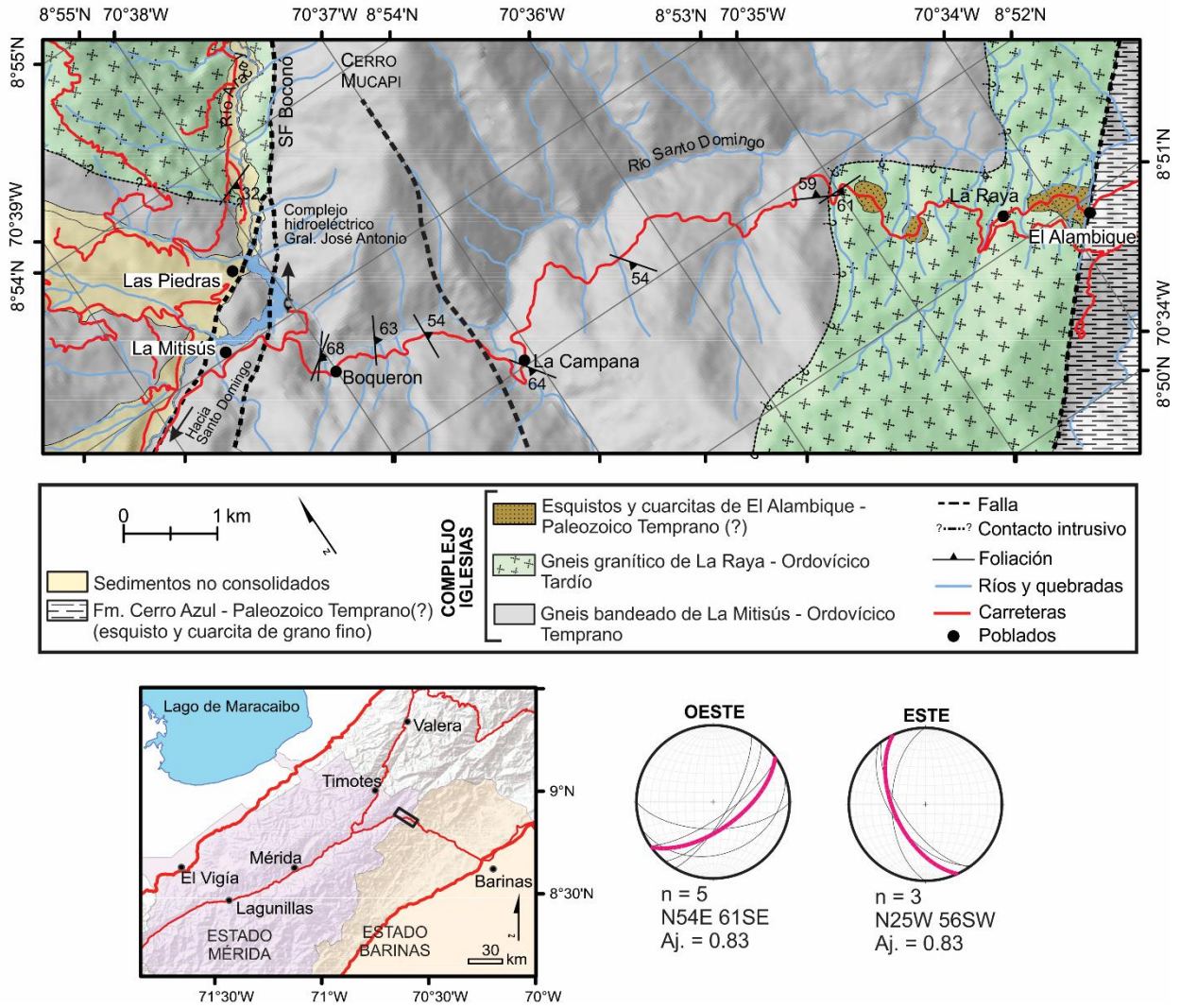


Figura 26. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). Se distinguen espacialmente varias unidades informales dentro del Complejo Iglesias. La ubicación relativa se indica en la parte inferior izquierda. Los datos de foliación en los estereogramas en la parte inferior derecha de la figura se corresponden con las áreas hacia el oeste y este del mapa presentado, indicando cambios en la dirección de foliación que puede deberse a fallas que forman parte del Sistema de Fallas (SF) de Boconó (Figura 3) o un sinclinal asimétrico. El mapa de muestreo de esta área se presenta en la Figura 89 en Anexos. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

3.2.1 Gneis bandeado de La Mitisús

Esta unidad está compuesta de paragneis pelítico-psamítico cuarzo-feldespático-micáceo-sillimanítico, ortogneis cuarzo-feldespático-micáceo-granatífero y lentes de anfibolita de menos de 2 m de espesor que están intercalados con paragneises (Figura 27a). En estas rocas anfibolíticas los contactos entre la hornblenda y la plagioclasa son poligonales, por lo que la textura es granoblástica equigranular, variando el tamaño de grano entre medio y grueso. El cuarzo es una fase minoritaria y está incluido en la hornblenda en forma de “burbujas” (*blobs*). Ocasionalmente, la titanita también es una fase estable. En algunos lentes

máficos hay una foliación incipiente, definida por hornblenda, la cual está alternada con bandas de plagioclasa y cuarzo con contactos poligonales y tamaño de grano medio. Entre los minerales opacos se incluyen magnetita, ilmenita y pirita. El apatito es común como mineral accesorio. En los gneises, la biotita es pleocroica entre verde oliva y café y el granate es sin- a postectónico, ya que en algunos casos no hay deflexión interna de la foliación definida por biotita. El microclino pertítico es más abundante en las rocas gnéisicas de esta área.

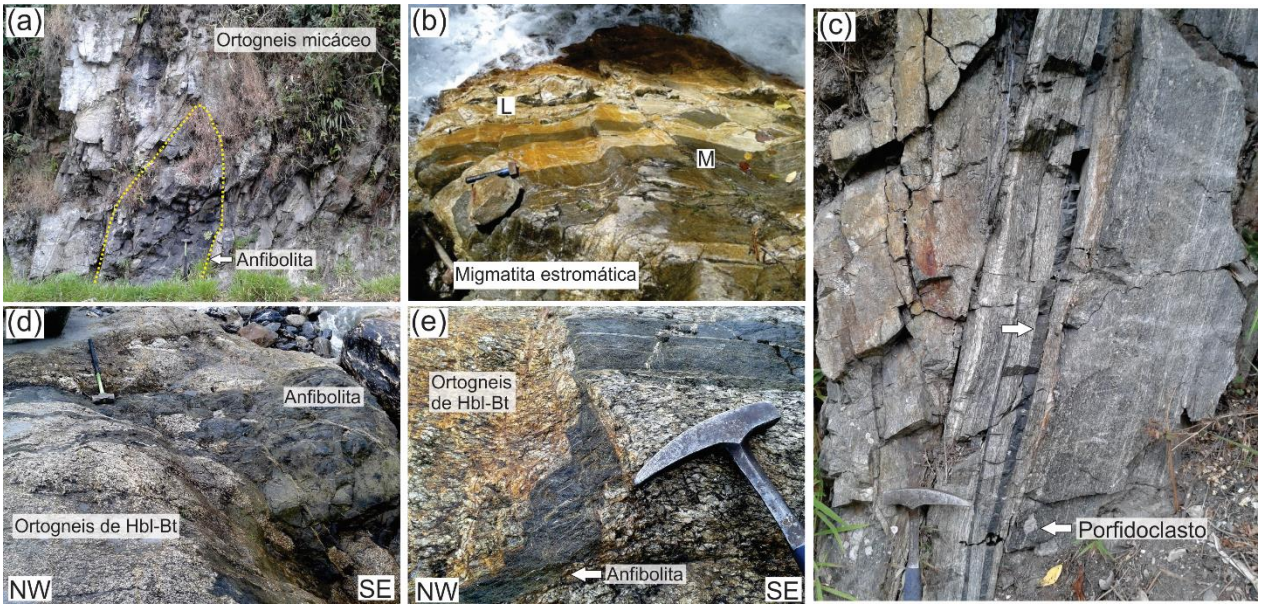


Figura 27. Afloramientos de unidades informales del Complejo Iglesias en el área de La Mitisús: gneis bandeado de La Mitisús (a-c) y gneis granítico de La Raya (d-e). (a) Migmatita con estructura estromática. (b) Lente de anfibolita en ortogneis micáceo. (c) Milonita con capas alternadas ricas en anfíbol (flecha en la parte superior) y porfidoclastos (parte inferior). (d) Diques de anfibolita intrusionando el ortogneis de Hbl-Bt de La Raya. (e) Deformación dúctil continua de las rocas en (c).

Cerca de las trazas del sistema de fallas de Boconó, las rocas miloníticas son comunes en el gneis de La Mitisús (Figura 27c, 28b-d). Los porfidoclastos de feldespato-K y plagioclasa subangulares a redondeados aparecen embebidos en una matriz donde la foliación está definida por superfices-C de micas de grano muy fino, entres las que hay cuarzo + feldespato, afectados por deformación cataclástica seguida de recristalización dinámica. La presencia de cintas alargadas de cuarzo policristalino con fuerte extinción ondulatoria, lamelas de deformación y subgranos en cuarzo también indica recristalización dinámica con una posterior deformación dúctil durante un metamorfismo sobreimpuesto de bajo grado. Se presentan mirmequitas orientadas en los bordes de los feldespatos, las cuales pueden desarrollarse en sitios donde se concentra el esfuerzo, por lo que generalmente se orientan en las caras de los cristales paralelos a la foliación (Figura 28b; Passchier y Trouw, 2005).

Las texturas migmatíticas estromáticas (Mehnert, 1968) y en venas en algunas localidades sugieren la fusión parcial de estas rocas (Figura 27b). El leucosoma granítico tiene espesores centimétricos a métricos, con una textura equigranular de grano medio a grueso y contiene cuarzo y abundante feldespato-K con textura pertítica y mesopertítica. Dentro del feldespato-K se presentan cristales de plagioclasa zonados parcialmente resorbidos (Figura 28a) y en menor proporción, biotita. El granate rosado y redondeado de ~2 mm de diámetro está disperso dentro del leucosoma, siendo las fases accesorias comunes titanita, apatito y zircón. El melanosoma es una roca gneísica con plagioclasa + cuarzo + biotita + granate y apatito y zircón como accesorios, estando la foliación espaciada definida por biotita. De manera local, el melanosoma puede estar constituido por cuerpos elípticos de anfibolita hornbléndica-plagioclásica con textura inequigranular de grano fino y espesor de ~ 50 cm, en los que la foliación está definida por hornblenda y biotita. El cuarzo y el microclino son fases minoritarias y la plagioclasa muestra zonados oscilatorios.

Alrededor de los porfidoclastos tipo-σ se forman sombras de presión, que contienen cuarzo de tamaño de grano muy fino, opacos, biotita y clorita, y que además sugieren una cinemática dextral (Figura 28c-d). En estas milonitas, el granate no está deformado y también tiene sombras de deformación constituidas de cuarzo y mica de grano muy fino. También son comunes los afloramientos de rocas miloníticas bandeadas con capas oscuras ricas en hornblenda y capas claras ricas en cuarzo-feldespato-mica, que tienen menos de 5 cm de espesor (Figura 28e-f). En estas rocas se aprecian porfidoclastos de anfíbol, plagioclasa y cuarzo en una matriz recristalizada de grano muy fino, que probablemente tiene cuarzo y clorita. El protolito pudo ser un ortogneis hornbléndico o una roca metavolcaniclástica con hornblenda. Entre los accesorios comunes se observó zircón y minerales opacos. Son comunes las venas rellenas de epidota que cortan casi ortogonal a la foliación milonítica.

3.2.2 Gneis granítico de La Raya

El ortogneis de La Raya al este de la Figura 26 tiene una composición monzogranítica, con foliación definida por biotita y muscovita, mientras que hacia el oeste la foliación espaciada está definida por biotita y hornblenda. La composición de este último cuerpo rocoso es aproximadamente granodiorítica a tonalítica, siendo los contactos entre cuarzo, plagioclasa y feldespato-K de carácter poligonal a lobulado. La deformación intracristalina del cuarzo es débil y hay poca o ninguna deformación o recristalización en los bordes de los granos. La asociación mineralógica en equilibrio es plagioclasa + cuarzo + hornblenda + biotita + microclino. La hornblenda tiene inclusiones de cuarzo redondeado a elíptico, plagioclasa euhedral a subhedral, microclino, biotita, apatito y zircón. Este anfíbol comúnmente forma *clusters* o cúmulos junto

con la biotita. El pleocroísmo de la hornblenda varía entre verde oscuro-verde oliva-verde claro y el de la biotita entre café oscuro y verde.

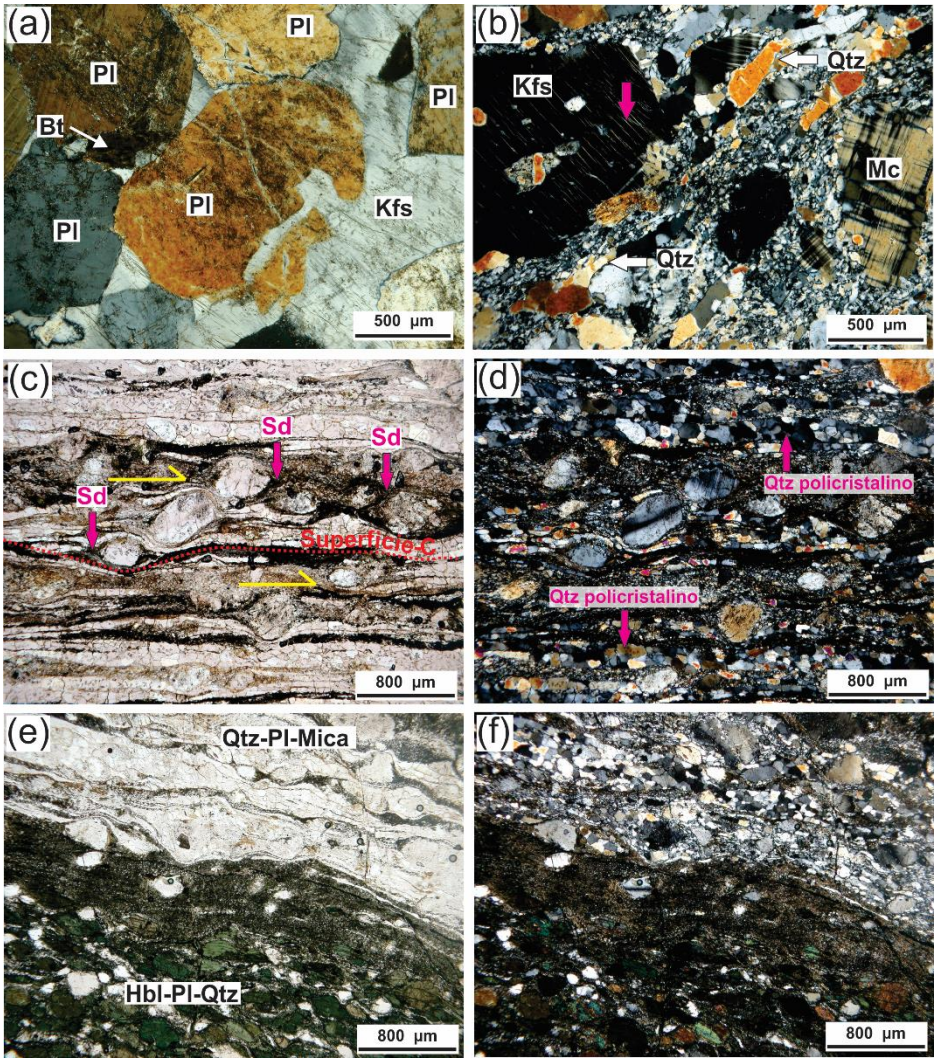


Figura 28. Fotomicrografías de la unidad gneis bandeado de La Mitisús del Complejo Iglesias. (a) Cristal de plagioclasa reabsorbida incluida en feldespato potásico en leucosoma, indicando fusión parcial de la roca (muestra SB-04). (b) Milonita con porfidoclastos angulosos de feldespato potásico embebidos en una matriz afectada por deformación cataclástica y recristalización dinámica; las lamelas pertíticas en el feldespato a la izquierda (flecha rosada) están orientadas perpendicular a las cintas de cuarzo policristalino alargado (muestra SDB-01). (c) Foliación milonítica definida por superficies C de micas de grano muy fino. Los porfidoclastos de feldespato tipo-σ, con sombras de deformación (Sd) de micas, indican una cinemática dextral (muestra SDB-04). (d) Igual que (c), en nicoles cruzados; las flechas rosadas señalan cintas alargadas de cuarzo policristalino (muestra SDB-04). (e) Milonita con bandas leucocráticas de cuarzo, plagioclasa y mica, alternada con bandas ricas en hornblenda. Entre estas bandas hay una zona transicional de grano muy triturado y pocos profidoclastos, que probablemente tiene una composición intermedia entre estas capas (muestra SDB-06). (f) Igual que (e), en nicoles cruzados muestra SDB-06. Todas las fotomicrografías tomadas en nicoles cruzados, excepto (c) y (e).

Esta unidad está atravesada por diques de anfibolita muy meteorizados, cuya deformación dúctil y plegamiento son estructuralmente continuos con el ortogneis (Figura 27d-e). En estas rocas máficas la

foliación está definida por la hornblenda y, en menor proporción, por la biotita. Las fases secundarias y accesorias en los diques máficos son titanita, minerales opacos, apatito y zircón.

Aunque en estudios previos se ha propuesto que el gneis de La Raya intrusionó al gneis bandeado de La Mitisús (Schubert, 1968), en el reconocimiento de campo de este trabajo no se encontró una evidencia clara de este contacto intrusivo. Sin embargo, cerca del contacto mapeado, el gneis granítico de la Raya tiene una foliación más continua y el tamaño de grano es fino, lo que pudiera sugerir un borde de enfriamiento. Adicionalmente, cerca de la confluencia de los ríos Aracay y Santo Domingo se observó un contacto tectónico entre estas unidades, como una brecha de falla.

3.2.3 Cuarcitas y Esquistos de El Alambique

Esta unidad está conformada por esquistos verdosos cuarzo-feldespáticos micáceos alternados con cuarcitas verdosas a café, estando la secuencia plegada de manera compleja. La asociación mineralógica en el esquisto es cuarzo + plagioclasa + muscovita + biotita + clorita. El microclino y la muscovita son constituyentes minoritarios en la cuarcita. La foliación está definida por muscovita y biotita. La relación de contacto con el gneis granítico de La Raya es posiblemente concordante, como lo propuso Schubert (1968), pero esto no está claro debido a la falta de afloramientos en el contacto.

3.3 Microestructuras de deformación

Los bordes lobulados a amoeboides entre feldespatos y cuarzo en rocas del Complejo Iglesias sugieren una recristalización por migración en los límites del grano (*Grain Boundary Migration* - GBM, Passchier y Trouw 2005). Por lo tanto, las rocas meta-ígneas muestran dominantemente deformación post-magmática. Todos los tipos de litología muestran características de deformación como extinción no uniforme y subgranos en cuarzo, laminillas de deformación en cuarzo, deformación de maclas en plagioclasa y micas dobladas o curvadas. Sin embargo, en los ortogneises estas microestructuras de deformación están muy poco desarrolladas, siendo los contactos entre feldespatos y cuarzo rectos a lobulados.

3.4 Microtexturas de anatexis

La fusión parcial en gneises y anfibolitas del Complejo Iglesias se infiere de varias microtexturas, que han sido descritas por Sawyer (1999, 2008), Bhadra et al. (2007) y Shengyao et al. (2015): (1) cristales de plagioclasa reabsorbidos (Figuras 28a, 29a), (2) plagioclasa cuspada a lo largo de los bordes de los granos (Figura 29b), (3) vetillas de feldespato-K + plagioclasa dentro de granos grandes de cuarzo, (4) bordes

plumosos entre cuarzo y plagioclasa (Figura 29c), y (5) inclusiones de cuarzo redondeadas a elípticas en plagioclasa y feldespato-K (Figura 29d). La fusion parcial del basamento por deshidratación de biotita o muscovita en ausencia de fluidos no es muy razonable, debido a que fases peritécticas anhídricas como granate y cordierita, que se forman como producto de las reacciones de fusión (p. ej., Clemens y Vielzeuf, 1987; Powell y Downes, 1990), se rpesentan de manera dispersa o están prácticamente ausentes de los neosomas del Complejo Iglesias. Así, la fusión más bien pudo ser facilitada por la infiltración de H_2O proveniente de la cristalización de intrusiones sin-orogénicas o se pudo derivar de reacciones subsolidas de deshidratación en pelitas de bajo grado (p. ej., Yardley y Barber, 1991).

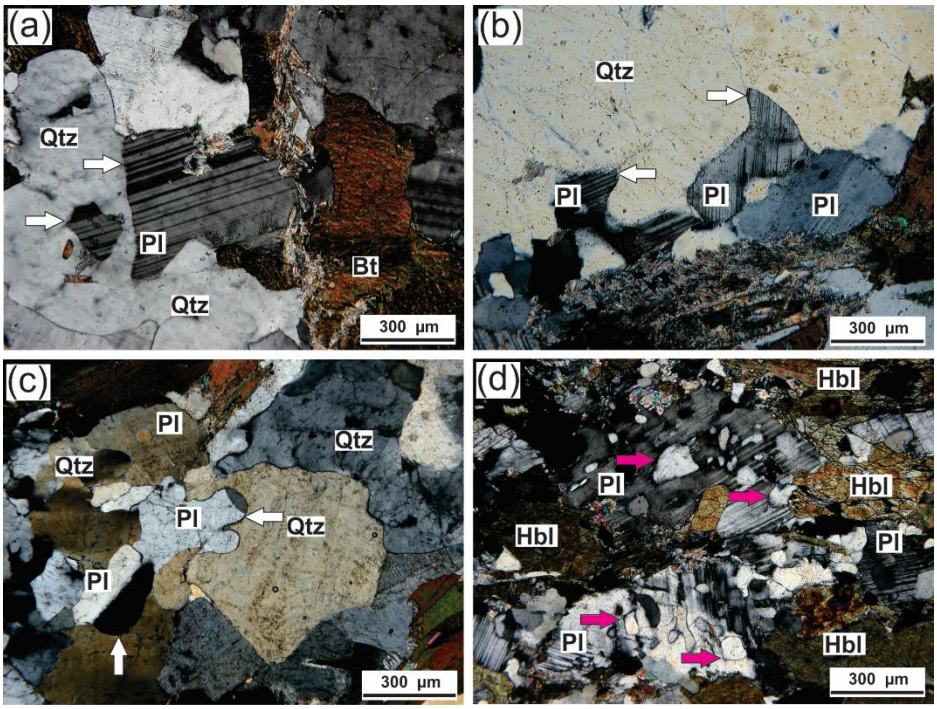


Figura 29. Fotomicrografías de microestructuras que evidencian cristalización a partir de un fundido en neosomas de paragneises del Complejo Iglesias. (a) Plagioclasa reabsorbida en paragneis (muestra QG-20.1), en contacto con cuarzo no deformado. (b) Plagioclasa con formas de cúspide en los contactos entre cuarzo no deformado y feldespato (muestra QG-20.2). (c) Contacto "plumoso" entre cuarzo y plagioclasa (muestra LMch-01a). (d) Cuarzo no deformado, redondeado a elíptico, incluido en plagioclasa (muestra SDB-04a). Todas las fotomicrografías tomadas con nicoles cruzados.

3.5 Condiciones de metamorfismo

Las características texturales y mineralógicas del Complejo Iglesias son consistentes con condiciones en la facies de la anfibolita para el basamento en Los Andes de Mérida, como ya se ha propuesto en varios estudios (Schubert, 1968; Shagam, 1972, Kovisars, 1971, 1972; Ramírez et al., 1972; Grauch, 1975; Cordani et al., 1985; van der Lelij et al., 2016a). Se infiere un grado alto de metamorfismo por la inestabilidad de la muscovita para romperse y formar sillimanita + feldespato-K. Adicionalmente, la presencia de cuarzo

azul se explica mediante la dispersión de luz por inclusiones diminutas, que comúnmente son de rutilo o ilmenita en condiciones anfibolíticas/granulíticas de alta temperatura (p. ej., Sørensen, 2007). El cuarzo azul generalmente es rico en Ti (~100-300 ppm) y formado a altas temperaturas (~700-900 °C). En consecuencia, es posible que las rocas del Complejo Iglesias hayan alcanzado una temperatura de ~700 °C.

Las foliaciones S_1 y S_2 en paragneises están posiblemente asociadas a metamorfismo de tipo Barroviano (alta T-media P), con porfidoblastos de granate sin-tectónicos y porfidoblastos de cianita post-tectónicos. La foliación S_3, definida por micas reorientadas que son sub-paralelas al plegamiento axial de S_2, puede representar una fase de deformación considerablemente joven y no relacionada al evento de S_1 y S_2.

En metamorfismo de alto grado, la cordierita es común en rocas pelíticas (Spear, 1993). Sin embargo, sólo fue identificada en láminas delgadas de dos muestras. Dado que no hay granate en esas rocas, es posible que este haya sido consumido mediante la reacción Gr +Sill + Qtz = Cd; también es posible la reacción Bi + Sill + Qtz = Cd + K-fsp + H_2O a presión media (Miyashiro, 1973; Gil-Ibarguchi y Martínez, 1982; Spear, 1993). Por tanto, se puede suponer que, durante su evolución metamórfica, estas rocas primero estuvieron sometidas a un incremento en la temperatura, alcanzando presiones medias en las fases finales de un evento de deformación, marcado por la blástesis de cianita post-tectónica. Luego, a medida que el granate y la biotita empezaron a romperse (parcialmente), ocurrió un descenso en la presión y la temperatura, formándose cordiertita. Esto puede representar un levantamiento bajo condiciones en la facies de la anfibolita superior, transicional quizás a condiciones de baja presión en la facies de la granulita, acompañado de procesos de fusión parcial.

El piroxeno recristalizado en paleosomas de los lentes anfibolíticos (Figura 23a-c) se considera como una fase relicta del protolito basáltico ígneo. La formación de piroxeno como un producto de reacciones de fusión en ausencia de fluidos, o incluso fusión mediante la adición de una fase fluida externa, quizás puede descartarse, debido a que estas reacciones requieren temperaturas superiores a ~800 °C (Aranovich et al., 2014). Tales condiciones de temperatura no son consistentes con las observaciones petrográficas en el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida.

3.6 Microtexturas de retrogresión

Las texturas mirmequíticas (Figuras 21d, 30) generalmente se interpretan en términos de un producto de rompimiento del K-feldespato durante el metamorfismo retrógrado (Barker 2004; Passchier y Trouw 2005 y sus referencias). La formación de epidota-allanita así como la cloritización de biotita y granate, también

sugiere una retrogresión hacia la facies de los esquistos verdes. En el metagranitoide, la retrogresión se evidencia por la asociación de simplectita de cuarzo-muscovita con mirmequita (Figura 30; Peterman y Grove, 2010; Anenburg y Katzir, 2014). Las simplectitas de muscovita + plagioclasa + cuarzo + óxido de Fe-Ti en los contactos entre biotita y granate también podría indicar reacciones de retrogresión (Figura 30).

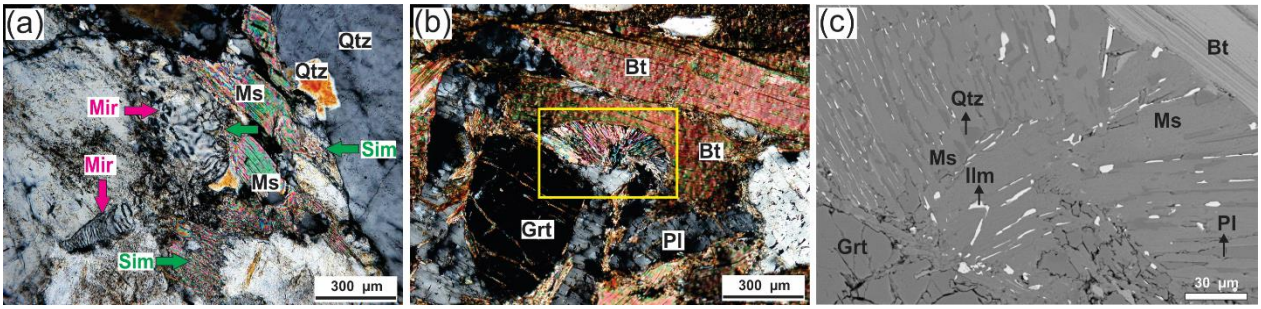


Figura 30. Fotomicrografías de texturas simplectíticas de retrogresión en rocas del Complejo Iglesias. (a) Simplectita de cuarzo y muscovita (flechas verdes) asociada a mirmequita en metagraniotide (flechas rosas; muestra CM.-02a). (b) En el rectángulo amarillo, simplectita de mica blanca y opaco entre biotita y granate (muestra PET-01). (c) Imagen BSE (electrones retrodispersados) tomada en microscopio electrónico de la simplectita en (b), en donde los tonos brillantes corresponden a ilmenita, el tono medio a muscovita y los tonos más oscuros a "gusanos" de cuarzo y plagioclasa.

En algunos ortogneises el microclino parece ser secundario, pues ocurre de manera intersticial con otros minerales de retrogresión como epidota y sericita. También es común la textura sagenítica en biotita. Esta textura se refiere a la aparición de inclusiones delgadas de rutilo, en forma de "agujas", que se intersectan a ángulos de 60°; es común que estas agujas se formen por procesos de exsolución en biotita rica en titanio (Deer et al., 1998).

Capítulo 4. Geocronología e isotopía Hf-O en zircón

Este capítulo está enfocado en datos geocronológicos e isotópicos de rocas del basamento metamórfico de Los Andes de Mérida, obtenidos a partir de minerales. A continuación, se presentan los resultados de fechamientos U-Pb, isotopía Lu-Hf y composición isotópica de oxígeno ($\delta^{18}O$), todos medidos en zircón. También se incluyen datos de geocronología Rb-Sr en micas y feldespatos. Con ello, se establecen los períodos de magmatismo y metamorfismo en el Complejo Iglesias y una estimación de rocas fuentes a partir de la isotopía de Hf-O en zircón. La descripción breve y clasificación de las rocas analizadas se presenta en la Tabla 14, mientras que la ubicación de las mismas se indica en los mapas de la Figura 31.

Tabla 14. Clasificación, ubicación y descripción breve de las muestras de roca del Complejo Iglesias analizadas para gecronología U-Pb (con ablación láser-LAICPMS- y SIMS), Hf y O en zircón, y Rb-Sr en micas.

Muestra	Área	Tipo de roca	Unidad	Lat (N)	Long (W)	Breve descripción*	Análisis				
							U-Pb (LA)	U-Pb (SIMS)	Hf	$\delta^{18}O$	Rb-Sr
QG-25	Gavidia	Ortogneis-Hbl	Sierra Nevada	8° 41' 37''	70° 56' 23''	Hbl + Pl +Qtz + Ttn + Op. Gneis máfico estromático, con cúmulos de Hbl.	■		■		
QM-02	Gavidia	Ortogneis-Hbl	Sierra Nevada	8° 44' 23''	70° 53' 49''	Pl + Qtz+ Hbl + Bt. Abundante mirmequita.	■	■	■	■	
LM-04	Gavidia	Ortogneis-Hbl	Sierra Nevada	8° 40' 45''	70° 52' 43''	Hbl +Pl + Bt + Qtz + Mc. Clinopiroxeno relicto.	■	■	■	■	
Ch-02	Gavidia	Ortogneis-Hbl	Sierra Nevada	8° 40' 49''	70° 53' 52''	Pl + Qtz+ Hbl + Bt + Grt. Granate sin-tectónico.	■	■	■	■	
GLR-02c	La Mitisús	Ortogneis-Hbl	Gneis granítico de La Raya	8° 54' 0''	70° 37' 43''	Pl + Qtz + Hbl + Bt + Mc. Intrusiona al gneis de La Mitisús.	■		■		
SB-0405	La Mitisús	Ortogneis-Bt	Gneis bandeado de La Mitisús	8° 52' 7''	70° 35' 30''	Pl + Kfs + Qtz + Bt + Grt + Ttn. Migmatita estromática. Poiquiloblastos de Kfs incluyen Pl parcialmente reabsorbida.	■		■		
SDB-01	La Mitisús	Ortogneis-Bt	Gneis bandeado de La Mitisús	8° 52' 38''	70° 38' 4''	Mc + Pl + Qtz + Bt + Grt. Protomilonita.	■		■		
STPD-14	Gavidia	Anfibolita	Sierra Nevada	8° 41' 26''	70° 56' 9''	Hbl + Pl + Qtz. Clinopiroxeno relicto en el melamosoma. Lente verdoso intrusionando paragneis de la muestra STPD-56.	■	■		■	
CM-08	Gavidia	Anfibolita	Sierra Nevada	8° 43' 4''	70° 52' 32''	Hbl + Pl + Ilm + Bt + Qtz + Ttn. Simplectita de Ilm-Qtz y Pl-Qtz.	■		■		
GLR-02b	La Mitisús	Anfibolita	Gneis granítico de La Raya	8° 54' 0''	70° 37' 43''	Hbl + Pl + Ttn + Qtz. Intrusionando ortogneis-Hbl de la muestra GLR-02c.	■	■	■	■	
CM-01	Gavidia	Meta-granitoide	Sierra Nevada	8° 42' 20''	70° 50' 15''	Kfs + Pl + Qtz + Ms + Sil. Composición sienogranítica Intrusionando esquistos pelíticos.	■	■	■	■	■
CM-09	Gavidia	Meta-granitoide	Sierra Nevada	8° 43' 6''	70° 52' 26''	Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms. Composición monzogranítica. Intrusionando anfibolita de la meustra CM-08.	■	■	■	■	
STPD-56	Gavidia	Paragneis-Bt	Sierra Nevada	8° 41' 26''	70° 56' 9''	Qtz + Pl + Bt + Mc. En contacto con anfibolita de la muestra STPD-14.	■	■		■	
QG-15	Gavidia	Paragneis-Hbl	Sierra Nevada	8° 41' 41''	70° 56' 24''	Hbl + Pl + Bt + Qtz. Gradaciones entre foliación definida por Hbl o Bt.	■		■		
8303A**	La Mitisús	Paragneis-Bt	Gneis bandeado de La Mitisús	8° 52' 32''	70° 39' 34''	Qtz +Bt + Pl + Kfs.	■				
QLI-04	Gavidia	Paragneis Bt+Ms	Sierra Nevada	8° 41' 16''	70° 51' 26''	Qtz + Bt + Ms. Foliación definida por cuarzo alargado y micas.					■
LH-01	Gavidia	Paragneis Bt+Ms	Sierra Nevada	8° 44' 15''	70° 50' 27''	Qtz + Pl + Bt + Ms + Sill + Crd. Agregados de Sill de ~5 mm.					■

*Abreviaturas de minerales de Whitney y Evans (2010). Bt: Biotita, Qtz: Cuarzo, Pl: Plagioclasa, Ms: Muscovita, Grt: Granate, Sil Sillimanita, Ky: Cianita, Op: Opaco, Kfs: Feldespato-K, Hbl: Hornblenda, Tnt: Titanita, Ep: Epidota, Cpx: Clinopiroxeno, Mc: Microclino, Ilm: Ilmenita, Crd: Cordierita.

** Comunicación personal con Marvin Baquero (2015). Mediciones en WSU.

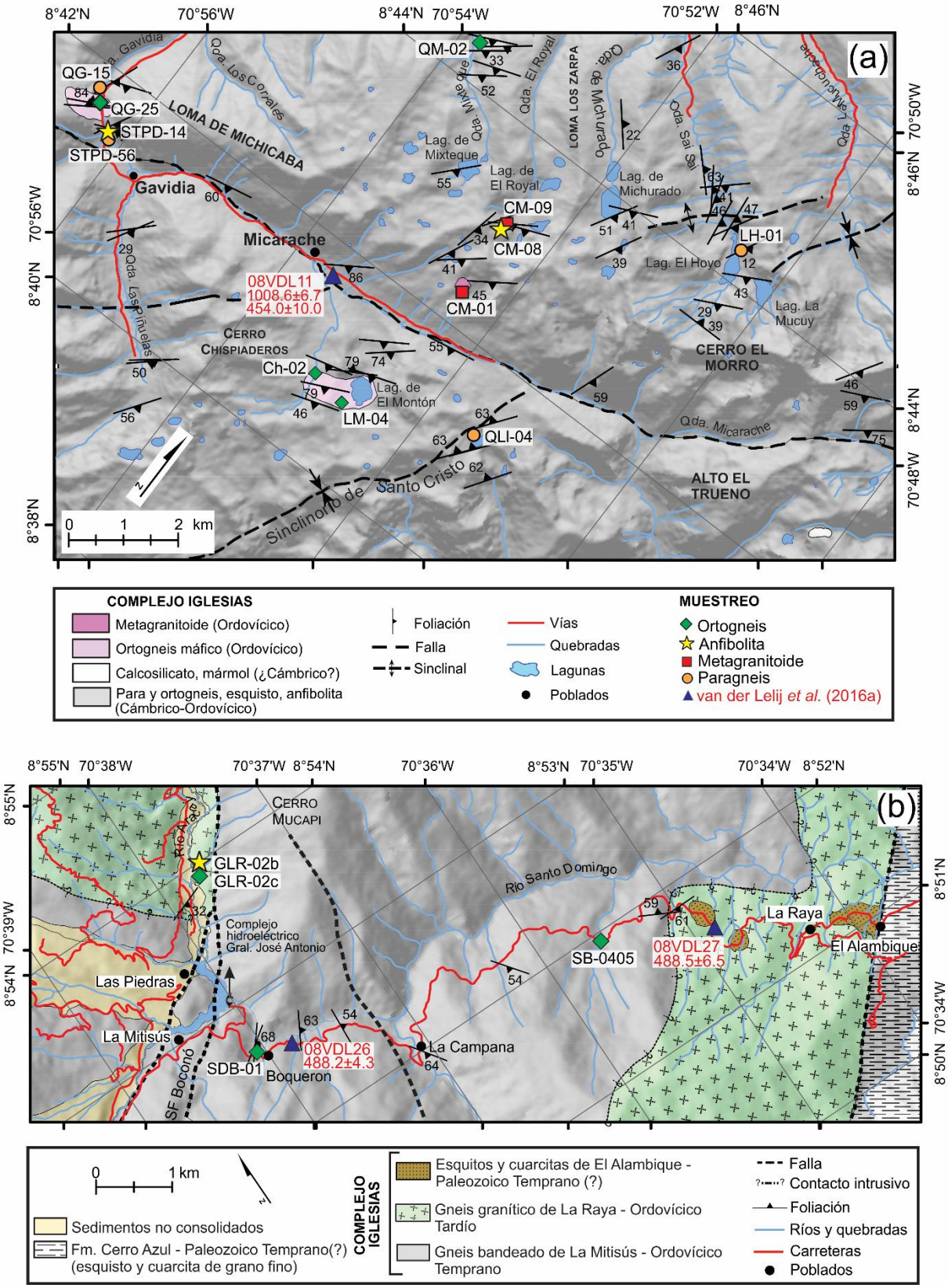


Figura 31. Mapas de muestreo del área de la Sierra Nevada (a) y cerca de La Mitisús (b). Geología modificada de Grauch (1975) y Schubert (1968), respectivamente. La simbología del muestreo en (b) es la misma señalada en la leyenda de (a). Edades de van der Lelij et al. (2016a) en Ma ± 2σ. Los modelos digitales de elevación en el fondo están basados en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

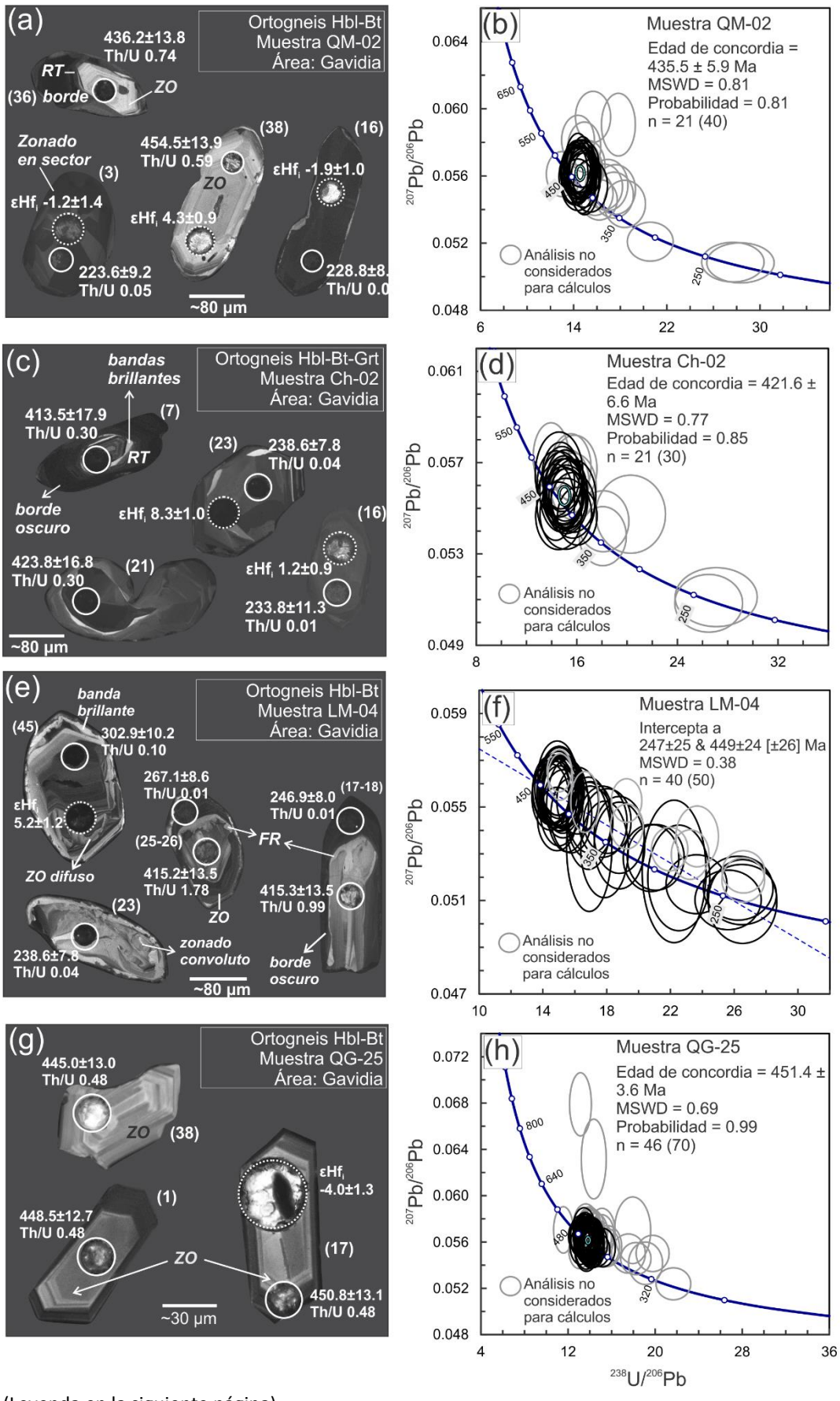
4.1 Geocronología U-Pb en zircón

4.1.1 Análisis *in situ* con ablación laser (LA-ICPMS)

Muchas de las estructuras internas observadas en los zircones del Complejo Iglesias están relacionadas a procesos metamórficos. En este sentido, el "zircón metamórfico" se refiere al zircón que se formó por: (1) precipitación a partir de un fundido anatéctico, (2) cristalización y nucleación en estado sub-sólido, por difusión del Zr y Si que se libera de reacciones metamórficas entre silicatos mayoritarios y fases accesorias, (3) precipitación de fluidos metamórficos acuosos y (4) transformación *in situ* parcial a completa por recristalización del zircón del protolito, por procesos de disolución-reprecipitación a pequeña escala, en respuesta a interacciones con fluidos y fundidos (Hoskin y Black, 2000; Rubatto, 2002; Möller et al., 2003; Harley et al., 2007). La clave para interpretar las edades U-Pb y así definir trayectorias P-T-t en rocas formadas en la corteza profunda consiste en identificar la causa del crecimiento de zircón metamórfico, entre las posibilidades que se mencionaron, lo cual se realiza inspeccionando con detalle las estructuras internas en imágenes de catodoluminiscencia (CL) y también con microanálisis *in situ* para detectar firmas químicas de los distintos dominios (Hoskin y Black, 2000; Rubatto, 2002; Harley et al., 2007). En este trabajo no se realizó análisis químico en los zircones, por lo que los procesos metamórficos que afectaron estos cristales se estimaron de las imágenes de CL en conjunto con los análisis isotópicos, siguiendo criterios texturales de Hoskin y Black (2000), Corfu et al. (2003) y Harley et al. (2007). Todas las incertidumbres de las edades concordantes y edades de las intersecciones con la concordia son reportadas a nivel de 2σ o ~95% nivel de confianza, mientras que para las edades aparentes de los análisis puntuales se reporta el error estándar (1σ).

4.1.1.1 Ortogneis

Se analizaron zircones de siete muestras de ortogneis. Cinco de ellas, QG-25, QM-02, Ch-02, LM-04 y GLR-02c, son ortogneises de hornblenda (+ biotita ± granate) y dos muestras, SB-0405 y SDB-01, son ortogneises de biotita (+ granate). Todos los ortogneises de hornblenda son del área de Gavidia, excepto la muestra GLR-02c que es del gneis granítico de La Raya en el área de La Mitisús. Los dos ortogneises de biotita fueron recolectados en el gneis bandeado de La Mitisús. En el área de Gavidia, los cristales de zircón en el ortogneis de hornblenda son subhedrales a euhedrales, con relaciones largo-ancho entre 2:1 y 4:1 y terminaciones bipiramidales, aunque algunos granos son redondeados. En imágenes de CL se obseva que las zonaciones oscilatorias de baja a moderada frecuencia en los núcleos están comúnmente bordeadas por estructuras de recristalización transgresivas que forman bordes oscuros (baja CL) o zonas más anchas a lo largo del grano (Figura 32).



(Leyenda en la siguiente página)

Figura 32. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e, g) y diagramas de Concordia Tera-Wasserburg (b, d, f, h) para ortogneises de hornblenda del Complejo Iglesias en el área de Gavidia. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran varias texturas de recristalización metamórfica como recristalización transgresiva (RT), zonación oscilatoria (ZO) difusa, frentes de recristalización (FR) y zonación convoluta. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos (elipses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012).

Otras estructuras internas de recristalización en estos zircones incluyen bandas delgadas brillantes (alta CL), zonación planar y en sector, zonación oscilatoria difusa o borrosa, frentes transgresivos de recristalización y zonación convoluta (Figura 32 a,c,e). Estas estructuras, especialmente las zonaciones convolutas, están relacionadas a la formación de zircón a alta temperatura durante procesos orogénicos (Harley et al., 2007). Algunos zircones tienen núcleos con alta CL, con bordes de muy baja CL ricos en U, que pueden ser homogéneos o con zonaciones oscilatorias (p. ej., Figura 32e).

Las estructuras complejas de recristalización en zircones de los ortogneises de hornblenda son también evidentes en la sistemática U-Pb, dado que muchos análisis obtenidos son discordantes, reflejando edades mixtas y pérdida de Pb hacia el Triásico en los diagramas de Concordia Tera-Wasserburg (T-W). Los análisis de las muestras QM-02 y Ch-02 arrojan edades de concordia similares de 435.5 ± 5.9 Ma y 421.6 ± 6.6 Ma, respectivamente (Figura 32 b, d), mientras que la muestra LM-04 tiene un intercepto superior de 449 ± 24 Ma y un intercepto inferior de 247 ± 25 Ma (Figura 32f), con un gran número de zircones entre estas dos edades. Los zircones en el neosoma de la Muestra QG-25 (Figura 20a) tienen una edad de concordia de 451.4 ± 3.6 Ma (Figura 32h). Los análisis con edades triásicas suelen ubicarse en dominios oscuros de baja luminiscencia en los zircones, con relaciones Th/U ≤ 0.1 (Figura 32e, 34a). Las edades ordovícico-silúricas probablemente reflejan tanto recristalización como precipitación de un fundido anatéctico, mientras que las edades triásicas posiblemente están relacionadas a sólo procesos de recristalización.

Los cristales de zircón del gneis hornbléndico de La Raya (muestra GLR-02c) tienen texturas de recristalización sutiles, con zonaciones oscilatorias ligeramente borrosas. Para esta unidad, la edad concordante obtenida de 458.0 ± 3.4 Ma (Figura 33a-b) es interpretada como el tiempo de cristalización magmática. La muestra SB-0405 es un ortogneis biotítico migmatizado del gneis bandeado de La Mitisús. En esta roca, 72 granos de zircones arrojaron una edad de concordia de 466.8 ± 3.7 Ma en estructuras de zonamiento oscilatorio que comúnmente forman sobrecrecimientos alrededor de zircones heredados (Figura 33c-d), sugiriendo así un evento anatéctico durante el Ordovícico Temprano.

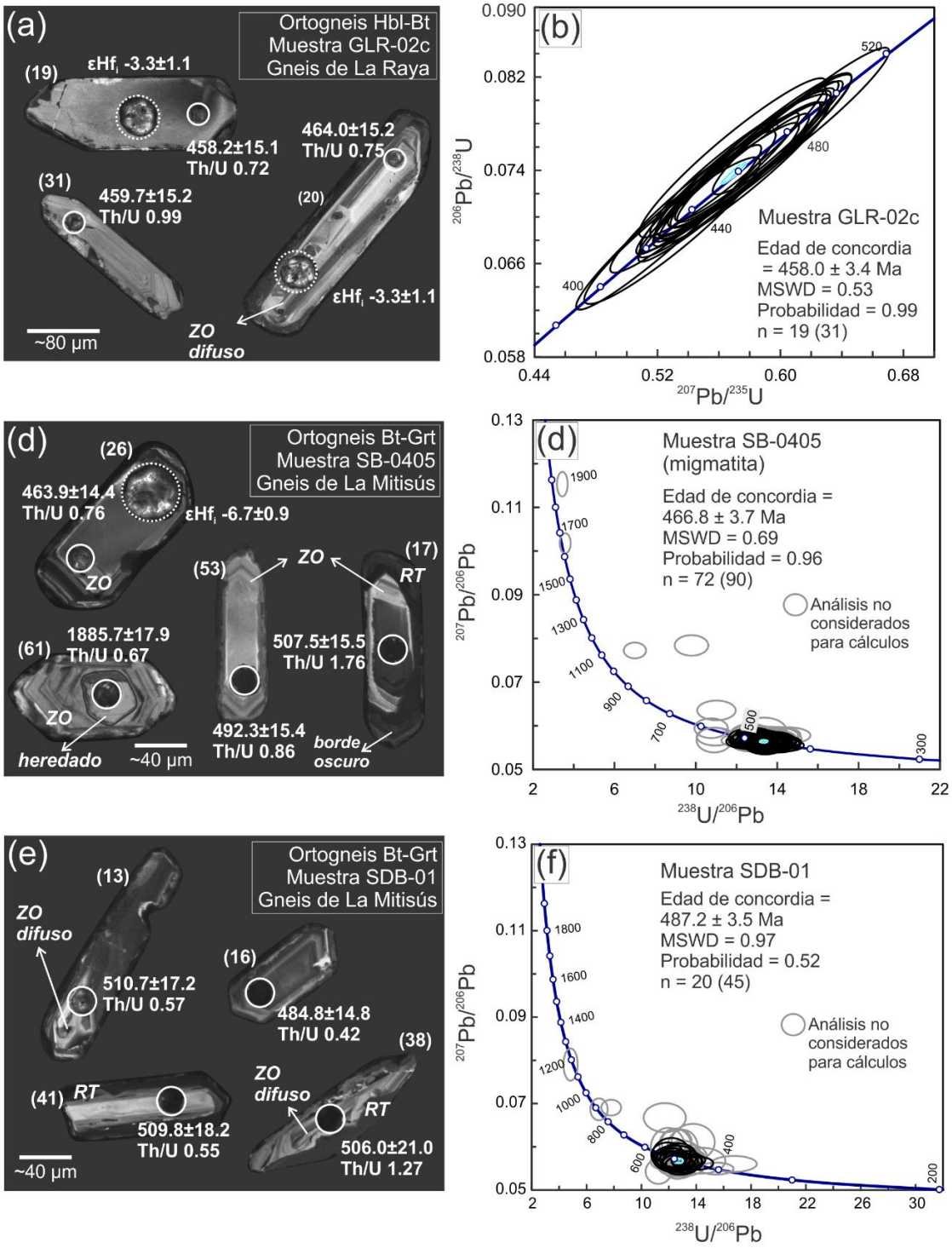


Figura 33. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e) y diagramas de Concordia Wetherill (b) y Tera-Wasserburg (d, f) de ortogneises del Complejo Iglesias en el área de La Mitisús. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran moderadas a pocas texturas de recristalización metamórfica como recristalización transgresiva (RT) y zonamiento oscilatorio (ZO) difuso. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos (elipses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012).

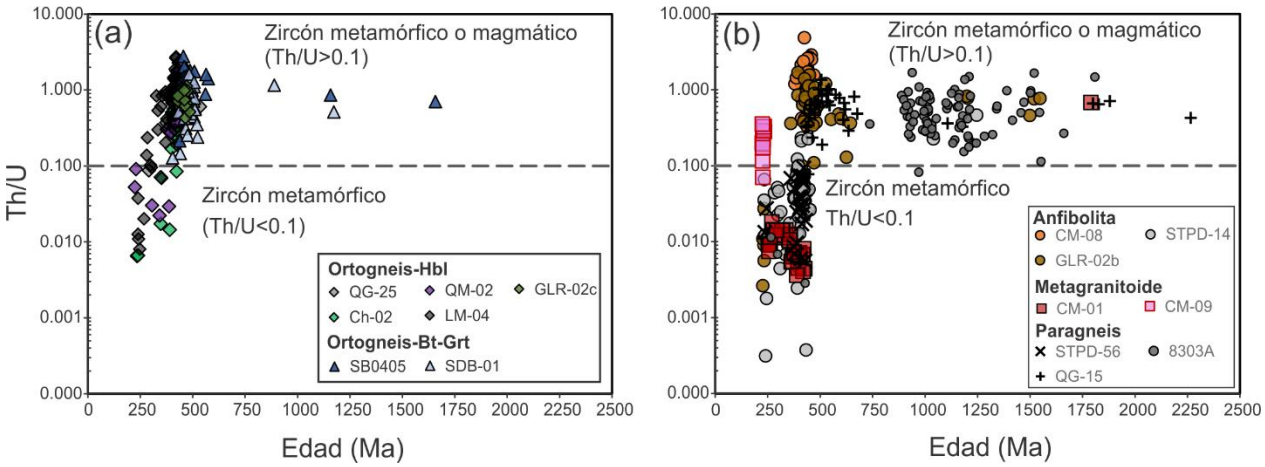


Figura 34. Relación Th/U vs. edad U-Pb para ortogneises (a) y anfibolitas, metagranitoides y paragneises (b) del Complejo Iglesias. En (a) los zircones con edades pérmicas a triásicas tienen relaciones Th/U < 0.1. En (b) se observa la misma tendencia, pero adicionalmente los zircones con edades de unos 400-420 Ma en el paragneis STPD-56 también tienen relaciones Th/U < 0.1. Tradicionalmente, los zircones con bajo Th/U se han relacionado a un crecimiento en ambiente metamórfico (Hoskin y Black, 2000; Rubatto, 2002), aunque ya se ha demostrado que los zircones metamórficos también pueden tener valores de Th/U muy altos y variables (p. ej., Möller et al., 2003).

Los zircones de la proto-milonita SDB-01 con posible protolito de ortogneis biotítico del gneis bandeado de La Mitisús (sección 3.2.1) tiene una edad concordante de 487.2 ± 3.5 Ma (Figura 33e-f).

4.1.1.2 Anfibolita

Se analizaron zircones de tres muestras de anfibolitas migmatizadas. Se recolectaron dos muestras en el área de Gavidia, STPD-14 y CM-08, que se presentan como lentes en paragneis y ortogneis, respectivamente (Figuras 22, 24b), y se recolectó una muestra, GLR-02b, de los diques máficos en el gneis granítico La Raya (Figura 27d-e). Los granos de zircón son generalmente redondeados <100 µm, aunque una pequeña población es alargada, con terminaciones bipiramidales bien definidas y patrones de CL con zonamientos oscilatorios.

En imágenes de CL, los cristales de zircón de la muestra STPD-14 tienen núcleos con zonamientos oscilatorios borrosos, habitualmente rodeados por bordes que no tienen una estructura interna visible (Figura 35a). Las áreas brillantes recristalizadas son comunes y, ocasionalmente, los núcleos euhédricos tienen sobrecrecimientos más oscuros, con edades similares para ambos dominios, lo que sugiere recristalización de los núcleos heredados. Solo dos granos contienen núcleos heredados con alta respuesta en CL y edades de ~ 1.0 Ga y ~ 1.2 Ga. Las estructuras internas sugieren que la intersección superior silúrica de 433 ± 21 Ma en zircones que sólo se presentan en vetillas o venas de leucosomas en anfibolitas refleja precipitación de éstos a partir de fundidos anatécticos, mientras que la intersección inferior triásica tardía a 208 ± 34 puede ser una recristalización metamórfica, aunque no hay zircones de esta edad (Figura 35b).

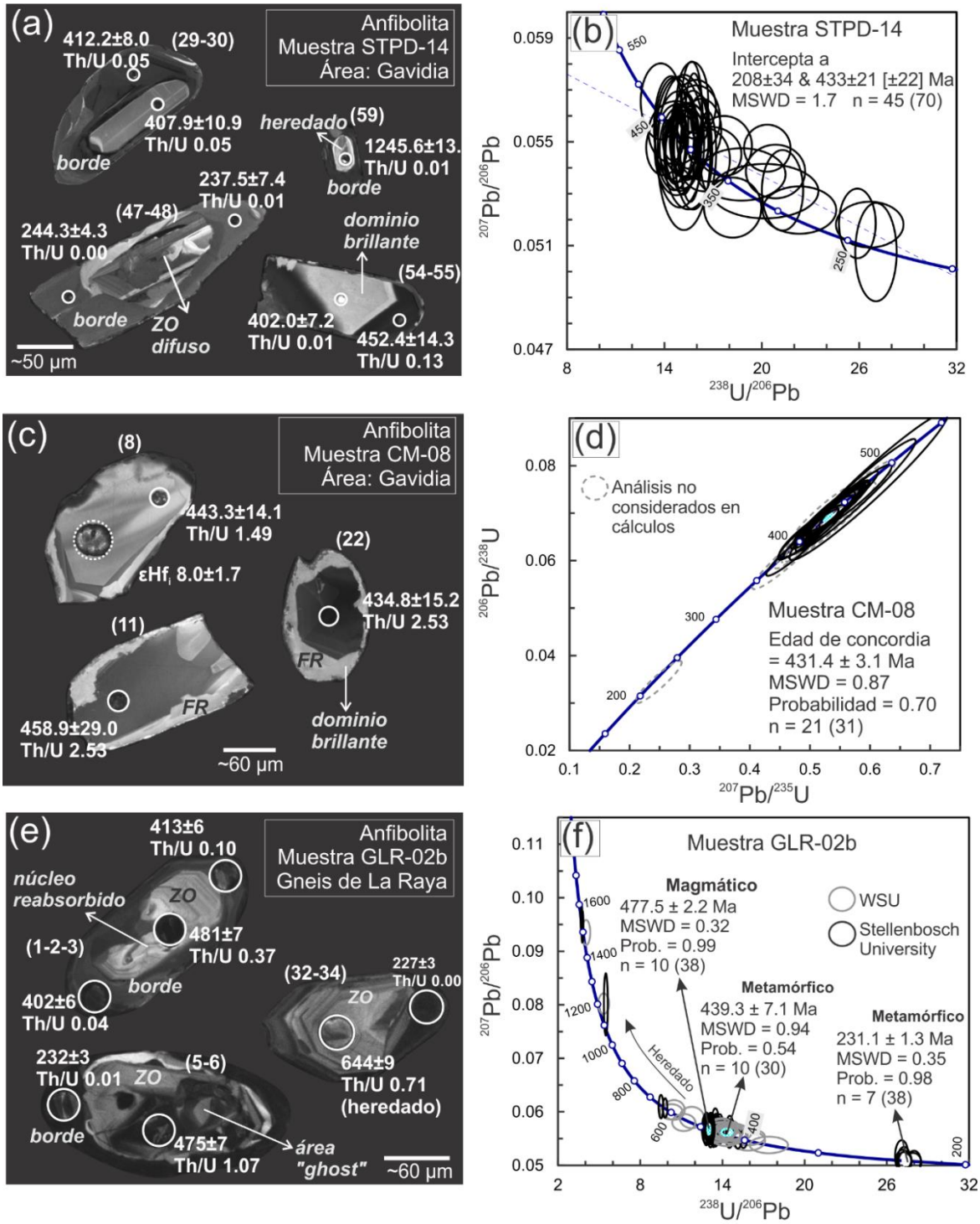


Figura 35. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c, e) y diagramas de Concordia Wetherill (d) y Tera-Wasserburg (b, f) para anfibolitas del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{206}Pb/^{238}U$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. Los zircones muestran bordes de sobrecrecimiento y algunas texturas de recristalización metamórfica como frentes de recristalización (FR) y zonamiento oscilatorio (ZO) difuso. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos de edades de Concordia. Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012).

Los granos de zircón en la muestra CM-08 tienen zonamientos oscilatorios mal desarrollados con bordes recristalizados más brillantes (Figura 35c) y en algunos casos, los zircones están parcial o completamente reemplazados por estas zonas de alta luminiscencia. Se obtuvo una edad concordante de 431.4 ± 3.1 Ma a partir de 21 granos de zircón en esta muestra (Figura 35d), en dominios metamórficos recristalizados.

Los zircones de la muestra GLR-02b contienen núcleos con zonamientos oscilatorios parcialmente reabsorbidos, con sobrecrecimientos más oscuros, mientras que otros granos muestran dominios borrosos, con los zonamientos oscilatorios preservados en "áreas fantasmas" (Figura 35e). También son comunes los granos con respuestas homogéneas en CL o incluso con zonamientos oscilatorios, pero sin núcleos heredados. Los zircones de esta muestra se analizaron en WSU y en la Universidad de Stellenbosch (sección 2.3). Los análisis obtenidos en ambos laboratorios son similares, pero los realizados en Stellenbosch tienen errores más pequeños. Esto se debe a que los zircones analizados en WSU son más pequeños y fueron ablacionados en un diámetro de 20 µm, mientras que los granos analizados en Stellenbosch son relativamente más grandes y el diámetro de ablación fue de 30 µm. Los núcleos heredados en la muestra GLR-02b son mayoritariamente discordantes, con edades aparentes $^{207}Pb/^{206}Pb$ de ~2.6 Ga, ~1.5 Ga y ~1.2 Ga. De los otros datos que se muestran en la Figura 35f, se distinguen tres tiempos diferentes de crecimiento de zircón en la anfibolita GLR-02b: (1) cristalización magmática a 477.5 ± 2.2 Ma en dominios con zonamientos oscilatorios, (2) precipitación de fundidos anatécticos a 439.3 ± 7.1 Ma en crecimientos de tonos gris oscuro a medio, y (3) recristalización metamórfica en bordes oscuros a 231.1 ± 1.3 Ma. En el último caso, todos los bordes tienen Th/U ≤ 0.1 (Figura 34b).

4.1.1.3 Metagranitoide

Se analizaron cristales de zircón de dos muestras de leucogranito. La muestra CM-01 es un meta-sienogranito de grano medio a grueso, que intrusiona a rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias (Figura 24a). Los granos prismáticos de zircón tienen terminaciones bipiramidales, con relaciones largo-ancho entre 1:2 y 1:5 siendo el ancho de unos 40-60 µm. Los núcleos de los zircones tienen una textura "esponjosa" de tonos oscuros en CL, denotando procesos metamícticos. Los sobrecrecimientos tienen una respuesta más alta en CL y un zonamiento oscilatorio irregular o poco desarrollado (Figura 36a). La intersección superior en el diagrama de concordia a 445 ± 31 Ma se interpreta como la edad mínima de cristalización de esta intrusión ígnea, mientras que la intersección inferior de 236 ± 30 Ma puede reflejar recristalización metamórfica (Figura 36b). Esta sistemática U – Pb es una consecuencia de pérdida de Pb y también de la mezcla de núcleos y bordes en los análisis de esta muestra. Todas las relaciones Th/U en

estos granos son ≤ 0.01 (Figura 34b), excepto por un núcleo xenocrístico (Th/U = 0.68; edad aparente $^{207}Pb/^{206}Pb$ = 1789 ± 19 Ma, 1σ).

La muestra CM-09 es un pequeño cuerpo meta-monzogranítico de grano grueso que aparece cortando rocas anfibolíticas (Figura 24b). Los zircones son euhedrales con relaciones largo-ancho entre 3:1 y 5:1 (ancho <170µm), terminaciones bipiramidales y zonamiento magmático oscilatorio (Figura 36c). Se obtuvo una edad concordante triásica de 227.9 ± 2.9 Ma a partir de 10 análisis puntuales (Figura 36d).

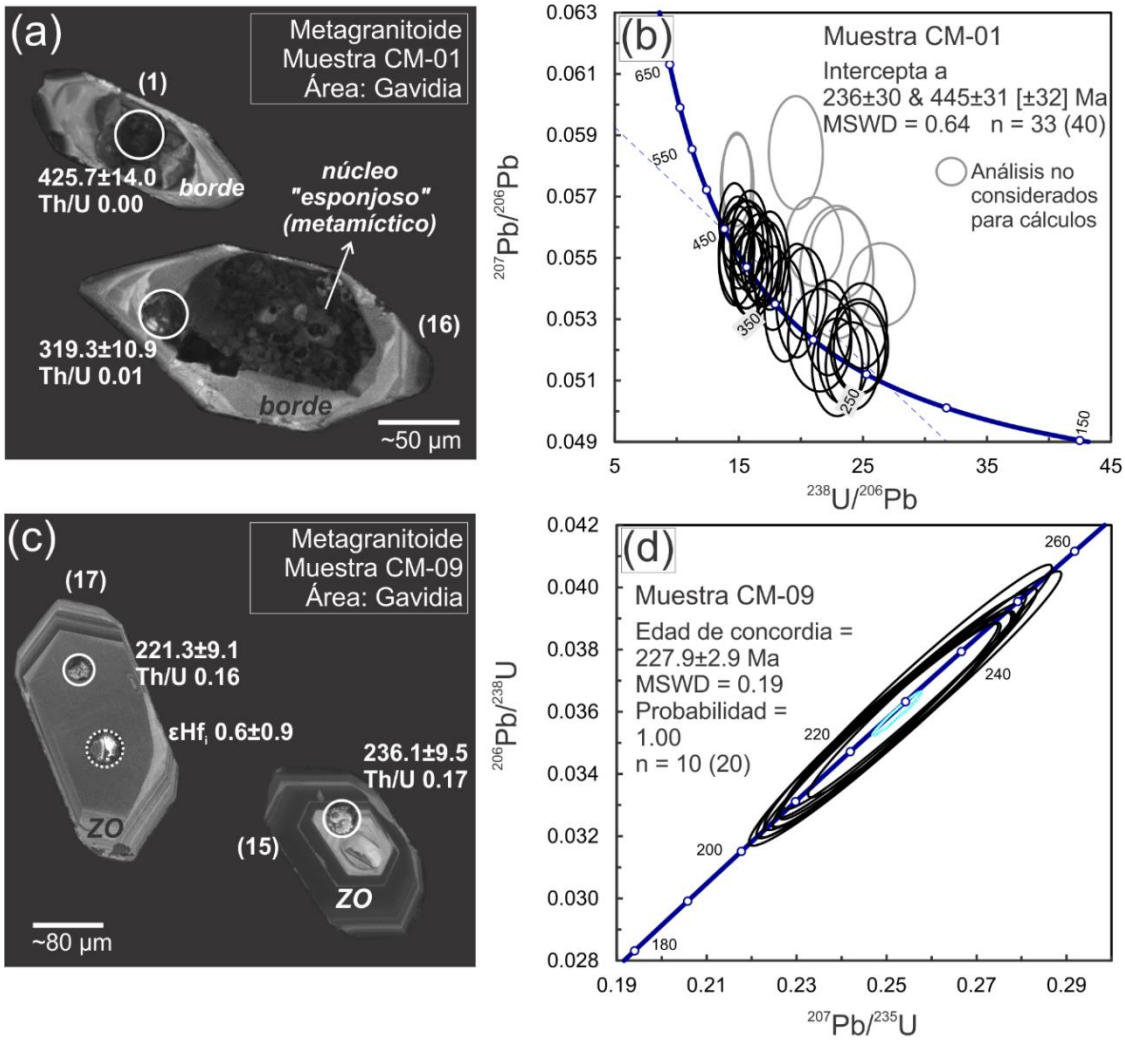


Figura 36. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón (a, c) y diagramas de Concordia Tera-Wasserburg (b) y Wetherill (d) para metagraniotides del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. ZO: zonamiento oscilatorio. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el cálculo de la edad. Los puntos que representan pérdidas de Pb y discordancia > 10% fueron descartados en los cálculos de edades de Concordia (elipeses grises). Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012).

4.1.1.4 Paragneis

En este trabajo fueron analizadas dos muestras de paragneis, uno rico en biotita de protolito pelítico-psamítico (STPD-56) y otro de probable origen volcaniclástico, rico en hornblenda y biotita (QG-15). Adicionalmente, se interpretaron datos de un paragneis pelítico en el valle del río Santo Domingo (Muestra 8303A, Marvin Baquero, comunicación personal). Los diagramas de concordia para estas rocas se muestran en la Figura 38 (a,c,e).

Se analizaron un total de 78 puntos en granos de zircón de la muestra STPD-56, que es un paragneis cuarzo-feldespático-biotítico migmatizado, en contacto con lente anfibolítico (Figura 22c). Dos granos muestran sobrecrecimientos metamórficos muy angostos con edades aparentes $^{206}Pb/^{238}U$ del Triásico Medio (244.9 ± 6.1 Ma y 236.5 ± 3.3 Ma, 1σ), mientras que los núcleos detríticos parcialmente reabsorbidos tienen sobrecrecimientos con zonamientos oscilatorios difusos (Figura 37a), que tienen una edad silúrica concordante de 418.4 ± 4.2 Ma (Figura 38a). En el diagrama de probabilidad de densidad e histograma se aprecian picos a ~1044 Ma, ~414 Ma y ~238 Ma (Figura 38b), siendo los dos últimos de bordes metamórficos. También se aprecian poblaciones menores a a ~2.2 Ga, ~1.7 Ga y ~1.4 Ga, además de algunos núcleos con edades $^{206}Pb/^{238}U$ de ~0.6-0.5 Ga.

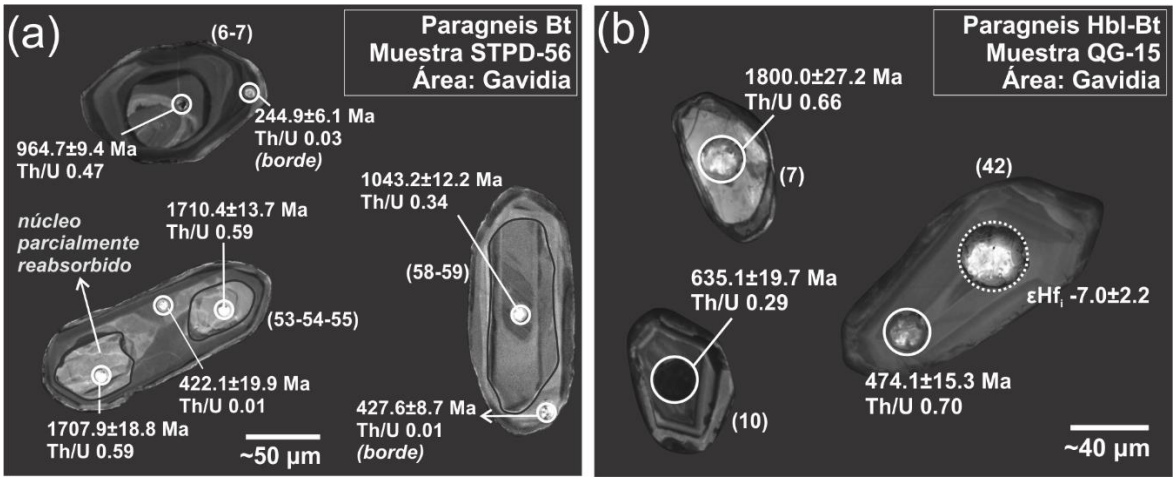


Figura 37. Imágenes representativas de catodoluminiscencia (CL) de granos de zircón de paragneis biotítico migmatizado (a) y paragneis hornbléndico-biotítico (b) del Complejo Iglesias. Los círculos blancos señalan los hoyos del láser para análisis U-Pb, mientras que los círculos blancos punteados señalan los hoyos de láser para análisis de Lu-Hf. También se indican las respectivas edades aparentes $^{238}U/^{206}Pb$ en Ma, las relaciones Th/U y valores de εHf_i. Los números en paréntesis corresponden a los análisis puntuales en en la Tabla 19 en Anexos. En (a) son comunes los sobrecrecimientos de edad silúrica en núcleos detríticos parcialmente reabsorbidos.

Los zircones de la muestra QG-15 son muy pequeños y tienen núcleos detríticos que pueden aparecer parcialmente recristalizados, con sobrecrecimientos probablemente metamórficos (Figura 37b). Con apenas 45 análisis puntuales, los picos más significativos se observan a ~624 Ma, ~516 Ma y ~458 Ma en

el diagrama de probabilidad de densidad (Figura 38d).

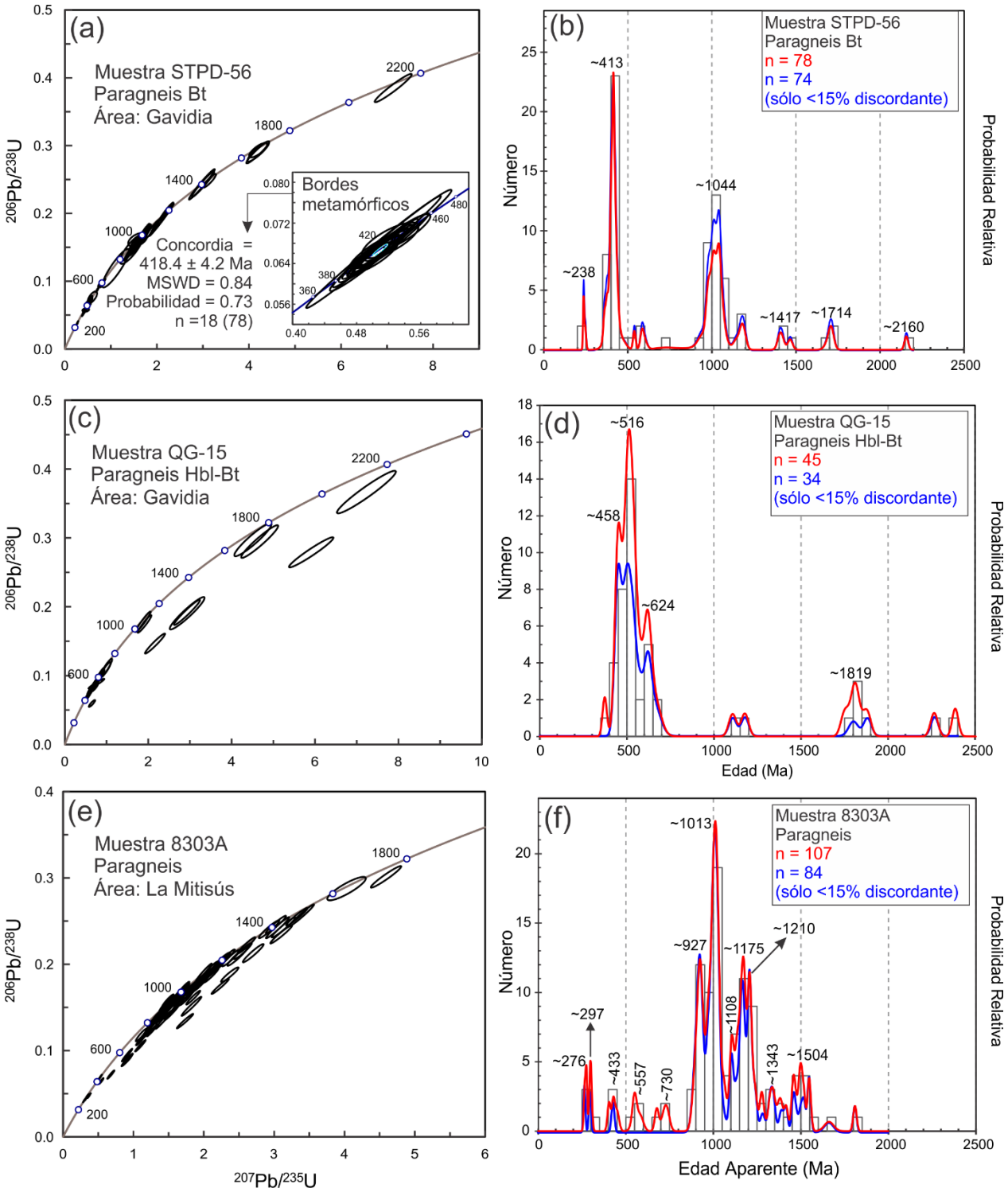


Figura 38. Diagramas de concordia de Wetherill (a, c, e) y diagramas de probabilidad de densidad e histograma (b, d, f) para edades U-Pb en zircones de paragneises del Complejo Iglesias. En (b,d,f) la curva roja representa las edades de todos lo análisis realizados y la curva azul los análisis <15% discordante. Para edades <0.9 Ga la edad aparente es la $^{206}Pb/^{238}U$ y para edades > 0.9 Ga, la edad aparente es $^{207}Pb/^{206}Pb$.

En la muestra 8303A se tiene la mayor cantidad de datos en el diagrama de probabilidad de densidad e histograma de la Figura 38f (n = 107). Los picos más significativos están a ~1.5-~1.2-1.1 Ga, ~1.0 Ga y ~0.9 Ga Ma. En esta muestra también hay cuatro zircones con edades comprendidas entre~0.7 y ~0.6 Ga, aunque estos análisis son discordantes en más del 15%. También hay picos menores a ~433 Ma, ~297 Ma y ~276 Ma, que corresponden con el Silúrico y Pérmico, por lo que son posiblemente bordes o recristalizaciones de origen metamórfico.

4.1.2 Análisis *in situ* con SIMS

Muchos análisis U-Pb por ablación láser de bordes o sobrecrecimientos en zircones del basamento metamórfico de Los Andes de Mérida tienen edades pérmicas a triásicas, las cuales son comunes en ortogneises hornbléndicos y anfibolitas (Figuras 32, 35). Por ello, se separaron zircones adicionales de ocho de las mismas muestras analizadas por LA-ICPMS para llevar acabo análisis U-Pb por espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS). Como se describió en la sección 2.3.4, los análisis mediante SIMS fueron realizados en zircones sin pulir, ya que el interés radica principalmente en los bordes que representan el último evento de crecimiento o recristalización de este mineral, permitiendo determinar la edad del último sobrecimiento metamórfico, que por las características de los análisis SIMS, corresponde a una profundidad total de ablación <1μm. Los resultados se presentan en la Tabla 20 de los anexos.

De los ortogneises hornbléndicos de las muestras QM-02, Ch-02 y LM-04 se obtuvieron edades de concordia bastante similares, dentro de las incertidumbres analíticas, de 244.5 ± 6.9 Ma, 256.9 ± 7.3 Ma y 241.5 ± 9.0 Ma, respectivamente, lo cual corresponde con sobrecrecimientos de edad Triásico Medio (Figura 39a-c). Los bordes en los zircones de la anfibolita STPD-14 tienen una sistemática U-Pb muy similar a la obtenida de los análisis por ablación láser (Figura 35), con un intercepto superior a 427 ± 39 Ma e inferior a 232 ± 39 Ma, los cuales no representan edades magmáticas según las estructuras internas en los zircones (ver sección 4.1.1.2), confirmando entonces que en esta muestra ocurrieron dos eventos metamórficos con crecimiento o recristalización de zircón, uno en el Silúrico y otro en el Triásico (Figura 39d). De igual forma, dos zircones en la anfibolita GLR-02b tienen una edad de 225 ± 33 Ma (Figura 39e), sin embargo, los análisis por ablación láser tienen una mayor precisión del evento triásico (sección 4.1.1.2). El metagranitoide de la muestra CM-01 también tiene una edad de 232± 14 Ma en los bordes, logrando una mejora en la precisión con respecto a la edad obtenida por ablación láser. Se obtuvo una edad de 256.3 ± 8.3 Ma en bordes de zircón para el metagranitoide CM-09, lo cual representa una notable diferencia de unos 28 Ma con respecto a la edad de 227.9 ± 2.9 Ma obtenida por LA-ICPMS.

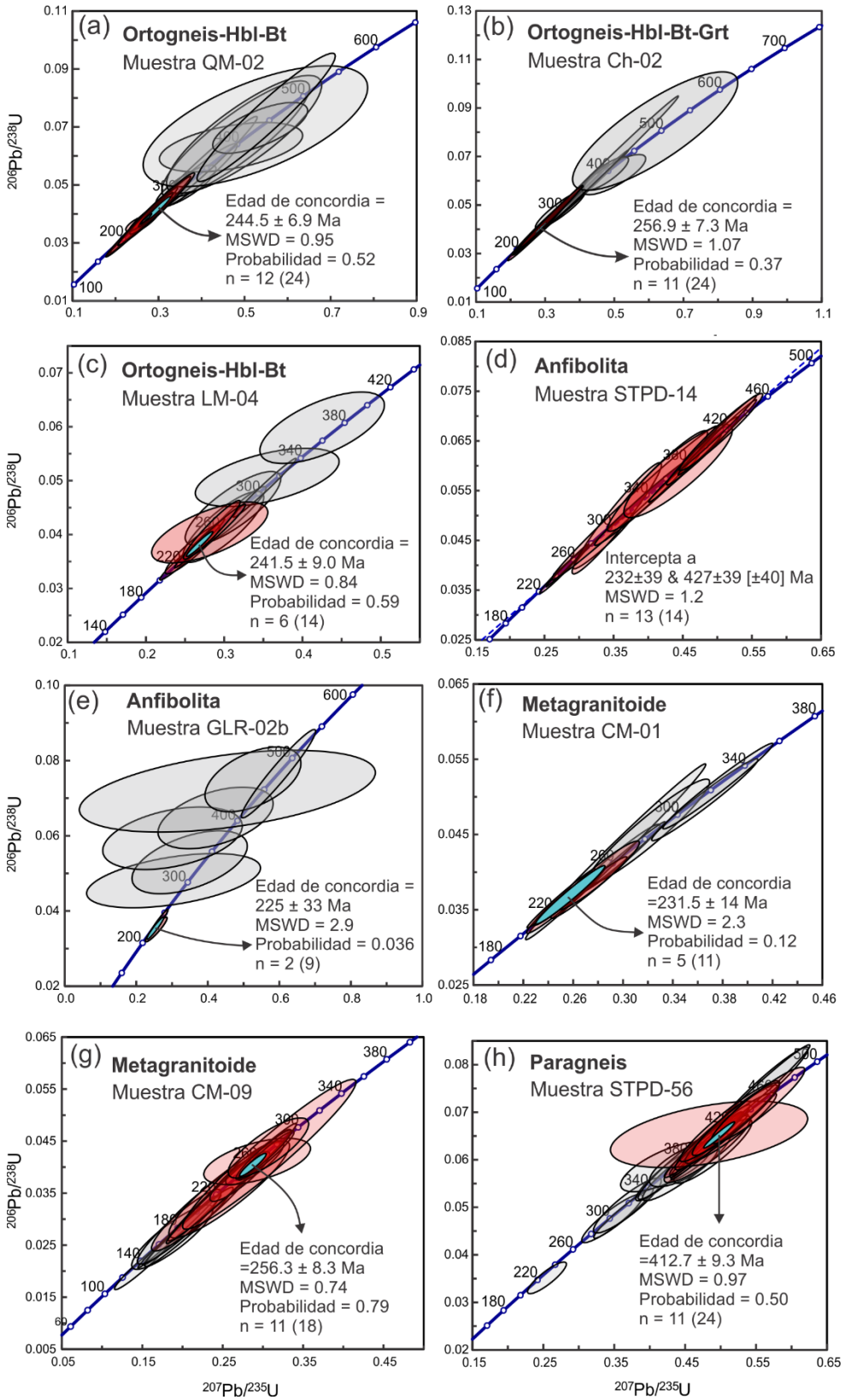


Figura 39. Diagramas de concordia de Wetherill para análisis U-Pb en zircones por SIMS de ortogneises (a-c), anfibolitas (d-e), metagranitoides (f-g) y paragneis (h) del Complejo Iglesias. Se muestran todos los puntos medidos. Las elipses grises son puntos exlcuidos del cálculo y las rojas son las consideradas para el cálculo de la edad. n = N(N1) donde N1 = puntos totales medidos, N = puntos considerados en el diagrama. Las elipses de error son 2σ. MSWD = concordancia + equivalencia XY (Ludwig, 2012).

Por último, la edad obtenida por SIMS en sobrecremientos del paragneis STPD-56 es bastante similar a la obtenida por ablación láser, si se consideran los errores analíticos (418.4 ± 4.2 Ma y 412.7 ± 9.3 Ma, respectivamente; Figura 39f). Solo un análisis superficial arrojó una edad triásica, mientras que otros dieron edades mixtas entre Silúrico y Triásico, sugiriendo que los zircones de la muestra STPD-56 no tienen sobrecrecimientos triásicos, sino que perdieron parte de su plomo en la superficie de los cristales por dicho evento.

4.2 Geoquímica isotópica de Lu-Hf en zircon

La isotopía Lu-Hf se hizo en granos de zircón de 12 muestras de roca, que previamente fueron analizadas por U-Pb. Las mediciones se realizaron en sitios distintos al hoyo de la ablación para U-Pb, pero preferiblenmente en las mismas zonas o dominios del zircón. Los resultados se presentan en la Tabla 23 de los Anexos. En la Figura 40a, la composición isotópica de $^{176}Hf/^{177}Hf$ inicial ($^{176}Hf/^{177}Hf_t$) está calculada usando las edades $^{206}Pb/^{238}U$ aparentes individuales, medidas en el zircón respectivo. Las tendencias horizontales a sub-horizontales en dicha figura indica que la composición isotópica del Hf es la misma, independientemente de la pérdida de Pb hacia el Triásico, indicando así la misma fuente para el Hf en estos zircones (p. ej., Amelin et al., 2000; Vervoort y Kemp, 2016). En las Figuras 40b y 40c, el $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ y el εHf_t se calcularon usando la mejor edad de cristalización obtenida de los diagramas de concordia, excluyendo análisis discordantes de U-Pb y composiciones mezcladas de Hf, obtenidas por la ablación láser accidental de múltiples dominios.

4.2.1 Ortogneis

El ortogneis de hornblenda LM-04 en el área de Gavidia tiene las composiciones de Hf más juveniles, con $^{176}Hf/^{177}Hf_{449Ma}$ entre 0.282711 y 0.282864 y los valores de εHf_{449Ma} más positivos, entre +7.4 y +12.8. Las muestras de ortogneis hornbléndico Ch-02 y QM-02 también tienen composiciones empobrecidas. En Ch-02, los zircones tienen $^{176}Hf/^{177}Hf_{422Ma}$ que varía entre 0.282564 y 0.282664 y εHf_{422Ma} entre +1.6 y +5.1. Los zircones del ortogneis QM-02 muestran amplias variaciones en la composición isotópica de Hf inicial, entre 0.282558 y 0.282743, con εH_{435Ma} entre +0.8 y +6.3. Esta variación de hasta seis unidades de εHf en zircones de una misma muestra puede deberse a la mezcla inadvertida de dominios durante la ablación láser, como, por ejemplo, de núcleos heredados recristalizados y dominios magmáticos. En contraste, en los ortogneises de hornblenda QG-25 cerca de Gavidia y GLR-02c, de la unidad informal gneis granítico de La Raya (t = 451 Ma y 458 Ma, respectivamente), εHf_t tiene valores negativos, entre –6.6 y –0.6, con la correspondiente composición isotópica de Hf entre 0.282355 y 0.282478. Estos rangos son bastante similares para ambas muestras.

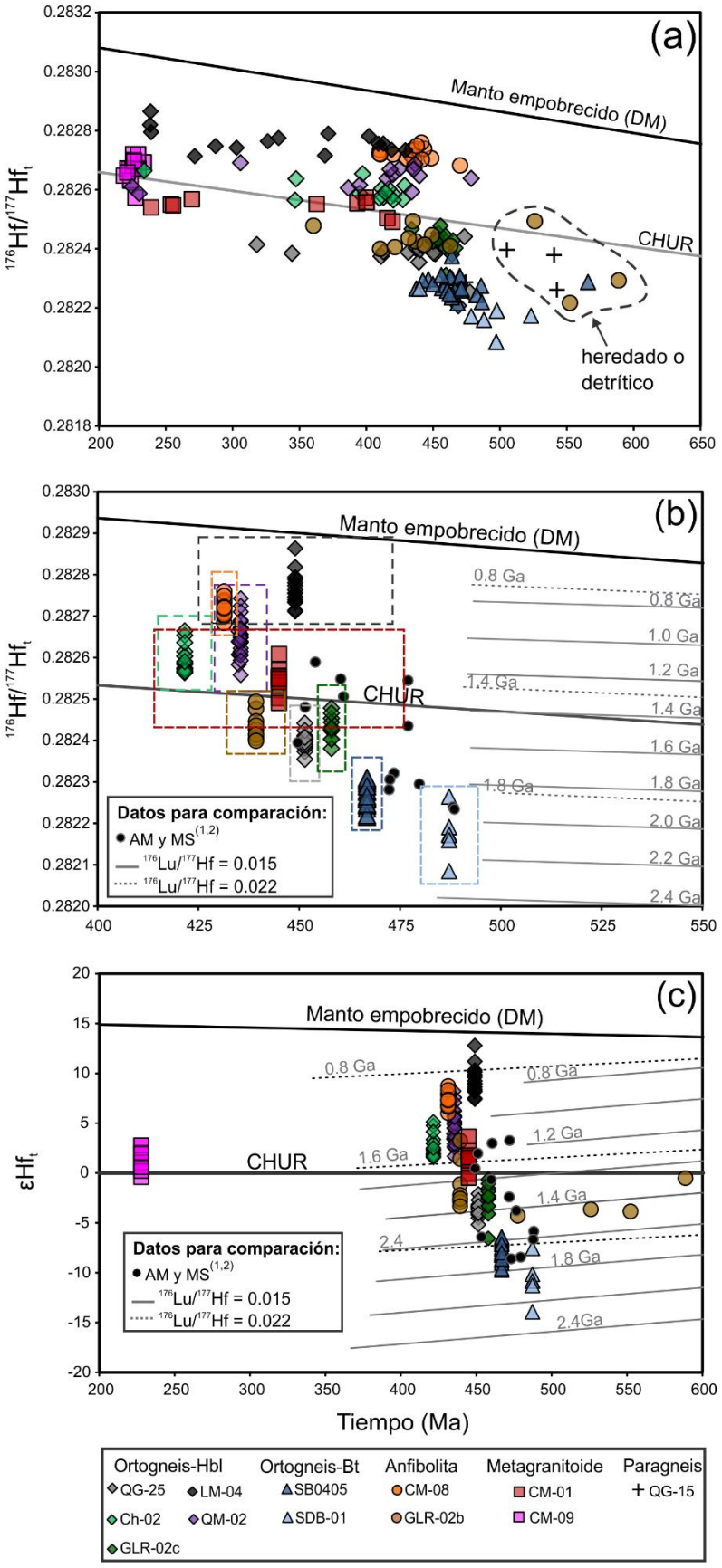


Figura 40. (a-b) Diagramas $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. tiempo para muestras de roca del Complejo Iglesias, que muestran las tendencias de evolución del Manto Empobrecido (DM) y del Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR). (a) $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. Edad aparente $^{206}Pb/^{238}U$ individual de los granos de zircón. (b) $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ para los granos de zircón analizados por muestra, recalculados a la correspondiente edad de Concordia U– Pb (sólo Paleozoico Temprano). (c) Igual que (b) pero usando la notación épsilon Hf. En (a) y (b): DM y CHUR son de Vervoort et al. (2000) y Bouvier et al. (2008), respectivamente; las líneas de evolución de la corteza para diferentes edades modelo $T_{DM(Hf)}$ se trazaron asumiendo $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.015 (Vervoort et al., 1999; Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005; líneas grises continuas) y $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.022 (Zhang et al., 2006; líneas grises punteadas); en (b) los rectángulos de error incluyen un error 2σ en la edad U-Pb y el rango completo de composición isotópica de Hf en los zircones, con sus respectivos errores estándar. Para comparación, se inlcuyen datos de ortogneises de Los Andes de Mérida (AM) y del Macizo de Santander (MS): (1) van der Lelij (2013) y (2) Mantilla-Figueroa et al. (2012).

Las edades modelo corticales en dos etapas con respecto a un reservorio de manto empobrecido (T_{DMHf}), son de 0.8-0.5 Ga en la muestra LM-04, 1.2 Ga-0.8 Ga en QM-02 y 1.2 Ga-1.0 Ga en Ch-02. Estas edades son más antiguas en los ortogneises hornbléndicos con composiciones más enriquecidas, variando la mayoría de los zircones entre 1.6 Ga y 1.5 Ga para QG-25 y 1.7 Ga-1.5 Ga para GLR-02c.

Los valores de $^{176}Hf/^{177}Hf_{487Ma}$ en los granos de zircón de la muestra SDB-01 de ortogneis biotítico están dispersos desde 0.282085 a 0.282264 (εHf_{487Ma} –13.9 a –7.6) reflejando quizás una mezcla de dominios magmáticos con núcleos heredados. El ortogneis de biotita migmatizado SB-0405 da una relación $^{176}Hf/^{177}Hf_{467Ma}$ entre 0.282216 y 0.282310, y εHf_{467Ma} en un rango de –9.7 a –6.4. Estas dos últimas muestras del gneis bandeado de La Mitisús tienen las edades modelo corticales $T_{DM(Hf)}$ más antiguas, de ~2.1 Ga para SDB-01 y ~1.9 Ga para SB-0405.

4.2.3 Anfibolita

La composición isotópica de Hf en zircones de las muestras de anfibolita CM-08 y GLR-02b es notablemente diferente. La muestra CM-08 del área de Gavidia tiene composiciones más juveniles de $^{176}Hf/^{177}Hf_{431Ma}$ (Figura 40b-c) entre 0.282683 y 0.282759 y, por lo tanto, los valores más positivos de εHf_{431Ma} entre +6.0 y +8.7. En contraste, los zircones de la muestra GLR-02b, de diques anfibolíticos que intrusionan al ortogneis de la Raya, tienen valores significativamente más enriquecidos de $^{176}Hf/^{177}Hf439Ma$, de 0.282399 a 0.282494, lo que indica fuentes evolucionadas con valores negativos de εHf_{439Ma} de –3.9 a –0.5. En consecuencia, CM-08 tiene $T_{DM(Hf)}$ de 1.1 Ga (promedio de 15 puntos) y GLR-02b $T_{DM(Hf)}$ de 2.0 Ga (promedio de ocho puntos), lo que indica una fuente cortical diferente para el Hf de esta última muestra (Figura 40b-c). Cuatro núcleos con edades U-Pb de ~589-463 Ma en zircones de GLR-02b tienen $^{176}Hf/^{177}Hft$ entre 0.282217 y 0.282493. Un núcleo de ~1.2 Ga tiene $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ más juvenil de 0.282113 ± 23 (εHf_t +3.2 ± 0.8).

4.2.4 Metagranitoide

Las dos muestras analizadas corresponden al área de Gavidia. Los cristales de zircón de edad Ordovícico Medio en la muestra CM-01 tienen $^{176}Hf/^{177}Hf_{445Ma}$ que varía de 0.282490 a 0.282570 ($\varepsilon Hf4_{45Ma}$ –0.5 a +2.3). Los bordes triásicos tienen una composición isotópica de Hf similar, lo que sugiere una recristalización metamórfica. La composición isotópica de zircones del metagranitoide triásico CM-09 está más empobrecida con respecto a CM-01, con poca desviación del valor del Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR). $^{176}Hf/^{177}Hf_{228Ma}$ varía de 0.282630 a 0.282720 y εHf_{228Ma} entre –0.4 y +2.8. $T_{DM(Hf)}$ promedio es ~ 1.3 Ga y ~ 1.1 Ga para CM-01 y CM-09, respectivamente.

4.2.5 Paragneis

Se mideron cinco puntos en zircones del paragneis hornbléndico QG-15. Estos análisis se realizaron tomando en cuenta los zircones de mayor tamaño en el montaje para lograr una ablación de 40 μm. Dos núcleos con edades aproximadas de 505 Ma y 541 Ma tienen relaciones isotópicas de Hf de 0.282396 y 0.282379, respectivamente. El εHf_t en estos zircones es de aproximadamente –2.5 y –2.3. Otros dos granos con edades U-Pb de ~474 Ma y ~542 Ma tienen composiciones un poco más enriquecidas, con $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ de 0.282287 y 0.282261 y εHf_t de –7.0 y –6.4, correspondientemente. Finalmente, un núcleo de ~2.3 Ga tiene la composición más cortical con respecto a los anteriores, teniendo un valor de $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ de 0.281122 ± 34 y εHf_t de –7.5 ± 1.2.

Las relaciones Lu/Hf son muy variables en los zircones del Complejo Iglesias, pero generalmente están en el rango de 1×10^{-3}. En un diagrama de la relación Lu/Hf versus la composición isotópica inicial de Hf (Figura 41) se puede apreciar una tendencia general en las rocas de este basamento metamórfico, donde las rocas de edades más jóvenes y de composición máfica tienen menor relación Lu/Hf que aquellas más antiguas y de composición más cortical. Así, se pueden diferenciar tres grupos de roca en el diagrama de la Figura 41, con fuentes que varían entre la corteza superior para las rocas más antiguas, con progresiva incorporación de material más juvenil, del manto o corteza inferior, para las rocas que están enriquecidas en hornblenda. Nótese que algunos de los zircones heredados de la anfibolita GLR-02b tienen una composición similar a los ortogneises de biotita.

4.3 $\delta^{18}O$ en zircón

En la sección de geocronología U-Pb por LA-ICPMS y SIMS se estableció que una población importante de zircones en rocas del Complejo Iglesias tiene sobrecrecimientos de edad triásica. Dadas las estructuras internas en estos dominios y sus relaciones Th/U < 0.1, no queda claro si estos bordes son producto de recristalización metamórfica, precipitación de un fundido anatéctico, o incluso, precipitación a partir de fluidos hidrotermales. Es por ello que los zircones sin pulir analizados para U-Pb por SIMS también fueron analizados para obtener la composición isotópica de oxígeno en la superficie del cristal, expresada como $\delta^{18}O$ ‰, con respecto al reservorio VSMOW. La premisa es que la composición isotópica de oxígeno en un zircón (no metamíctico) no cambia por procesos metamórficos, teniendo los zircones ígneos normalmente $\delta^{18}O$ ‰ ≥ 5.3 ± 0.3 ‰, que es la composición del manto (Valley et al., 1998; detalles en la sección 2.5, Capítulo 2). Valores de $\delta^{18}O$ ‰ < 5.3 ± 0.3 ‰ estarían relacionados a procesos hidrotermales. Los

resultados de isótopos de O en zircones de ocho muestras de roca se indican en los diagramas $\delta^{18}O$ versus edad U-Pb de la Figura 42 y se listan en la Tabla 20 de los anexos.

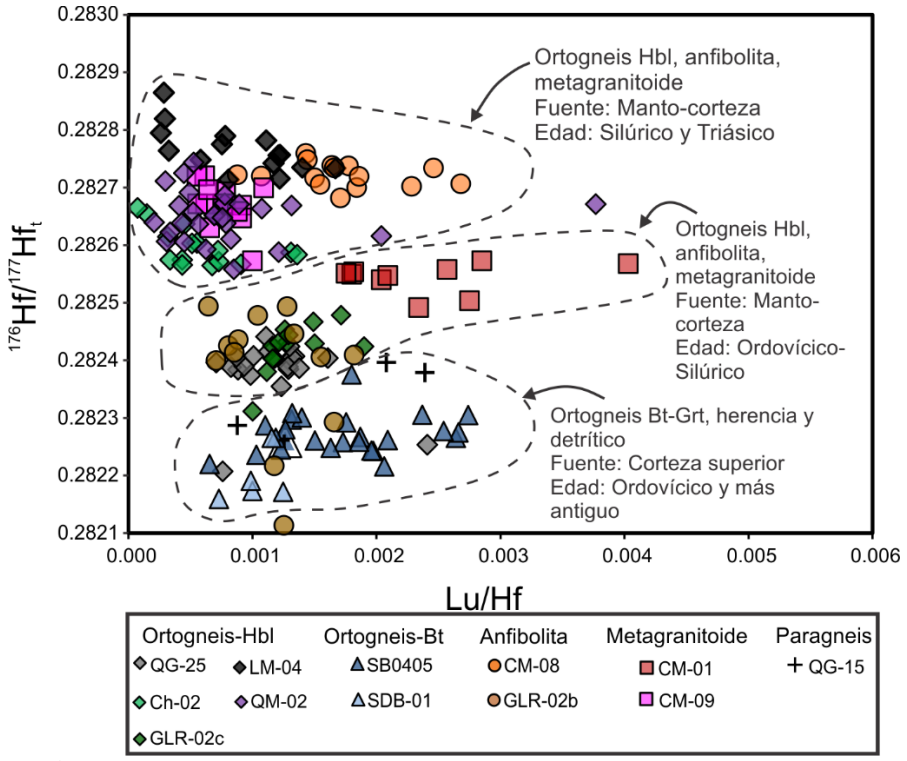


Figura 41. Lu/Hf vs $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ para zircones de distintas rocas en el Complejo Iglesias. En líneas generales, se puede apreciar una tendencia donde las rocas de edades más jóvenes y de composición máfica tienen menor relación Lu/Hf que aquellas más antiguas y de composición más cortical. Así se pueden diferenciar tres grupos de roca con fuentes en la corteza superior para las rocas más antiguas, con progresiva incorporación de material más juvenil del manto para las rocas más jóvenes, que están enriquecidas en hornblenda ($^{176}Hf/^{177}Hf_t$ calculado con respecto a la composición CHUR de Bouvier et al., 2008).

En el ortogneis hornbléndico Ch-02 todos los valores de $\delta^{18}O$ están por debajo del valor de referencia del manto, entre ~4.0 y 5.0 ‰, por lo que es posible que las superficies con edad paleozoica fueron afectadas por un proceso hidrotermal posterior al evento de cristalización ordovícico. Durante el Triásico ocurrió pérdida de Pb en los zircones de esta muestra, pero la composición isotópica de oxígeno no cambió, sugiriendo una recristalización metamórfica. En el ortogneis hornbléndico QM-02, cuatro mediciones con edades U-Pb entre aproximadamente 440 y 400 Ma tienen $\delta^{18}O$ entre 4.4 y 4.8 ‰, dos puntos con una edad de ca. 450 Ma tienen $\delta^{18}O$ muy cercano a la composición del manto (5.8 y 5.4 ‰) y el resto de los zircones más jóvenes que ~335 Ma están en un rango de $\delta^{18}O$ entre 6.1 a 7.2 ‰. Así, un aumento en $\delta^{18}O$ en las superficies con edades más jóvenes es consistente con un crecimiento de bordes metamórficos en el Permo-Triásico. El ortogneis máfico LM-04 tiene todos los valores de $\delta^{18}O$ por encima del manto, entre ~5.8 y 6.5 ‰, y no hay cambios notables entre los zircones con edades Paleozoico Medio a Inferior y

Permo-Triásico, lo cual sugiere que los bordes se formaron por recristalización metamórfica, conservándose la misma composición isotópica de oxígeno, de manera similar a la muestra Ch-02.

Los puntos medidos en la anfibolita GLR-02b son pocos y estadísticamente es difícil realizar una intepretación de los mismos, dada la dispersión de los datos. Aproximadamente la mitad de los granos analizados parecen tener alguna alteración hidrotermal, mientras que el resto tiene la misma composición isotópica de oxígeno en zircones triásicos y paleozoicos, siendo el $\delta^{18}O$ igual al valor del manto o ligeramente superior. En la anfibolita STPD-14, los bordes de zircones con edades más antiguas a ~311 Ma tienen $\delta^{18}O$ entre aproximadamente 7.4 y 8.4 ‰, mientras que los sobrecrecimientos permo-triásicos son ligeramente menores, entre 7.2 y 7.8 ‰. Sin embargo, no cambia mucho la composición isotópica de oxígeno, por lo que también los bordes reflejarían una recristalización metamórfica triásica. Los sobrecrecimientos paleozoicos en esta muestra son producto de la precipitación de fundidos anatécticos de composición granodiorítica-tonalítica, según se deduce de las estructuras internas observadas en zircones (Figura 35) y los análisis petrográficos en leucosomas (Figura 23). La composición del oxígeno en los zircones refleja un componente de reciclaje importante, por lo que se asemeja a fundidos generados de rocas metasedimentarias ($\delta^{18}O$ entre 7.5 y 11 ‰; p. ej., Hopkinson et al., 2017).

De igual forma, los bordes de zircones del metagranitoide CM-01 tienen altos valores de $\delta^{18}O$, entre ~8.2 y 8.9 ‰, independientemente de la edad U-Pb permo-triásica o devónica. Sin embargo, en el metagranitoide triásico CM-09, $\delta^{18}O$ varía entre 6.0 a 7.1‰, lo que sugiere una fuente menos evolucionada con respecto a CM-01. Finalmente, en el paragneis STPD-56 los bordes paleozoicos y triásicos tienen la misma composición isotópica de oxígeno. Los primeros parecen ser de fundidos anatécticos, porque aparecen bordeando núcleos parcialmente reabsorbidos (Figura 37a), y los segundos reflejarían una recristalización triásica, porque no cambia la composición isotópica. El $\delta^{18}O$ tiene valores altos en los sobrecrecimientos, entre 7.5 y 9.1 ‰, sugiriendo una precipitación de fundidos con fuente metasedimentaria, al igual que en la anfibolita STPD-14.

En un histograma de frecuencia de todas las mediciones de $\delta^{18}O$ ‰ en zircón (n = 127), se puede observar que un ~75% de los puntos corresponden a valores por encima de la composición del manto, y un 25% por debajo de dicho valor (Figura 43), por lo que el proceso dominante en el basamento de Los Andes de Mérida debe ser el crecimiento o la recristalización metamórfica durante el Pérmico Tardío y Triásico. Por otro lado, de acuerdo a la curva de densidad de probabilidad de la Figura 43, la mayoría de los bordes de edad Permo-Triásico tienen valores $\delta^{18}O$ de ~6.0 ‰, 6.4 ‰ y 6.9 ‰, mientras que los bordes que tienen

edades más antiguas están principalmente en dos grupos, uno con $\delta^{18}O$ alrededor de 4.0-4.5‰ y otro con $\delta^{18}O$ de ~8.2‰.

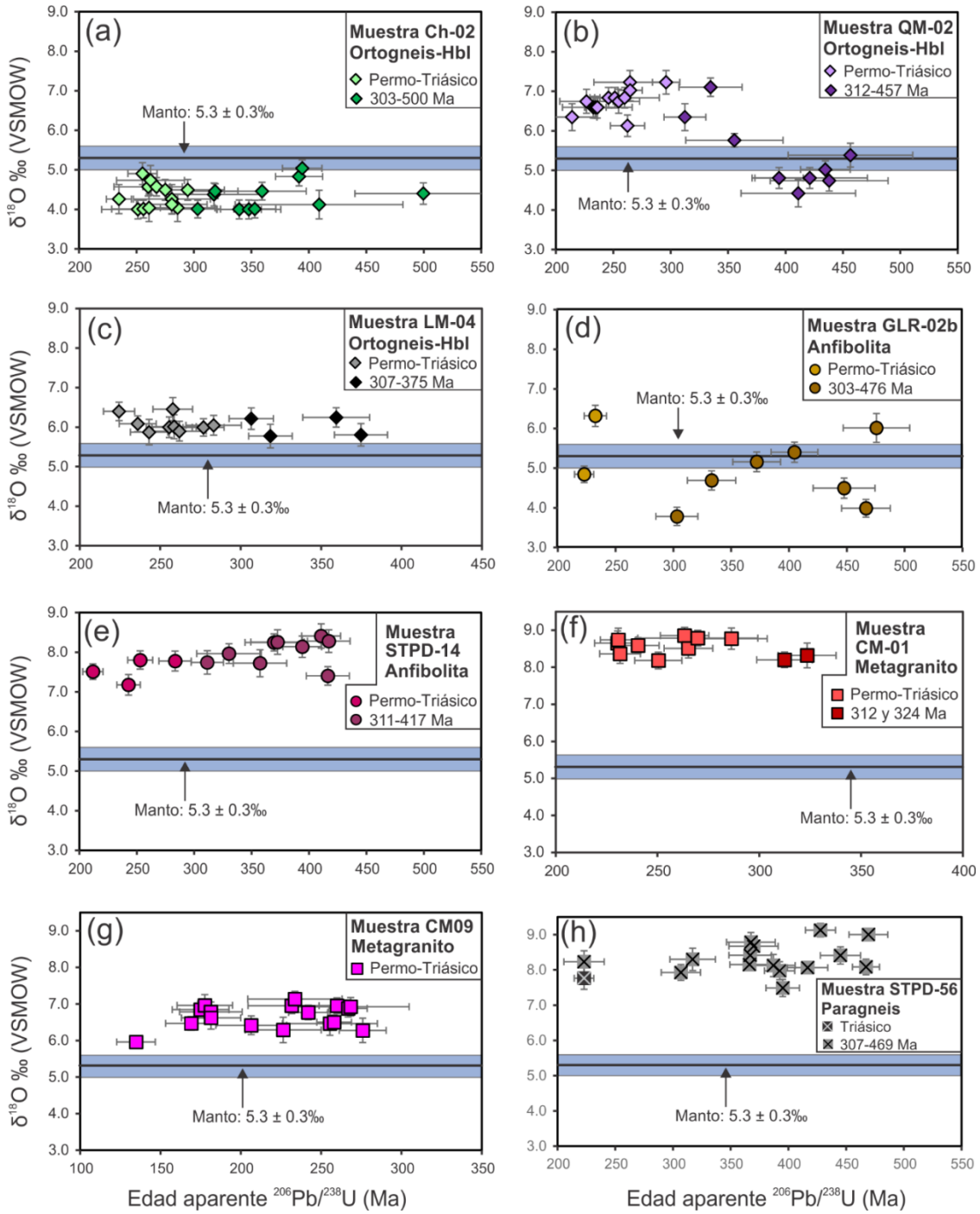


Figura 42. Composición isotópica de oxígeno, expresada como $\delta^{18}O$ ‰ con respecto al reservorio VSMOW, para zircones en ortogneises (a-c), anfibolitas (d-e), metagranitoides (f-g) y paragneis (h) del Complejo Iglesias. Se indica en cada figura el valor de la composición del manto (Valley et al., 1998) y su respectivo error (2σ). Las barras de error verticales son 2σ y las horizontales 1σ. Con algunas excepciones en las muestras Ch-02, QM-02 y GLR-02b, la mayoría de los zircones tienen $\delta^{18}O$ ‰ por encima del valor del manto, con la misma composición isotópica para edades paleozoicas y permo-triásicas, lo que sugiere que los bordes o sobrecrecmientos permo-triásicos son producto de recristalización metamórfica en vez de tener un origen hidrotermal.

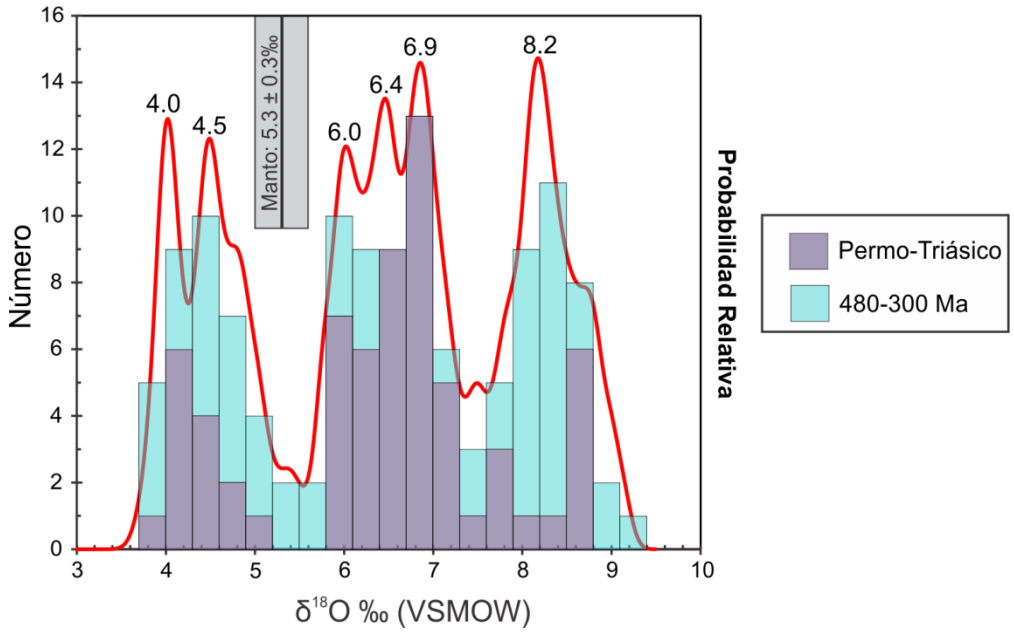


Figura 43. (a) Histograma de $\delta^{18}O$ ‰ con respecto al reservorio VSMOW, para zircones con bordes permo-triásicos y de 480-300 Ma del Complejo Iglesias. Un 75% de los puntos medidos corresponden a valores por encima de la composición del manto (Valley et al., 1998), y un 25% por debajo de dicho valor por lo que el proceso dominante en el basamento de Los Andes de Mérida debe ser el crecimiento o recristalización metamórfica durante el Pérmico Tardío y Triásico.

4.4 Geocronología Rb-Sr

Con la finalidad de estimar la edad de enfriamiento o tiempo de metamorfismo del basamento de Los Andes venezolanos, se realizaron mediciones isotópicas de Rb-Sr en roca total, micas y algunos feldespatos en dos paragneises y un metagranito (Tabla 12). Las características y fracciones separadas de las muestras se describen en la Tabla 7 y las isócronas minerales se presentan en la Figura 44. Los datos isotópicos se listan en la Tabla 25 de los Anexos.

Para el metagranitoide CM-01 se obtuvo una edad de isócrona de 246. 5 ± 6.0 Ma (Triásico Medio), con cinco puntos que representan roca total, remanente después de la separación de micas, feldespatos y dos fracciones de mica blanca del tamiz 45 y 25. Para el paragneis LH-01, la edad es 268 ± 15 Ma, aproximadamente en el Pérmico Tardío-Triásico Temprano, si se considera la incertidumbre. Esta isócrona se obtuvo de cuatro puntos: Roca total, remanente después de separar micas, mica blanca sin lavar con ultrasonido y mica blanca con limpieza de ultrasonido. Estas últimas dos alícuotas se midieron con la finalidad de obtener un punto con menor relación Rb/Sr y composición isotópica de Sr (fracción “sucia”). Por último, el paragneis QLl-04 arrojó una edad de isócrona de 207.6 ± 4.7 Ma (Triásico Tardío) a partir de cuatro puntos que representan la composición isotópica de la roca total, remanente después de separar micas y las fracciones de mica clara (muscovita) y oscura (biotita), ambas lavadas con ultrasonido. Se

considera que ésta última es la mejor línea de regresión, aunque el dato que mejor se ajusta a las edades U-Pb de los bordes de zircones obtenidas por SIMS es la edad Rb-Sr del metagranitoide CM-01. En cualquier caso, es claro que existió un evento termal durante el Permo-Triásico que afectó las rocas del Complejo Iglesias.

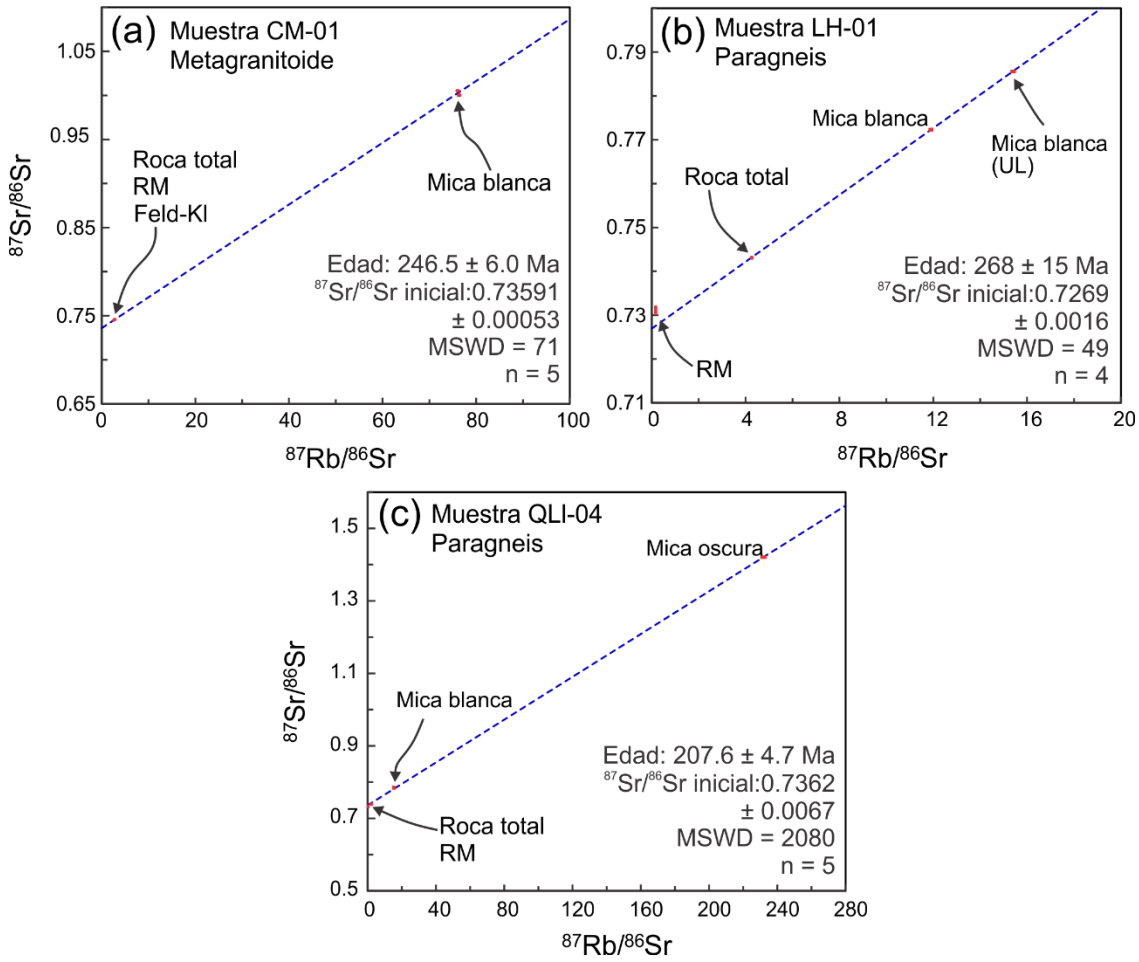


Figura 44. Isócronas Rb-Sr para metagranitoide (a) y paragneises (b-c) del Complejo Iglesias. Los "puntos" rojos representan cajas de error 2σ. RM: Composición isotópica del remanente de la muestra, después de separar las micas. Feld-K: Feldespato potásico. UL: Fracción de mica lavada con ultrasonido.

Aunque existe una heterogeneidad natural en las alícuotas analizadas, es posible que las altas bondades de ajuste o MSWD de las líneas de regresión en la Figura 43 se deban a que las cajas de error son extremadamente pequeñas, ya que las mediciones isotópicas de Sr por TIMS y de Rb por MC-ICPMS tienen errores mínimos. Como es de esperar, la relación inicial de Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$) es alta, de 0.73-0.74 aproximadamente. Generalmente, en isócronas de minerales este valor puede alcanzar hasta 0.78 y está definido por la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la roca total al final del episodio metamórfico (Faure, 1986).

Capítulo 5. Geoquímica e isotopía en roca total

En este capítulo se presenta la interpretación de los datos geoquímicos (Tabla 18 en Anexos) y de isotopía de los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf (Tablas 21 y 22 en Anexos, respectivamente) de 40 muestras de roca, correspondientes a diversas litologías del Complejo Iglesias. Estos análisis son integrados con los datos geocronológicos y de isotopía Lu-Hf *in situ* en zircón para estimar fuentes magmáticas y procesos petrotectónicos. En algunos diagramas químicos se grafican campos de estudios previos en Los Andes de Mérida y también de otros fragmentos de corteza que pudieron estar adyacentes en el NW de Gondwana, como el Macizo de Santander, Complejo Acatlán y Bloque Maya.

5.1 Geoquímica en roca total

Como ya se mencionó en los capítulos 3 y 4, las rocas del Complejo Iglesias se dividen en cuatro grupos, que en orden de mayor a menor abundancia son: (1) rocas metasedimentarias (gneises y esquistos) de protolito pelítico-psamítico y volcaniclástico (2) ortogneises hornbléndicos-biotíticos y biotíticos-granatíferos, (3) anfibolitas y (4) metagranitoides. Los estudios geoquímicos de rocas ígneas metamorfizadas deben considerar alteraciones químicas que pudieron ocurrir antes y durante el metamorfismo (Hollocher et al., 2012). En primera instancia, se considera que no hay alteraciones químicas importantes en las muestras, debido a que las pérdidas por ignición (LOI) están por debajo de 3 wt. % (p. ej., Taguibao y Takahashi, 2018), con promedio de 1.3 wt. %. En la literatura se pueden encontrar muchos índices para evaluar la meteorización química de rocas de origen ígneo, estimando así el grado de alteración de las mismas. El más usado es el CIA (*Chemical Index of Alteration*) de Nesbitt y Young (1982), en el cual se usan las proporciones moleculares de óxidos mayoritarios según la Ecuación 34:

$$CIA = \frac{[Al_2O_3]}{[Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O]} \times 100 \quad (34)$$

Donde CaO* es corregido por apatito (wt. % CaO = wt. % CaO - 3.3 × wt. % P_2O_5). Según el diagrama A-CN-K de la Figura 45a, las rocas metaígneas del Complejo Iglesias, incluyendo las de protolito volcaniclástico, tienen CIA<57, lo cual indica que las rocas están frescas a débilmente meteorizadas. El CIA de las anfibolitas varía entre 28 y 56 (promedio de 43), en los ortogneises entre 46 y 55 (promedio 47) y en las rocas metavolcaniclásticas entre 47 y 57 (promedio 49). En el diagrama FMW de Ohta y Aray (2007) en la Figura 45b, los vértices M y F caracterizan a la roca fuente fresca de composición máfica y félsica, respectivamente, mientras que el vértice W identifica el grado de alteración de estas rocas,

independientemente de la química de la roca parental sin meteorización. El valor de W está basado en el porcentaje en peso de los ocho óxidos mayoritarios de la roca (véase pie de la Figura 45). En este índice empírico de meteorización en rocas ígneas, las anfibolitas están sobre las facies 1 y 2 del perfil de meteorización de basalto, las cuales corresponden con basaltos frescos a medianamente meteorizados. En el caso de los ortogneises y metagranitos, se grafican muy cerca de la tendencia de las composiciones ígneas correspondientes y bastante alejadas de los perfiles de meteorización de las rocas intermedias a félsicas.

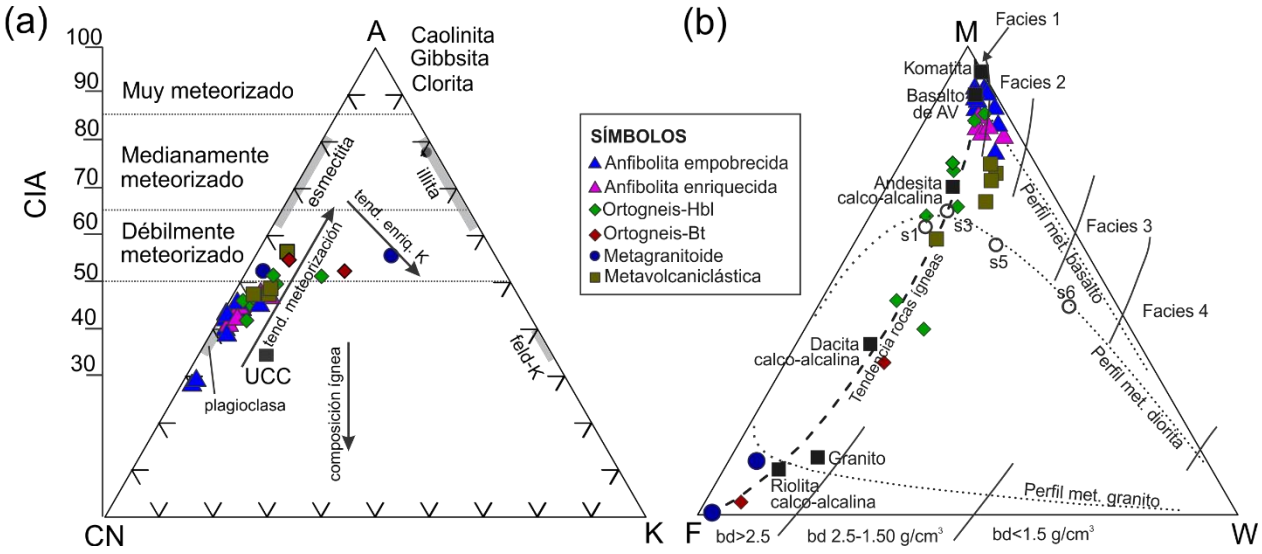


Figura 45. Índices químicos de meteorización para rocas metaígneas del Complejo Iglesias. (a) Diagrama A-CN-K y CIA de Nesbitt y Young (1982; Ecuación 34) modificado de Babechuck et al. (2014); A = [Al_2O_3], CN =[CaO*+Na_2O], K = [K_2O]; *CaO corregido por apatito (ver texto). (b) Diagrama MFW (Ohta y Arai, 2007); se representan una tendencia composicional de las rocas ígneas (línea segmentada) y las líneas composicionales de meteorización de basalto, diorita y granito (referencias en Ohta y Arai, 2007). En el perfil de meteorización de basalto se definen las siguientes facies: fresco (facies 1), medianamente meteorizado (facies 2), extensamente meteorizado (facies 3) y suelo (facies 4). En el perfil de diorita, las poroporciones de minerales secundarios de meteorización aumenta en el orden s1, s3, s5 hasta s6. Los números a lo largo del perfil de meteorización del granito indican la densidad de la roca (bd – *bulk density*), lo cual prove un estimado del grado de meteorización, donde un decrecimiento en esta densidad generalmente se corresponde con un incremento en el valor de W. Los vértices de este diagrama en un primer paso se calculan con los óxidos (wt. %) recalculados a 100% (sin LOI): $M = -0.395\times\ln(SiO_2) + 0.206\times\ln(TiO_2) - 0.316\times\ln(Al_2O_3) + 0.160\times\ln(Fe_2O_3) + 0.246\times\ln(MgO) + 0.368\times\ln(CaO^*) + 0.073\times\ln(Na_2O) - 0.342\times\ln(K_2O) + 2.266$; $F = 0.191\times\ln(SiO_2) - 0.397\times\ln(TiO_2) + 0.020\times\ln(Al_2O_3) - 0.375\times\ln(Fe_2O_3) - 0.243\times\ln(MgO) + 0.079\times\ln(CaO^*) + 0.392\times\ln(Na_2O) + 0.333\times\ln(K_2O) - 0.892$; $W = 0.203\times\ln(SiO_2) + 0.191\times\ln(TiO_2) + 0.296\times\ln(Al_2O_3) + 0.215\times\ln(Fe_2O_3) - 0.002\times\ln(MgO) - 0.448\times\ln(CaO^*) - 0.464\times\ln(Na_2O) + 0.008\times\ln(K_2O) - 1.374$. *CaO es corregido por apatito. En un segundo paso, se toman los exponentes de los valores "M", "F" y "W" y se recalculan a 100.

Estas características en los índices químicos de meteorización podrían indicar que las muestras de origen ígneo, o con un componente ígneo (volcaniclásticas), están los suficientemente frescas como para considerar los elementos mayoritarios en clasificaciones e interpretaciones, aunque ésto se realizará con precaución. La mayoría de las interpretaciones en la petrogénesis de las rocas se basarán en las concentraciones de los elementos de alta carga iónica o HFSE (*high-field strength elements*) y los

elementos de tierras raras o REE (*rare earth elements*), los cuales se consideran como inmóviles durante las alteraciones o metamorfismo, por lo que representan las características geoquímicas originales de los protolitos (p. ej., Taylor y McLennan, 1985). Adicionalmente, las composiciones obtenidas en el análisis petrográfico coinciden con la tendencia de rocas ígneas en el diagrama FMW, lo cual indica que las alteraciones químicas son ligeras.

En un diagrama TAS clásico, las rocas en el Complejo Iglesias varían desde composiciones basálticas en las anfibolitas, tonalítica-granodiorítica en ortogneises biotíticos-hornbléndicos y paragneises de origen volcaniclástico, hasta composiciones graníticas en ortogneises biotíticos-granatíferos y metagranitos (Figura 46a).

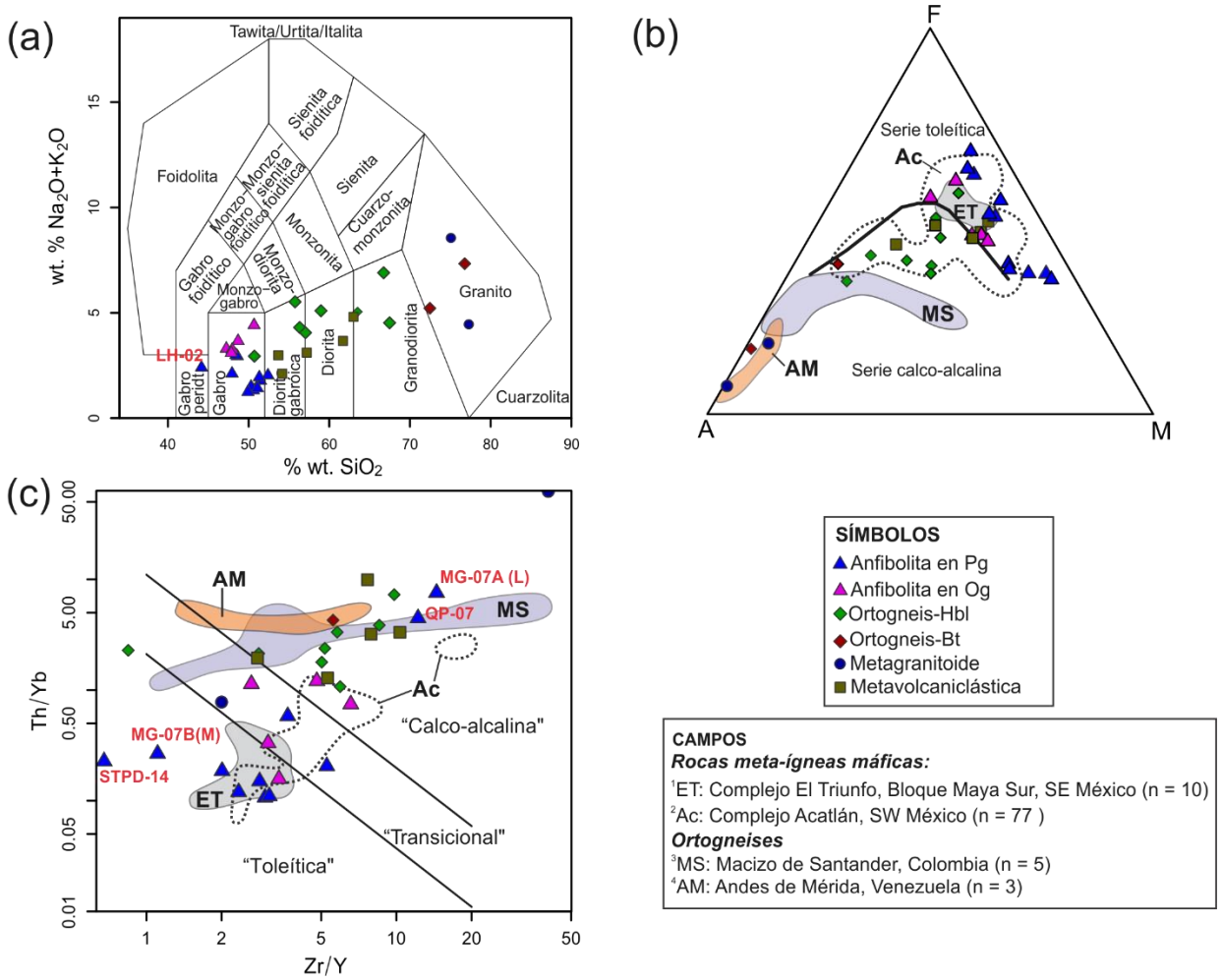


Figura 46. (a) Diagrama TAS de Middlemost (1994). (b) Diagrama AFM con línea de división entre serie calcoalcalina y toleítica propuesta por Irvine y Baragar (1971). (c) Diagrama Zr/Y vs Th/Yb para discriminación magmática entre series toelítica, calcoalcalina y transicional (Ross y Bédard, 2009). En (b-c) se grafican campos de estudios previos en el Complejo Iglesias (AM) y de anfibolitas y ortogneises de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana: (1) González-Guzmán et al. (2016a). (2): Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). (3): van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017). (4): van der Lelij et al. (2016a). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Las rocas anfibolíticas pertenecen a la serie toleítica, de acuerdo al diagrama AFM, mientras que las intermedias a félsicas son calco-alcalinas (Figura 46b). La afinidad magmática en el diagrama de discriminación Zr/Y vs Th/Yb de Ross y Bédard (2009) es toleítica para un grupo de anfibolitas, pero las demás muestras tienen una tendencia transicional a calcoalcalina (Figura 46c).

5.1.1 Anfibolitas

De acuerdo a relaciones de campo, los lentes de anfibolita deformados en el Complejo Iglesias pueden ser (1) lentes incluidos paragneises o (2) lentes o diques en ortogneises. En las clasificaciones y diagramas químicos en este capítulo se considerarán estos dos grupos de metabasitas. En general, los protolitos máfico tienen contenidos de SiO_2 entre 44.2 y 52.4 wt. % y contenido de TiO_2 variable entre 0.4 y 4.0 wt. %. El FeOt varía ampliamente entre 6.6 y 14. 8 wt. %, al igual que el MgO, entre 4.4 y 15.8 wt. %. El #Mg ([Mg/(Fe^{2+}+Mg) × 100]) en estas rocas máficas está en el rango de 22 a 57. En el diagrama triangular de las proporciones catiónicas de Al-Fe+Ti-Mg (Jensen, 1976) las muestras se clasifican como basaltos toleíticos enriquecidos en Fe o enriquecidos en Mg (Figura 47a), estando dos muestras más enriquecidas en Mg que grafican en el campo de basalto komatítico.

Las bajas relaciones Nb/Y (0.04-0.33) en las muestras son típicas de basaltos subalcalinos, con una muestra (MG-07B) en el borde de los campos subalcalinos y alcalinos y, por tanto, con una relación Nb/ Y de 0.73 (Figura 47b). Las relaciones Zr/Ti son mucho más variables, estando la mayoría de las rocas en el campo de composición básica a intermedia (basalto-andesita). La alta relación Zr/Ti en algunas anfibolitas puede deberse a que contienen zircones heredados, por contaminación con corteza antigua, lo cual es congruente con los fechamientos U-Pb discutidos en la Sección 4.1.1.2. En particular, La muestra MG-07A es una anfibolita con vetas gruesas de leucosoma, por lo que su composición es más similar a una roca "granítica" con una alta relación Zr/Ti (Figura 47b). Sólo una anfibolita en ortogneis tiene una baja relación Zr/Ti (muestra CM-08), lo puede deberse a que esta roca tiene cantidades importantes de óxidos de Fe-Ti y titanita (Figura 23e).

La concentración de los metales de transición como Ni, Cr, Co y V varía en los grupos de anfibolitas (Tabla 15), siendo relativamente más alta en los lentes en paragneises con respecto a los que se encuentran en ortogneises, mientras que el Zr y el La son un poco más abundantes en el primer grupo. En los diagramas de variación de elementos traza (Figura 48) se utilizó como índice de diferenciación el MgO, pues es más adecuado para rocas máficas debido a que decrece considerablemente con la diferenciación en los basaltos y porque el SiO_2 no muestra cambios significativos durante la diferenciación (Winter, 2001). Hay

tendencias negativas en el Ni, Cr y Co y positivas en el V y Zr con respecto a la diferenciación (Figura 48). En las anfibolitas en paragneises no hay cambio considerable en La con la disminución de MgO, pero sí un ligero aumento del Zr. En las anfibolitas en ortogneises el La tiene una tendencia relativamente positiva con la disminución de MgO. En los diagramas de Zr y La vs. MgO se puede observar que la anfibolita con venas de leucosoma MG-07A está considerablemente enriquecida en estos elementos traza, con respecto a las demás muestras.

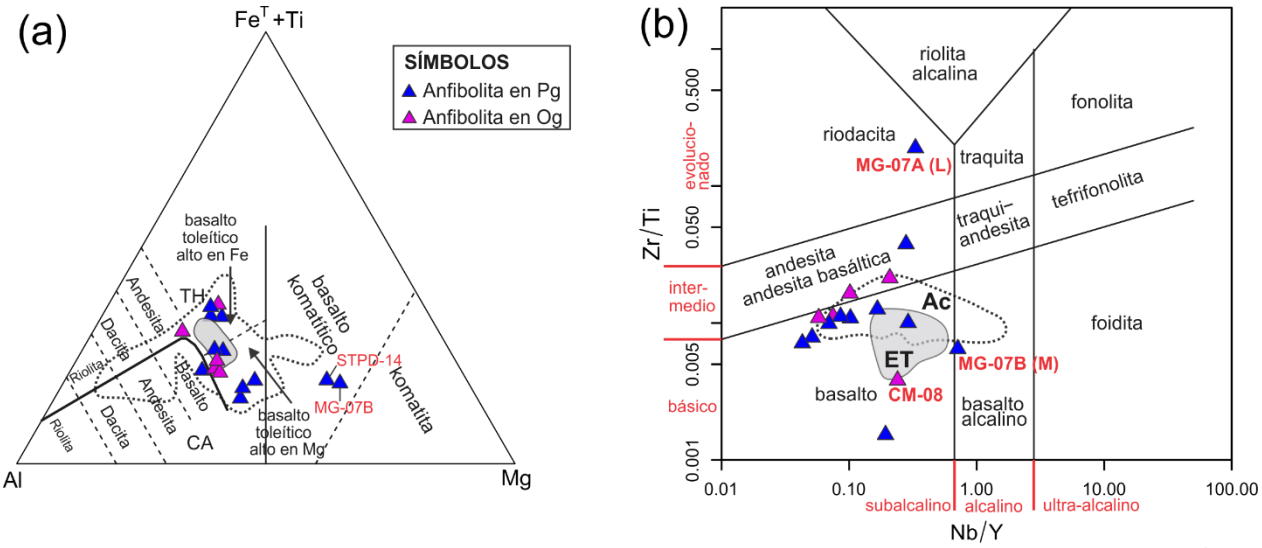


Figura 47. (a) Diagrama Al-(FeT +Ti)-Mg de Jensen (1976); TH: Toleítico; CA: Calco-alcalino. (b) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti para discriminación de rocas volcánicas de Winchester y Floyd (1977), modificado por Pearce (1996). ET: Complejo El Triunfo (Bloque Maya Sur; González-Guzmán et al., 2016a). Ac: Complejo Acatlán (Keppie et al., 2008a, 2016; Ortega-Obregón et al., 2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Tabla 15. Concentración de elementos traza representativos de las anfibolitas en paragneises y en ortogneises del Complejo Iglesias.

Muestra	Grupo	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	V (ppm)	Zr (ppm)	La (ppm)
SDB-07, QLI-02a, MG-07A MG-07B, LH-02, LH-08, QP-03, QP-04, QP-06, QP-07, STPD-4	Anfibolita en paragneis	20-740	160-1120	37-75	91-514	16-472	2.2-56.9
CM-08, GLR-02b, GLR-02d, SDB-02, SDB-03	Anfibolita en ortogneis	<20-130	70-310	26-45	271-487	91-293	5.0-36.5

Los diagramas de REE normalizados a condritos muestran que tanto en ortogneises como en paragneises hay dos tipos de anfibolitas, según los patrones de REE (Figura 49a). Un grupo tiene patrones fraccionados, con enriquecimiento en LREE, estando la ΣREE en el rango de 85.4 a 275.8 ppm, $(La/Sm)_N$ que varía de 1.8 a 3.5 y $(La/Yb)_N$ entre 3.2 y 18.1. Las anomalías de europio son variables entre negativas y ligeramente positivas, con Eu/Eu*= 0.6-1.1, y las HREE tienen un patrón relativamente plano (Gd_N/Yb_N = 1.4-2.2).

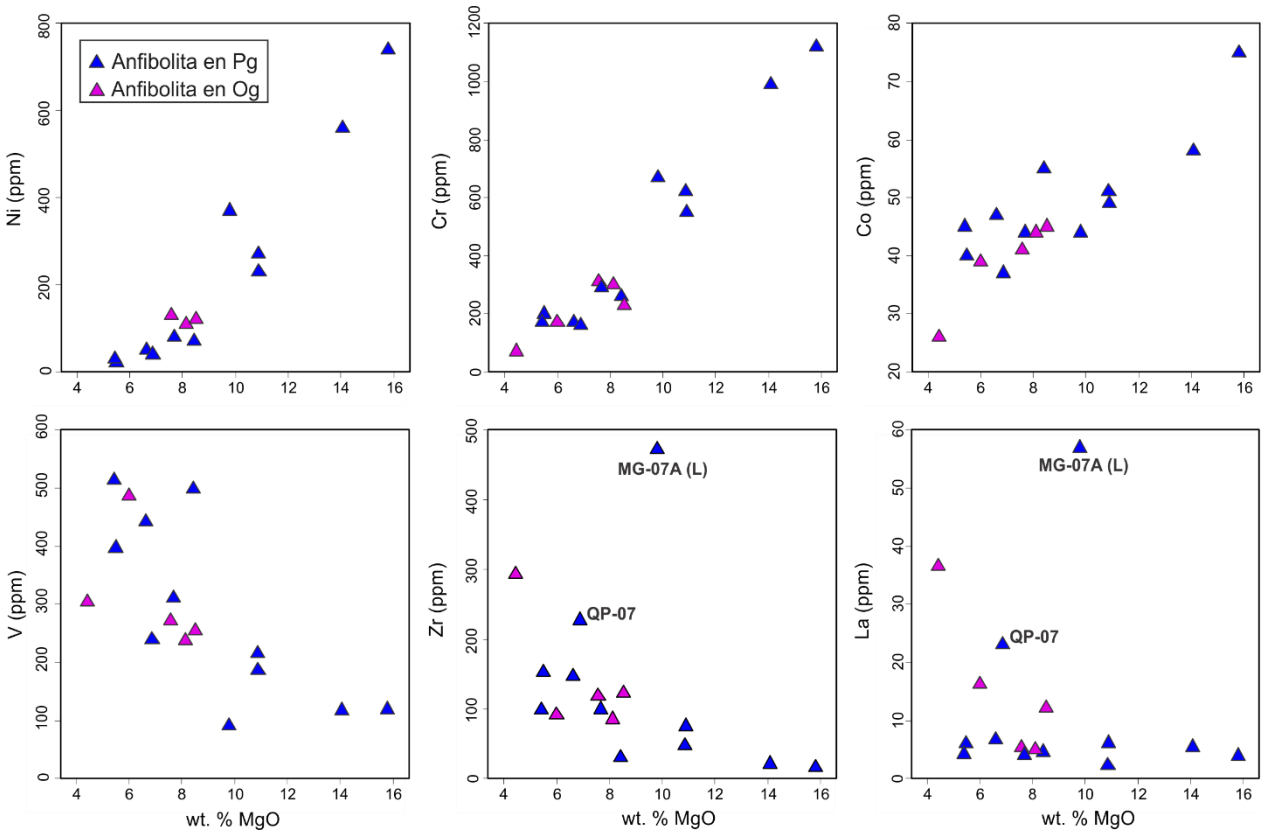


Figura 48. Diagramas de variación tipo *Harker* para elementos minoritarios seleccionados de anfibolitas del Complejo Iglesias, utilizando como índice de diferenciación el wt. % MgO. Las tendencias generales son negativas para Ni, Cr, Co y positivas para V y Zr con respecto a la diferenciación (disminución de MgO). Con excepción de la anfibolita con venas de leucosoma (L) MG-07A y la muestra QP-07, la mayoría de las anfibolitas en paragneises no muestran variación del La, mientras que las anfibolitas en ortogneises tienen una tendencia relativamente positiva a medida que disminuye MgO. Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

En contraste, la otra tendencia en las rocas máficas es un patrón casi plano de REE, con menor ΣREE (entre 32.8 y 89.1 ppm), $(La/Sm)_N$ = 0.6-1.3, $(La/Yb)_N$ = 0.6-2.2 y poca o ninguna anomalía de Eu (Eu/Eu*= 0.8-1.2, con promedio de 1.0).

La muestra LH-02, una anfibolita en paragneis, tiene también un patrón enriquecido en LREE con $(La/Sm)_N$ de 2.73 y (La/Yb)N de 5.2, pero está empobrecida en REE con respecto a las demás muestras (ΣREE = 23.3 ppm) y tiene una anomalía positiva de Eu muy marcada (Eu/Eu* = 2.7). La anomalía positiva de Eu puede estar relacionada con la acumulación de plagioclasa, mientras que el empobrecimiento en REE puede estar relacionado con una alteración química importante, pues la hornblenda está considerablemente reemplazada por clorita.

En los diagramas de los elementos traza normalizados con respecto a NMORB las muestras tienen un patrón en zig-zag más o menos definido (Figura 49c). Las anfibolitas tienen mayor concentración de LILEs

con respecto a NMORB, teniendo anomalías positivas de U, Pb y K y negativas de Nb, P, La, Ce y Ti. La anfibolita LH-02 tiene una marcada anomalía positiva de Ti, que posiblemente se deba a la presencia de titanita. Las REE y el Y están enriquecidos aproximadamente entre 0.4 y 2 veces en comparación con NMORB, por lo que son bastante similares a este tipo de basalto. Con una normalización a NMORB, pero considerando elementos traza inmóviles, las anfibolitas tienen patrones relativamente planos de HREE, anomalía positiva de Th y La, negativa de Nb-Ta y positivas a negativas en Ti, Zr y Hf (Figura 49e).

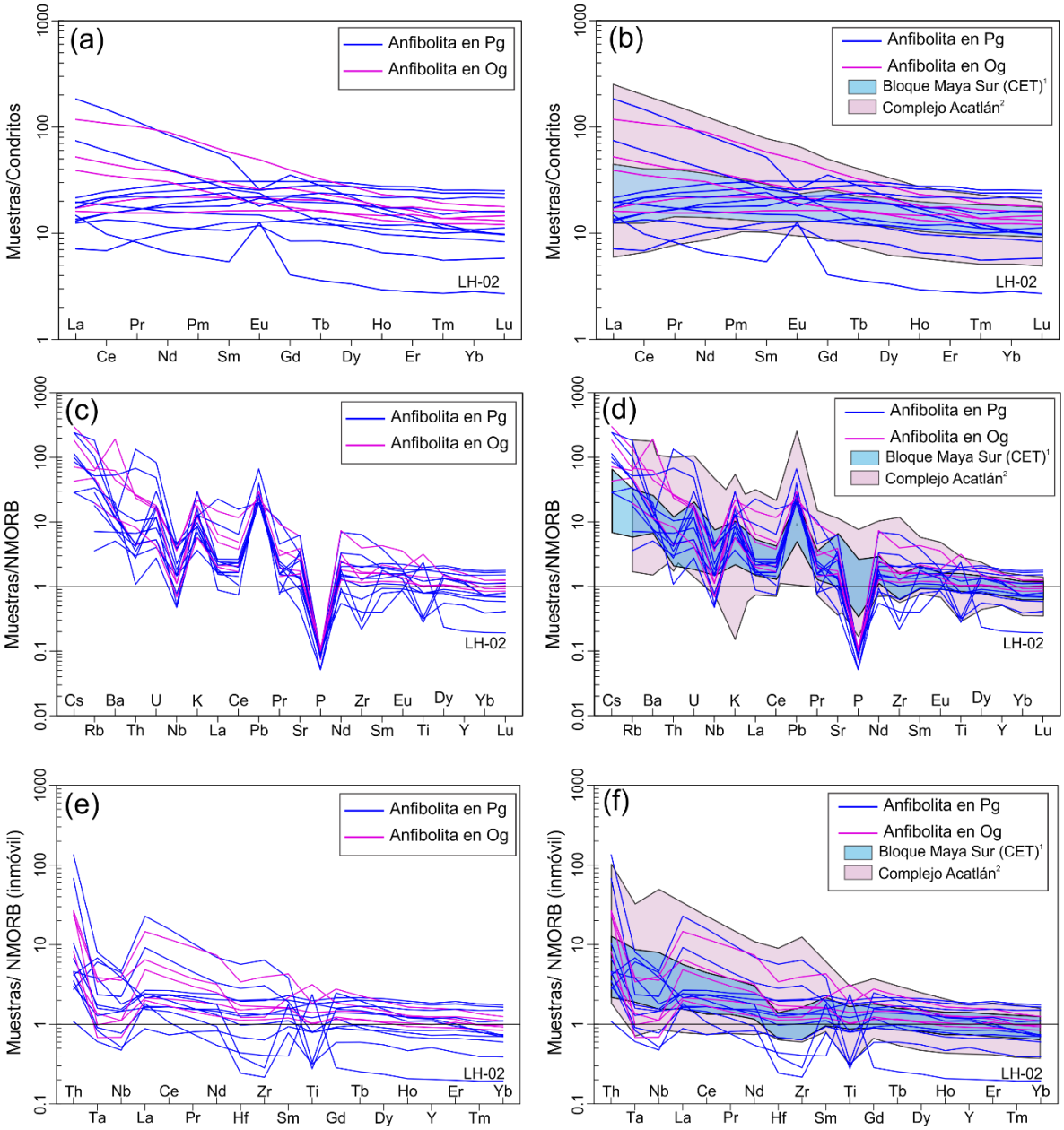


Figura 49. Diagramas multielementales para anfibolitas del Complejo Iglesias (a-c-e) y comparación con datos publicados en terrenos con afinidad peri-gondwánica (b-d-f). (a-b) Diagrama de REE normalizado a valores de condritos (Boynton, 1984). (c-d) Diagrama multielemental normalizado a valores de NMORB de Sun y McDonough (1989). (e-f) Diagrama multielemental normalizado a valores de NMORB de elementos traza inmóviles de Sun y McDonough (1989) en Pearce (2014). (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Los diagramas de discriminación de HFSEs generalmente distinguen a la mayoría de las anfibolitas del Complejo Iglesias como basaltos tipo MORB, con algunas muestras relacionadas a basaltos formados en ambientes tectónicos de intraplaca (Figura 50). La relación Ti/V varía entre 18 y 49 para todas las anfibolitas, por lo cual tienen afinidad con basaltos MORB o formados en cuencas trasarco (Figura 50a). Una menor concentración de Zr y bajas relaciones Zr/Y, Nb/Y y Ti/Y sugiere que las anfibolitas son subalcalinas con afinidad de dorsal centro-oceánica (Figura 50c-d).

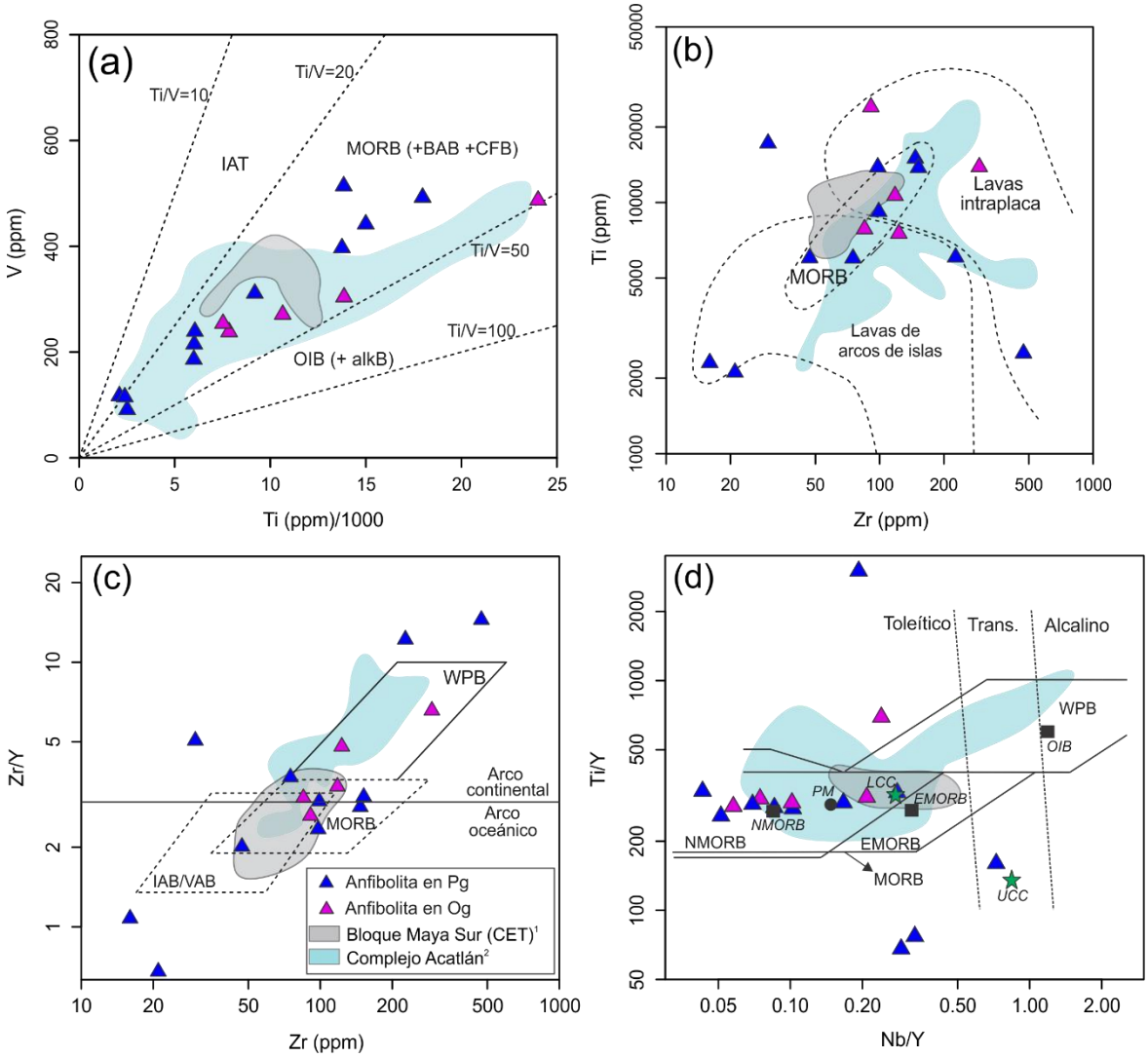


Figura 50. (a) Diagrama V–Ti de Shervais (1982). IAT – toleíta de arco de islas, BAB – cuenca de retro-arco, CFB – basalto de flujos continentales, OIB – basalto de islas oceánicas. (b) Diagrama Zr vs. Ti de Pearce (1982). (c) Diagrama Zr vs. Zr/Y de Pearce y Norry (1979) y Pearce (1983). WPB – basalto intraplaca, IAB – basalto de arco de islas, VAB – basalto de arco volcánico. (d) Diagrama Nb/Yb vs Ti/Y de Pearce (1982). Se muestran las composiciones del manto primitivo (PM), basalto normal de dorsal oceánica (NMORB), basalto enriquecido de dorsal oceánica (EMORB), basalto de isla oceánica (OIB) de Sun y McDonough (1989); corteza continental superior (UCC) y corteza continental inferior (LCC) de Taylor y McLennan (1985). Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

La contaminación de las rocas máficas ya sea por incorporación de sedimentos subducidos o por asimilación de corteza continental se puede monitorear con los diagramas Ta/Yb vs. Th/Yb, La/Yb vs. Nb/La y La/Yb vs. Th/Nb de la Figura 51. Las anfibolitas en ortogneises se grafican alejadas del arreglo del manto, consistentes con basaltos de arcos volcánicos, que tienen altas relaciones Th/Yb y una afinidad toleítica a calco-alcalina. Las anfibolitas en paragneises tienen tendencias mixtas entre el arreglo mantélico típico, cerca de la composición de basaltos EMORB, hasta basaltos de arco volcánico, teniendo la mayoría de las muestras un carácter toleítico, y tres de ellas calco-alcalino a shoshonítico. Esto sugiere que en ambos grupos de anfibolitas la contaminación cortical es significativa.

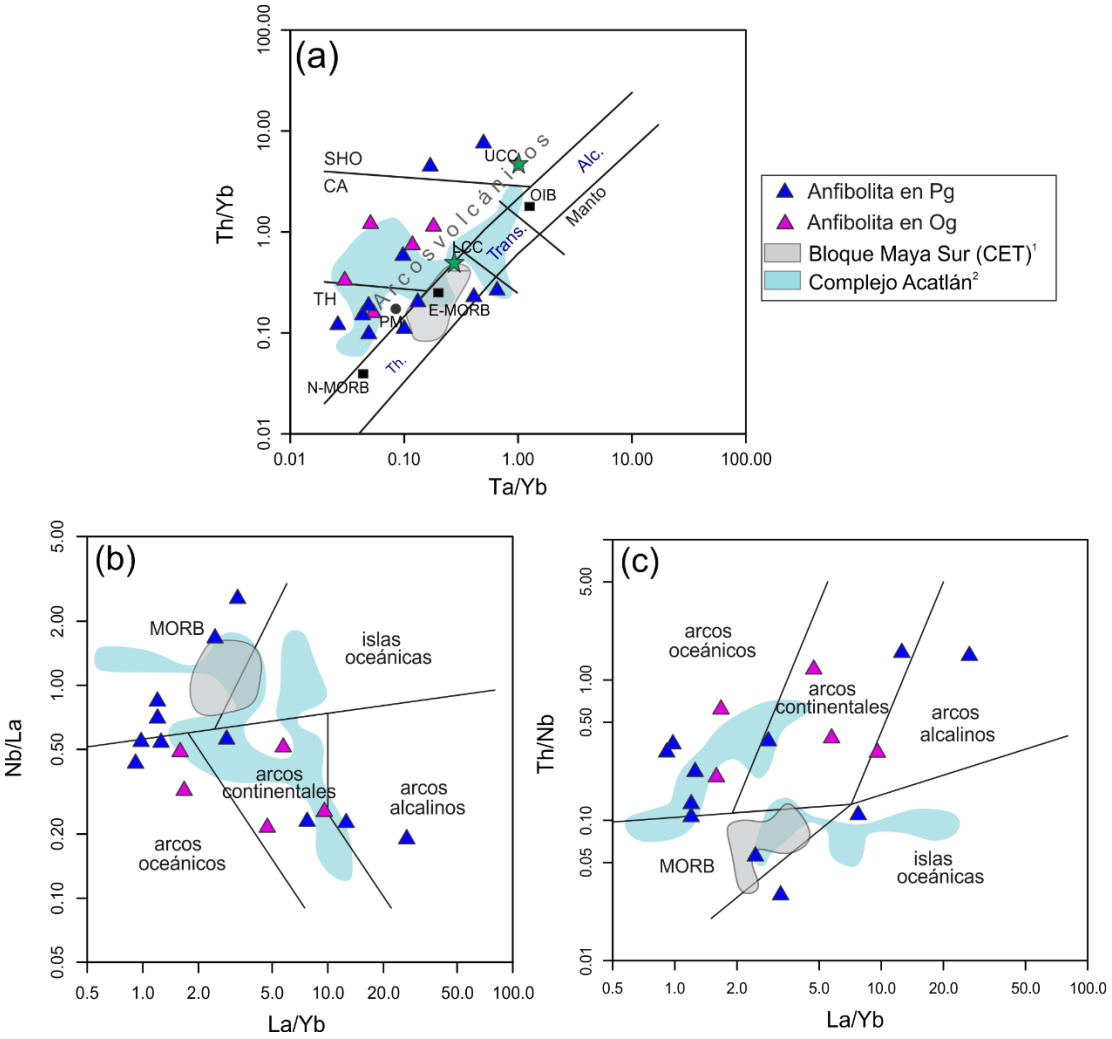


Figura 51. (a) Diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb de Pearce (1982). TH- toleítico, CA – calcoalcalino, SHO – shoshonítico. Se muestran las composiciones del manto primitivo (PM), basalto normal de dorsal oceánica (NMORB), basalto enriquecido de dorsal oceánica (EMORB), basalto de isla oceánica (OIB) de Sun and McDonough (1989); corteza continental superior (UCC) y corteza continental inferior (LCC) de Taylor y McLennan (1985). (b-c) Diagramas de discriminación La/Yb vs. Nb/La y Th/Nb para basaltos MORB, de arco e islas oceánicas de Hollocher et al. (2012). Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Aunque la mayoría de elementos usados en los diagramas de la Figura 51 son HFSEs, se debe considerar que el Th es transicional entre LILE y HFSE, por lo que puede ser móvil o inmóvil dependiendo de la presión, la temperatura y la composición de la fase fluida (Pearce, 1982). La contaminación también se evidencia considerando las relaciones La/Yb vs Nb/La y Th/Nb, donde las anfibolitas corresponden a campos MORB, arcos oceánicos y arcos continentales (Fig. 51b-c).

Otros diagramas triangulares considerando HFSEs y óxidos de elementos minoritarios menos suceptibles a movilidad clasifican a la mayoría de las anfibolitas como basalto de arco volcánico y cuenca trasarco con algunas muestras con afinidad MORB (Figura 52). De igual forma, en los diagramas triangulares de discriminación en el sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980) las anfibolitas tienen firma de toleítas de arco de islas a basaltos de arcos volcánicos, indicando un régimen convergente (Figura 53).

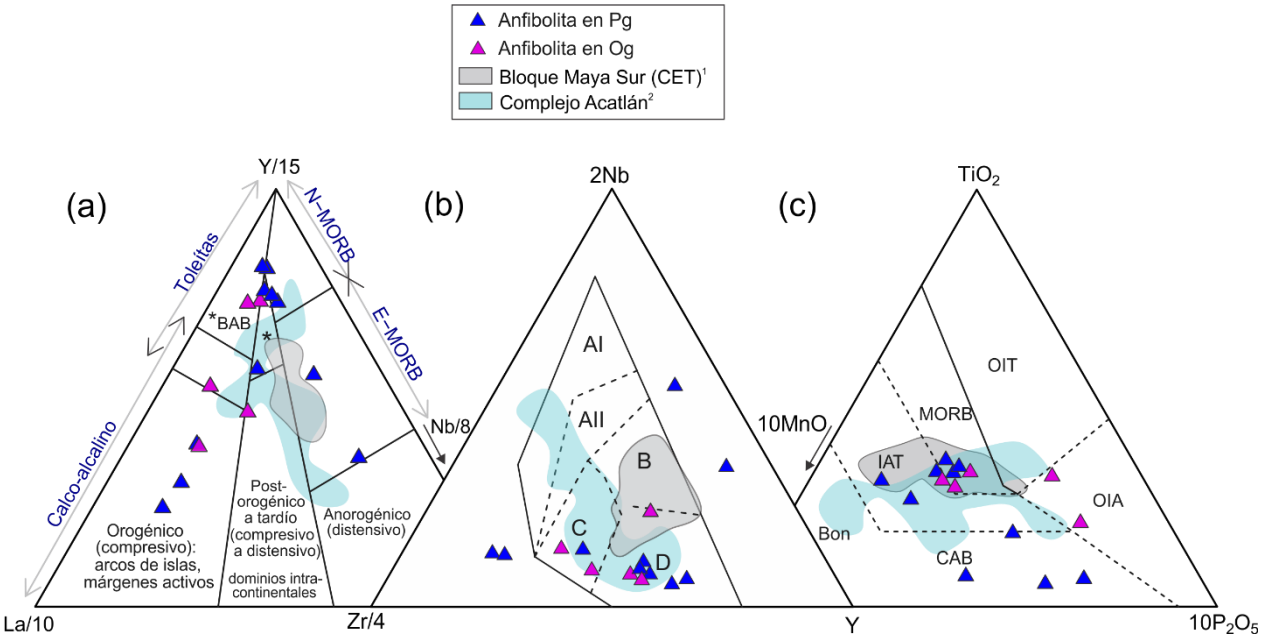


Figura 52. (a) Diagrama La-Y-Nb para discriminación de series de rocas volcánicas de Cabanis y Lecolle (1989). BAB – basalto de cuenca retro-arco. (b) Diagrama Zr-Nb-Y para discriminación de basaltos de Meschede (1986). AI - basaltos intraplaca alcalinos, AII - basaltos intraplaca alcalinos y toleítas intraplaca, B – EMORB, C – basaltos de arco volcánico y toleítas intraplaca, D – NMORB y basaltos de arco volcánico. (c) Diagrama MnO-TiO_2-P_2O_5 de Mullen (1983) para discriminación de basaltos de ambientes oceánicos. OIT- toleíta de isla oceánica, IAT – toleíta de arco de islas, OIA – basalto alcalino de isla oceánica, CAB – basalto de arco continental, Bon – boninita. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

En los diagramas de discriminación de la afinidad tectónica de basaltos de ambientes oceánicos basados en análisis estadísticos rigurosos de Vermeesch (2006) y utilizando elementos HFSEs (excepto el Sr) también se puede inferir una afinidad MORB a basaltos de arcos de islas para las anfibolitas del Complejo Iglesias, aunque un enriquecimiento en Eu también se relaciona a basaltos de islas oceánicas (Figura 54).

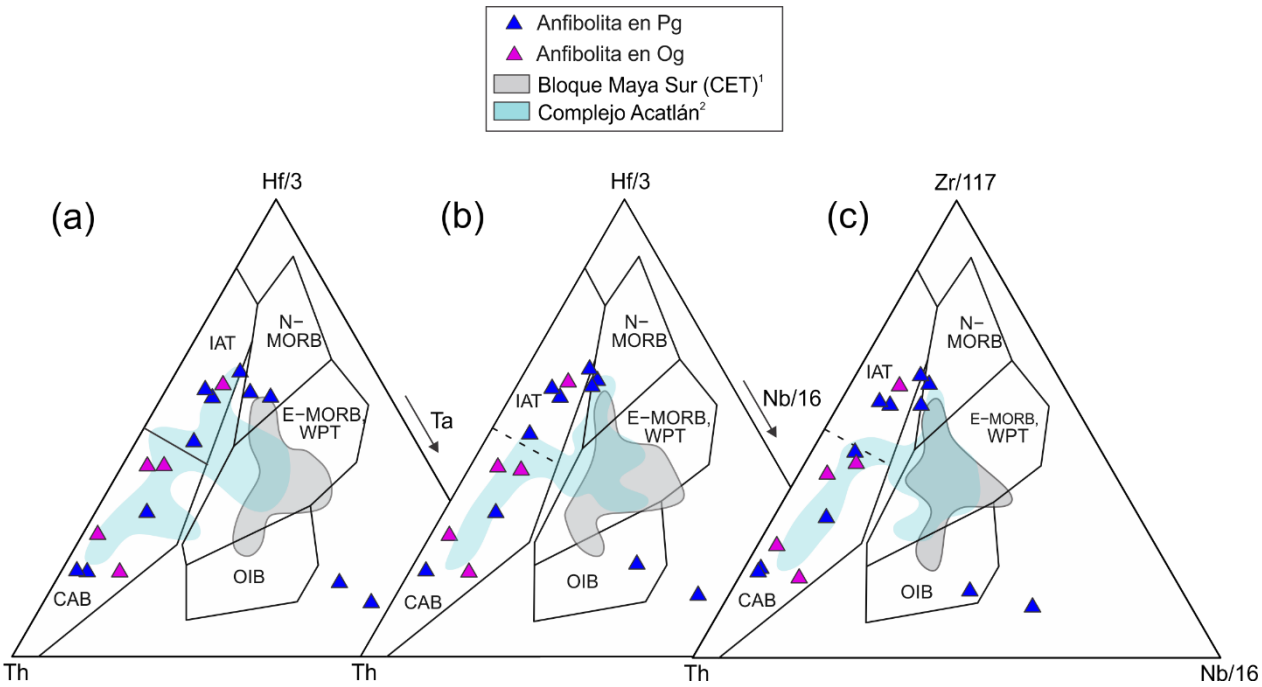


Figura 53. Esquema de clasificación de Wood (1980) en el sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nb. (a) Diagrama Th-Hf/3-Ta. (b) Diagrama Th-Hf/3-Nb/16. (c) Diagrama Th-Zr/117-Nb/16. NMORB - basalto normal de dorsal oceánica, EMORB - basalto enriquecido de dorsal oceánica, IAT – toleíta de arco de islas, CAB – basalto de arco continental, WPT – toleíta intraplaca, OIB – basalto de isla oceánica. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

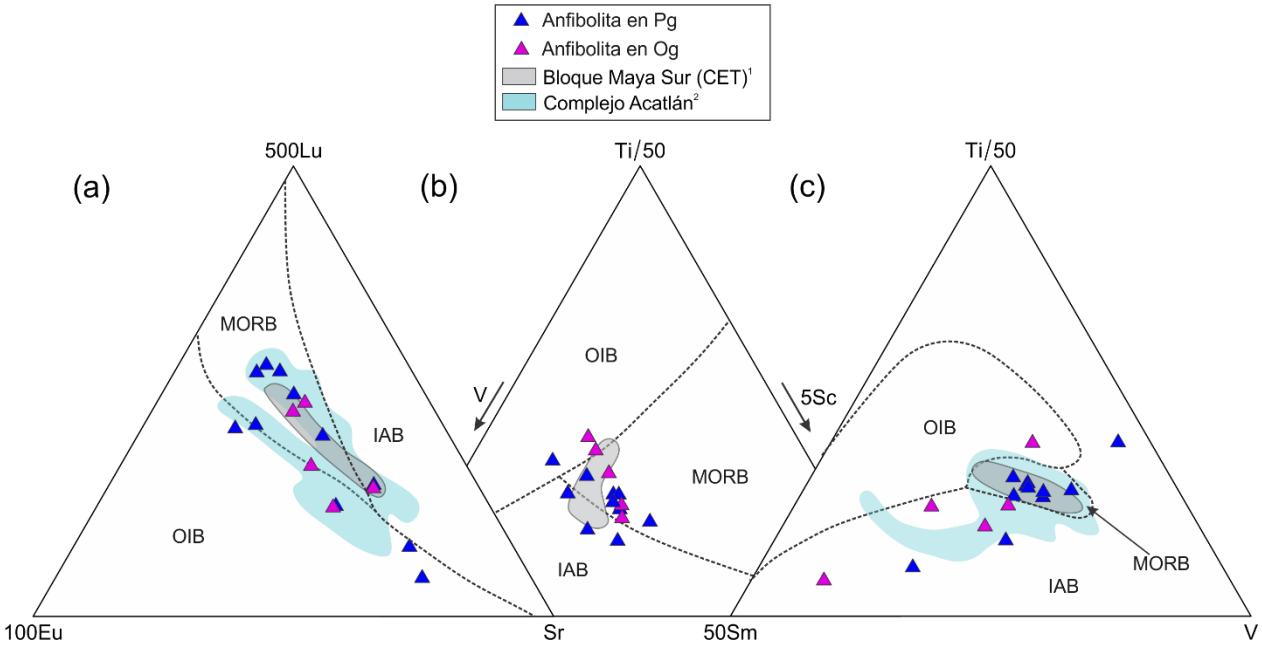


Figura 54. Diagramas triangulares Eu-Lu-Sr (a), V-Ti-Sc (b) y Ti-Sm-V (c) para discriminación de basaltos de ambientes oceánicos según Vermeesch (2006). MORB - basalto de dorsal oceánica, IAB – basalto de arco de islas, OIB – basalto de isla oceánica. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). En (b) no se grafica el Complejo Acatlán porque no se disponen de concentraciones de Sc. Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Los diagramas de funciones discriminantes de la Figura 55 distinguen entre los cuatro ambientes tectónicos de formación de rocas básicas y ultrabásicas: arco de islas, rift continental, islas oceánicas y dorsal oceánica, basándose en cinco elementos traza, La, Sm, Yb, Nb y Th (Agrawal et al., 2008). Dichos diagramas han probado ser exitosos inlcuso en rocas máficas alteradas y metamorfizadas. Las anfibolitas grafican entre basaltos MORB y de arcos de islas. Los autores de estos diagramas proponen que las interacciones entre arco y dorsal pueden identificarse por un arreglo lineal aproximadamente ortogonal entre los campos IAB-MORB, que es el caso de las muestras del Complejo Iglesias.

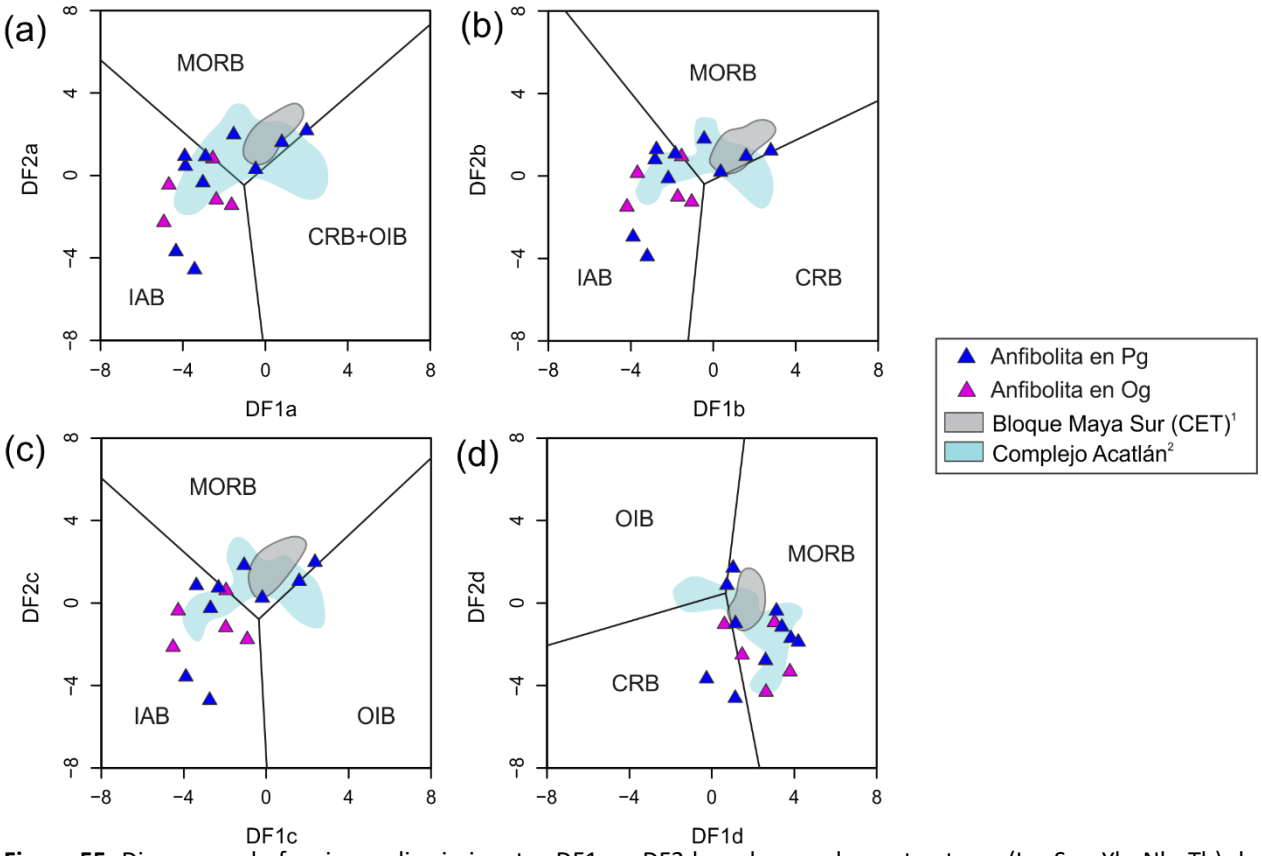


Figura 55. Diagramas de funciones discriminantes DF1 vs. DF2 basados en elementos traza (La, Sm, Yb, Nb, Th) de Agrawal et al. (2008) para discriminación de ambientes tectónicos de rocas básicas y ultrabásicas. (a) DF1a = 0.3518 $\log_e$ (La/Th) + 0.6013 $\log_e$ (Sm/Th) – 1.3450 $\log_e$ (Yb/Th) + 2.1056 $\log_e$ (Nb/Th) – 5.4763; DF2a = –0.3050 $\log_e$ (La/Th) – 1.1801 $\log_e$ (Sm/Th) + 1.6189 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.2260 $\log_e$ (Nb/Th) – 0.9944. (b) DF1b = 0.3305 $\log_e$ (La/Th) + 0.3484 $\log_e$ (Sm/Th) – 0.9562 $\log_e$ (Yb/Th) + 2.0777 $\log_e$ (Nb/Th) – 4.5628; DF2b = –0.1928 $\log_e$ (La/Th) – 1.1989 $\log_e$ (Sm/Th) + 1.7531 $\log_e$ (Yb/Th) + 0.6607 $\log_e$ (Nb/Th) – 0.4384. (c) DF1c = 1.7517 $\log_e$ (Sm/Th) – 1.9508 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.9573 $\log_e$ (Nb/Th) – 5.0928; DF2c = –2.2412 $\log_e$ (Sm/Th) + 2.2060 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.2481 $\log_e$ (Nb/Th) – 0.8243. (d) DF1d = –0.5558 $\log_e$ (La/Th) – 1.4260 $\log_e$ (Sm/Th) + 2.2935 $\log_e$ (Yb/Th) – 0.6890 $\log_e$ (Nb/Th) + 4.1422; DF2d = –0.9207 $\log_e$ (La/Th) + 3.6520 $\log_e$ (Sm/Th) – 1.9866 $\log_e$ (Yb/Th) + 1.0574 $\log_e$ (Nb/Th) – 4.4283. MORB - basalto de dorsal oceánica, IAB – basalto de arco de islas, OIB – basalto de isla oceánica, CRB - basalto de rift continental. Se grafican campos de anfibolitas de otros fragmentos corticales adyacentes al NW del supercontinente Gondwana. (1) CET – Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). (2) Complejo Acatlán: Keppie et al. (2008a, 2016); Ortega-Obregón et al. (2010). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

5.1.2 Ortogneises y metagranitoides

Los ortogneises hornbléndicos tienen contenidos de SiO_2 entre 50.7 y 66.7 wt. % y contenido de TiO_2 entre 0.4 y 2.1 wt. %. El FeOt varía entre 4.4 y 11. 2 wt. %, el MgO entre 1.9 y 5.6 wt. % y el CaO está en el rango entre 3.3 y 9.3 wt. %. Los ortogneises de biotita están más enriquecidos en SiO_2 (72.5 y 76.8 wt. %) y son pobres en $Ti0_2$ (<0.5 wt. %), FeOt (<4.0 wt. %), MgO (< 1.0 wt. %) y CaO (<2.4 wt. %). Los metagranitoides son leucogranitos, con una composición química similar a los ortogneises de biotita, en cuanto a óxidos mayoritarios y minoritarios. El #Mg de los ortogneises con hornblenda varía entre 23 y 40, mientras que para los ortogneises félsicos y metagranitos leucocráticos varía entre 6 y 16.

Utilizando la norma CIPW, los ortogneises hornbléndicos tienen composiciones que varían entre cuarzo-diorita, cuarzo-monzodiorita, tonalita y granodiorita en los diagramas An-Ab-Or y P-Q (Figura 56a-b), mientras que los ortogneises de biotita y metagranitoides corresponden a monzogranitos y granodioritas-tonalitas. En el diagrama B-A de Debon y Lefort (1983) modificado por Villaseca et al. (1998), los ortogneises de hornblenda son metaluminosos a débilmente peraluminosos, mientras que los ortogneises de biotita y metagranioides son moderamente peraluminosos a peraluminosos félsicos (Figura 56c). Así, el índice de saturación de alúmina A/CNK de Shand (1943) varía entre 0.7 y 1.0 para rocas ricas en hornblenda y entre 1.1 y 1.2 para las composiciones más félsicas.

Se infiere un carácter magmático cogenético para los ortogneises de hornblenda, dado que se observan ciertas tendencias cuando se grafican los óxidos mayoritarios y minoritarios con respecto a SiO_2 como índice de diferenciación, en diagramas Harker (Figura 57). Así, los óxidos de TiO_2, FeOt, MnO, MgO, CaO y P_2O_5 muestran las típicas tendencias negativas con respecto a la diferenciación, posiblemente por cristalización fraccionada de óxidos de Fe-Ti, minerales ferro-magnesianos, plagioclasa y apatito, asumiendo que esta composición química es similar a la del protolito ígneo. El decrecimiento en Al_2O_3 es menos pronunciado, al igual que el de la relación FeOt/(FeOt+MgO). Debido a la poca cantidad de muestras para los ortogneises de Bt y metagranitoides, no es posible hacer interpretaciones en estos diagramas de variación, aunque se puede mencionar que se separan de las tendencias químicas observadas en las rocas ricas en hornblenda, lo que sugiere diferentes fuentes y procesos de diferenciación magmática.

En los diagramas Harker de elementos traza seleccionados (Figura 58) también se observan tendencias positivas en elementos incompatibles como Ba y La y ligeramente positivas para Hf y Th, pero una tendencia negativa en el Y, incluso observable en los ortogneises de biotita y metagranitos. La allanita fue

identificada con regularidad en los ortogneises de hornblenda, y dado que alberga Y, es posible que el protolito de estas rocas tuvieran algún silicato o fosfato de Y (p. ej., allanita-(Y), xenotima-(Y)).

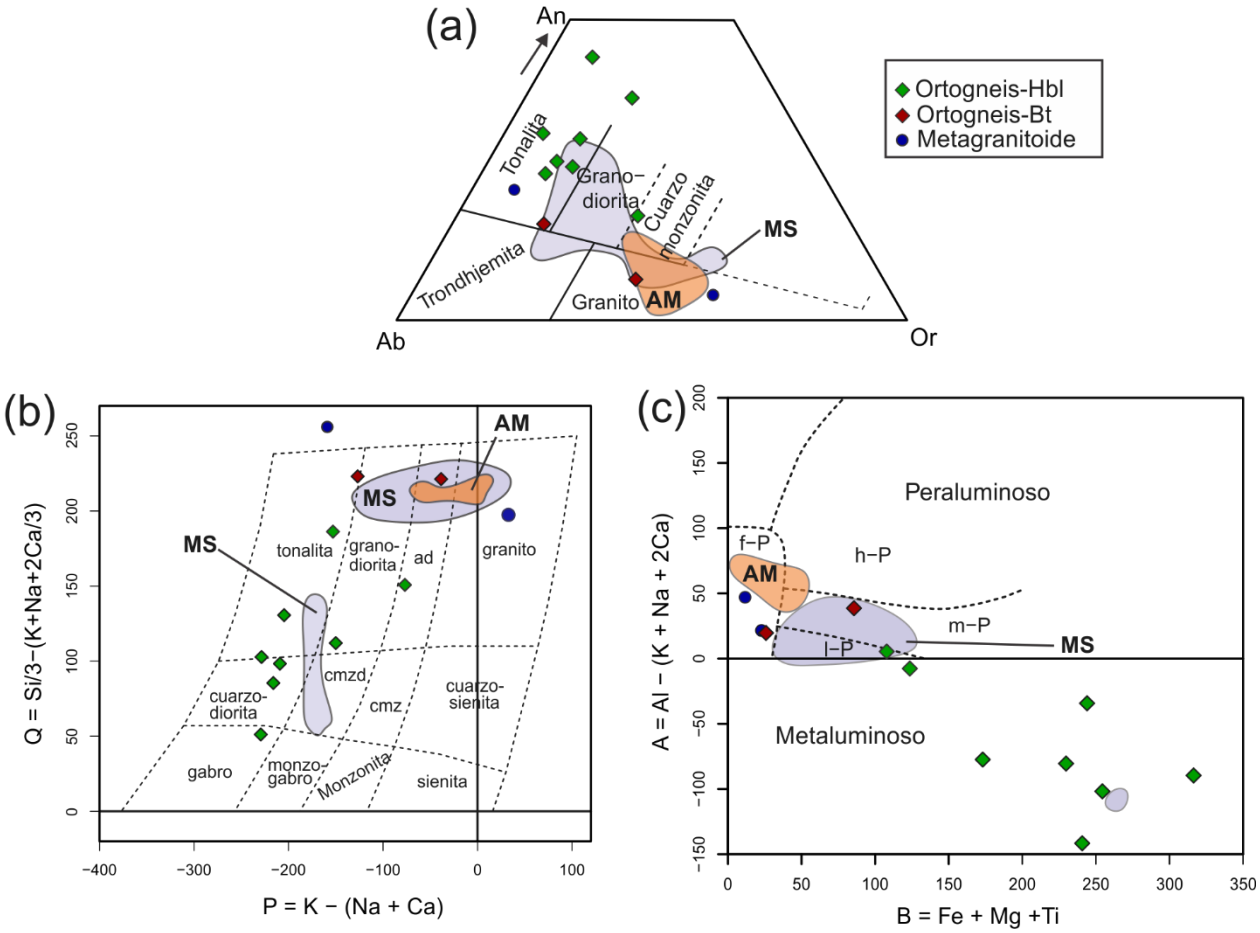


Figura 56. Diagramas de clasificación química para ortogneises del Complejo Iglesias. (a) Diagrama QAP, calculado con la norma CIPW. (b) Diagrama de feldespatos An-Ab-Or de O'Connor (1965). (c) Diagrama PQ de Debon y Lefort (1983). (d) Diagrama B-A de Debon y Lefort (1983), modificado por Villaseca et al. (1998). m-P: moderadamente peraluminoso, h-P: altamente peraluminoso, l-P: débilmente peraluminoso, f-P: peraluminoso félsico. Se grafican campos de estudios previos en ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017).

Los patrones de REE normalizados a condritos muestran el típico perfil inclinado de las rocas con composición granodiorítica a granítica, con enriquecimiento en LREE (Figura 59a). La ΣREE en ortogneises hornbléndicos varía entre 98.5 y 235.5 ppm, con $(La/Sm)_N$ que varía de 1.9 a 6.1 y $(La/Yb)_N$ entre 3.5 y 17.4. Las anomalías de europio son negativas o están ausentes, con Eu/Eu*= 0.4-1.0, lo cual sugiere fraccionamiento de plagioclasa en algunas muestras o retención de esta fase en la fuente magmática. Los ortogneises biotíticos tienen características similares en el comportamiento geoquímico de las REE, pero tienen menor concentación de las mismas (ΣREE = 141.4 y 180.8) y menor enriquecimiento de LREE con respecto a HREE ($(La/Yb)_N$ = 7.2-7.6).

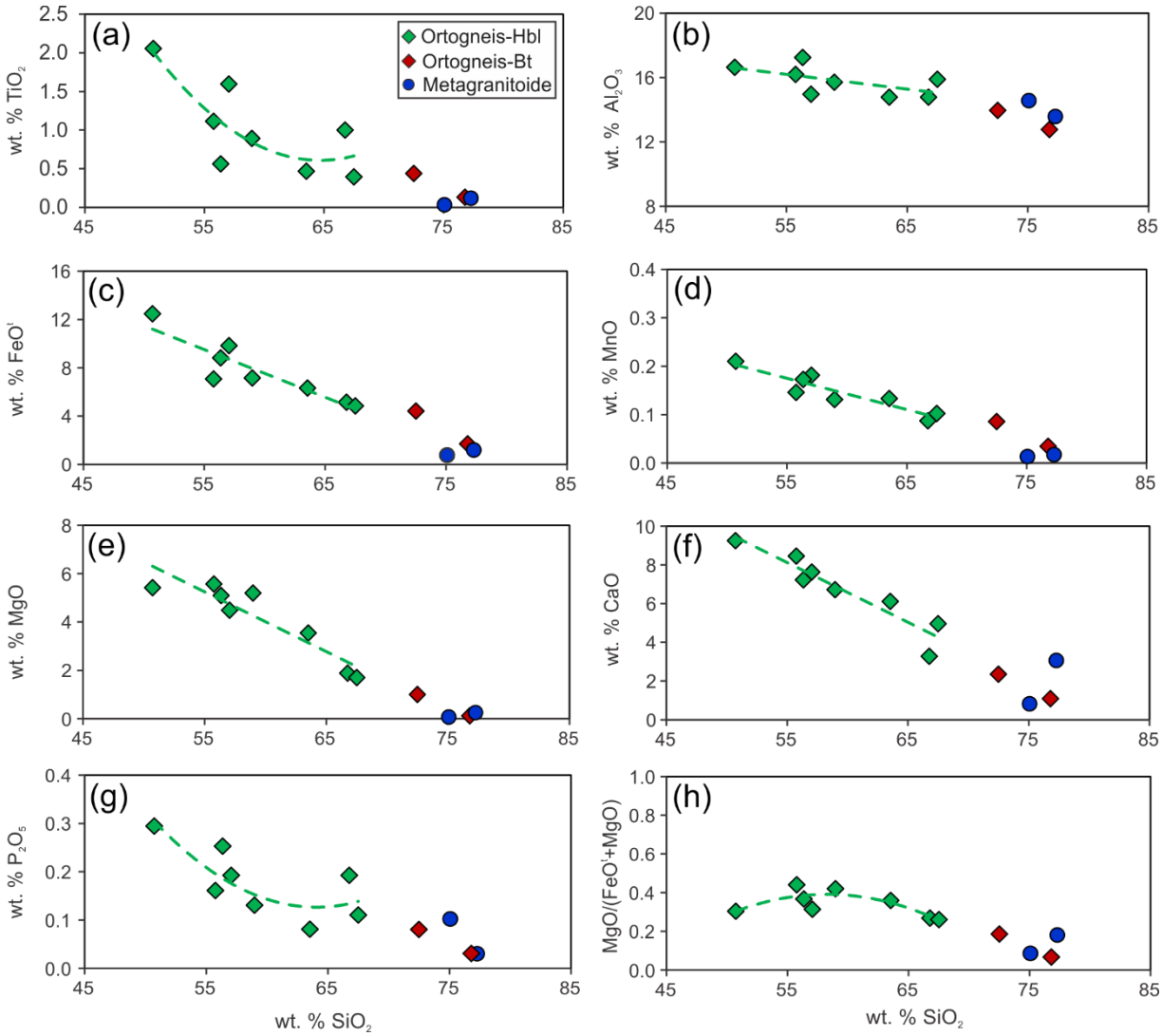


Figura 57. Diagramas de variación tipo Harker para óxidos de elementos mayoritarios y minoritarios de ortogneises y metagranitos del Complejo Iglesias.

Las dos muestras de metagranitoides analizadas tienen patrones interesantes de REE normalizadas a condritos (Figura 59a). Por un lado, la muestra CM-09 tiene ΣREE de 234.4 ppm y un perfil bastante fraccionado, con $(La/Yb)_N$ de 113.6. Las HREE tienen un perfil ligeramente cóncavo, siendo la relación $(Gd/Yb)_N$ de 5.45, y no hay anomalía de Eu (Eu/Eu* = 1.0), pudiendo sugerir esto último que el fraccionamiento de plagioclasa no fue acentuado en la petrogénesis de este dique leucogranítico. La forma cóncava o en forma de cuchara del perfil en las HREE es poco usual en rocas graníticas, pero en algunos estudios se ha modelado por fraccionamiento de apatito, titanita o monazita (Dörr et al., 1999; Cocker et al., 2015). Por su parte, el metagranitoide CM-01 está empobrecido en REE, con un total de 26.2 ppm y el patrón muestra poco fraccionamiento con bajo $(La/Yb)_N$ de 1.7 y un ligero enriquecimiento progresivo de las HREE, reflejado esto en un bajo $(La/Gd)_N$ de 0.5. Además, se observa una anomalía positiva de Eu bastante marcada (Eu/Eu* = 1.8). Este patrón de las REE sugiere una menor cantidad de granate residual

en la fuente magmática y la anomalía de Eu puede estar relacionada a acumulación de plagioclasa o a la fusión preferencial de esta fase en la fuente, por lo que que no es un residuo. Además del considerable empobrecimiento en REE con respecto al metagranitoide CM-09, la muestra CM-01 tiene menor contenido de Fe, Mg, Cr y Zr (Tabla 18 en Anexos), lo cual refleja la escasez de fases accesorias máficas.

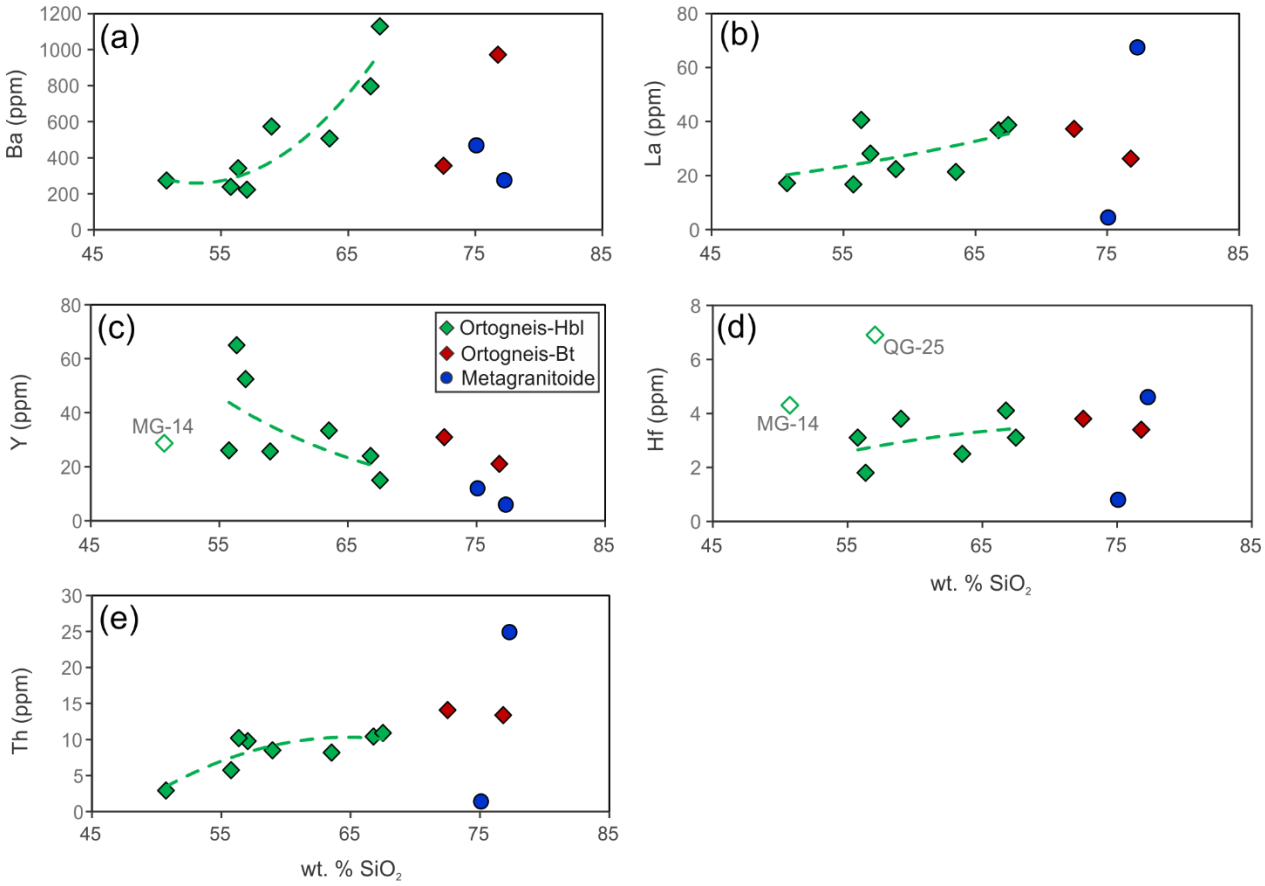


Figura 58. Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza seleccionados de ortogneises y metagranitos del Complejo Iglesias.

El diagrama multielemental normalizado al manto primitivo para ortogneises y metagranitoides muestra patrones de zig-zag similares, con enriquecimiento en LILEs con respecto a HFSEs (Figura 59b). Se observan anomalías positivas en Rb, Th, U, Pb y negativas en Nb, Ta, P y Ti. Relaciones entre HFSEs como Nb/Ta son más altas para ortogneises (8-15), mientras que en los metagranitoides leucocráticos es de 4 y 2. Zr/Nb es considerablemente más alto en los metagranitos más diferenciados, con valores de 122 y 24, mientras que en los ortogneises está entre 6 y 42. El metagranitoide CM-01 tiene un patrón distinto, con anomalías negativas de Th, La, Ce, Pr lo cual puede sugerir fraccionamiento de monazita, que es una fase rica en REE ligeras y Th. Las características químicas sugieren que las fuentes de los distintos ortogneises (ricos en hornblenda y ricos en biotita) son diferentes y, además, entre los metagranitoides también hay diferencias en las fuentes y en los procesos de diferenciación magmática.

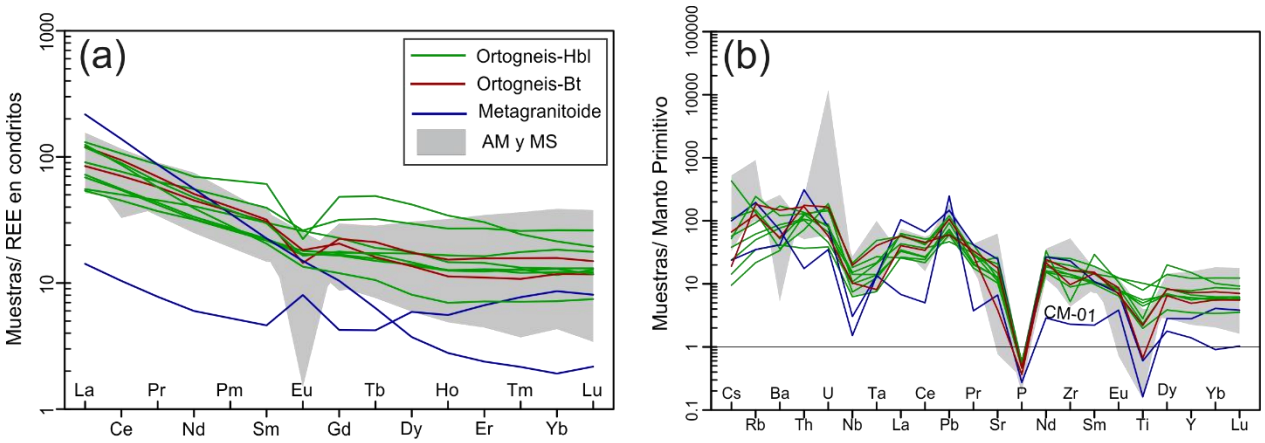


Figura 59. Diagramas multielementales para ortogneises y metagranitoides del Complejo Iglesias. (a-b) Diagrama de REE normalizado a valores de condritos (Boynton, 1984). (b) Diagrama multielemental normalizado a valores del manto primitivo según McDonough y Sun (1995). Se grafica campo gris con las composiciones reportadas en estudios previos de ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017).

Los ortogneises hornbléndicos son magnesianos y mayoritariamente cálcicos (Figura 60a-b) de acuerdo al esquema de clasificación de rocas feldespáticas de Frost et al. (2001) y Frost y Frost (2008); estas rocas generalmente se forman en arcos y ambientes post-colisionales y obtienen su carácter magnesiano porque sufren diferenciación bajo condiciones oxidantes y húmedas. Los ortogneises biotíticos son ferrosos y cálcicos, aunque una muestra se encuentra justo en el borde que separa las tendencias ferrosas y magnesianas. Las rocas ferrosas en esta clasificación se forman dominantemente en ambientes intraplaca continentales (Frost y Frost, 2008). Los metagranitoides se clasifican igual que los ortogneises y pudieron ortiginarse por la fusión de rocas pelíticas a psamíticas, resultando en la formación de leucogranitos, que varían entre ferrosos y magnesianos y también de alcalinos a cálcicos (Frost y Frost, 2008). En los diagramas de discriminación tectónica para rocas granitoides de Pearce et al. (1984), considerando los HFSEs, las rocas pertencen al campo de granitos de arco volcánico o sincolisionales, los cuales se caracterizan por bajas concentraciones de Nb y Ta.

5.1.3 Rocas metasedimentarias

Los paragneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Iglesias se dividen en aquellos que tienen protolito volcaniclástico, y por tanto contienen hornblenda y biotita, y los que tienen protolitos pelítico-psamíticos y contienen micas y aluminosilicatos. Fueron analizadas para geoquímica por roca total cinco muestras del primer grupo (QG-15, MG-11, LMx-02, QP-02, LMch-02) y seis muestras del segundo (LH-05A, STPD-56, LH-01, QLl-04, QMc-01, PET-02), todas pertenecientes al área de Gavidia (Figura 17; Figura 88 en Anexos).

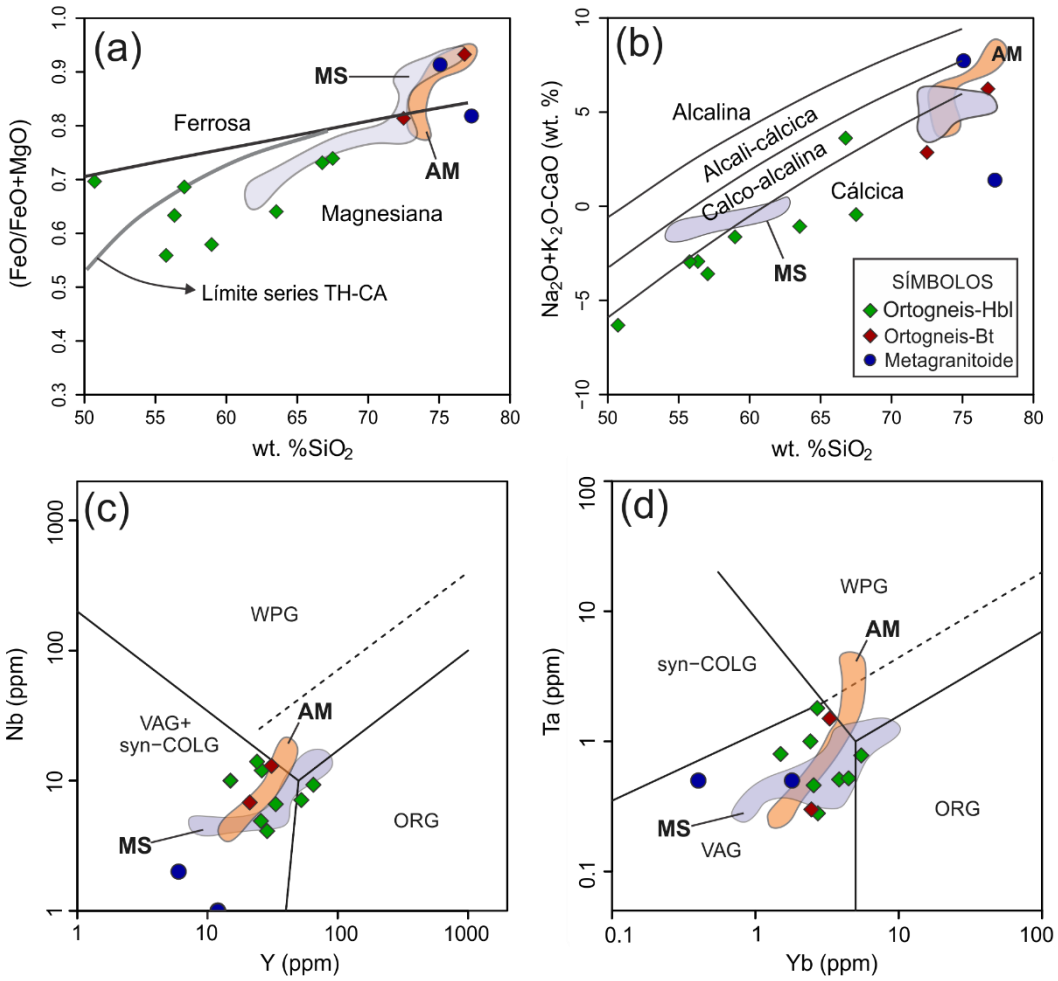


Figura 60. (a) Diagrama SiO_2 vs FeO/(FeO+MgO) de Frost et al. (2001) con línea que separa los campos magnesianos y ferrosos de Frost y Frost (2008). El límite entre series toleíticas (TH) y calco-alcalinas (CA) es de Miyashiro (1974). (b) Diagrama SiO2 vs. Na2O+K2O-CaO (índice MALI) de Frost et al. (2001). (c-d) Diagramas Y vs. Nb e Yb vs. Ta para discriminación tectónica de granitoides de Pearce et al. (1984). WPG – granitoide intraplaca, ORG – granitoide de dorsal oceánica, VAG – granitoide de arco volcánico, syn-COLG – granitoide sin-colisional. Se grafican campos de estudios previos en ortogneises del Complejo Iglesias (AM) y del Macizo de Santander (MS). AM: van der Lelij et al. (2016a). MS: van der Lelij et al. (2016a); García-Ramírez et al. (2017).

Las rocas de protolito pelítico-psamítico tienen contenidos de SiO_2 variables entre 59.5 a 80.0 wt. % y se consideran no calcáreas, debido a que el contenido de CaO es <4 wt. % (Herron, 1988). Los óxidos de Ti, Al, Mg, K y Fe muestran tendencias negativas con respecto a SiO_2 (Figura 61), sugiriendo que estas tendencias representan diferentes proporciones de componentes ricos en arcillas y ricos en cuarzo, como se ha observado en otras secuencias sedimentarias (Bhatia, 1983; Li et al., 2005; Dostal y Keppie, 2009). Los óxidos de Na, Ca y P no forman tendencias claras. En estos diagramas se observa que las rocas pelíticas-psamíticas del Complejo Iglesias tienen buena correlación con rocas metasedimentarias del Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano en otros fragmentos perigondwánicos como el Bloque Maya, Complejo Acatlán y Macizo de Santander. Sin embargo, con excepción del FeOt, las rocas de protolito volcaniclástico

tienen tendencias diferentes, posiblemente porque incorporaron un componente ígneo de composición intermedia a máfica (andesítico-basáltico).

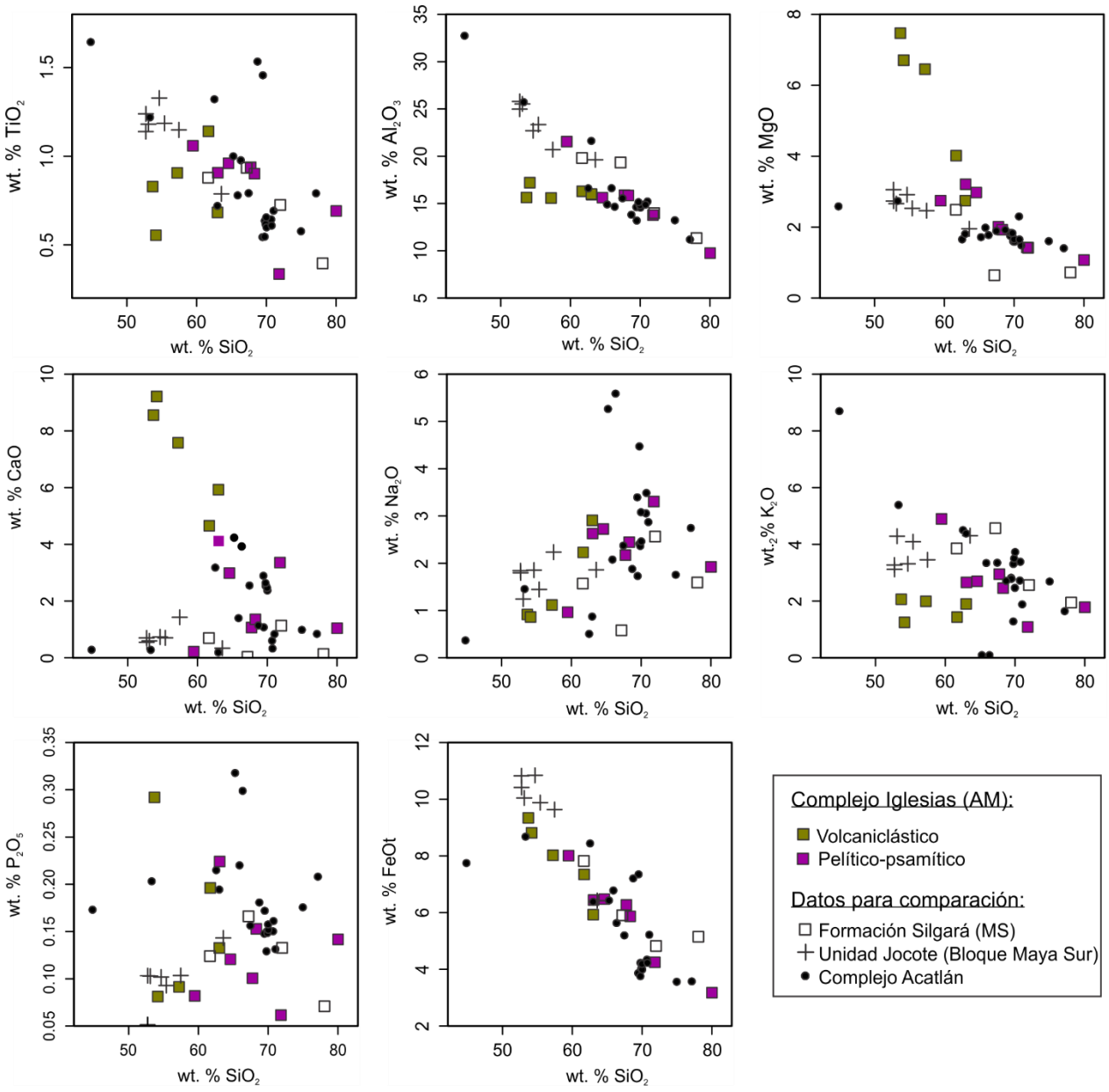


Figura 61. Diagramas de variación SiO_2 vs. óxidos de elementos mayoritarios (wt. %) para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017).

En los diagramas SiO_2 versus elementos traza (Figura 62), se pueden interpretar tendencias negativas en el Ni, La y V, mientras que el Zr no tiene ninguna tendencia. Es interesante que las rocas de El Complejo Iglesias y de la unidad Jocote en el Bloque Maya sur forman una tendencia positiva con el Cr, mientras que las del Complejo Acatlán y el Macizo de Santander forman una tendecia negativa, sugiriendo que el

contenido de minerales pesados ricos en Cr es más abundante en sedimentos más ricos en cuarzo que en los que son más arcillosos.

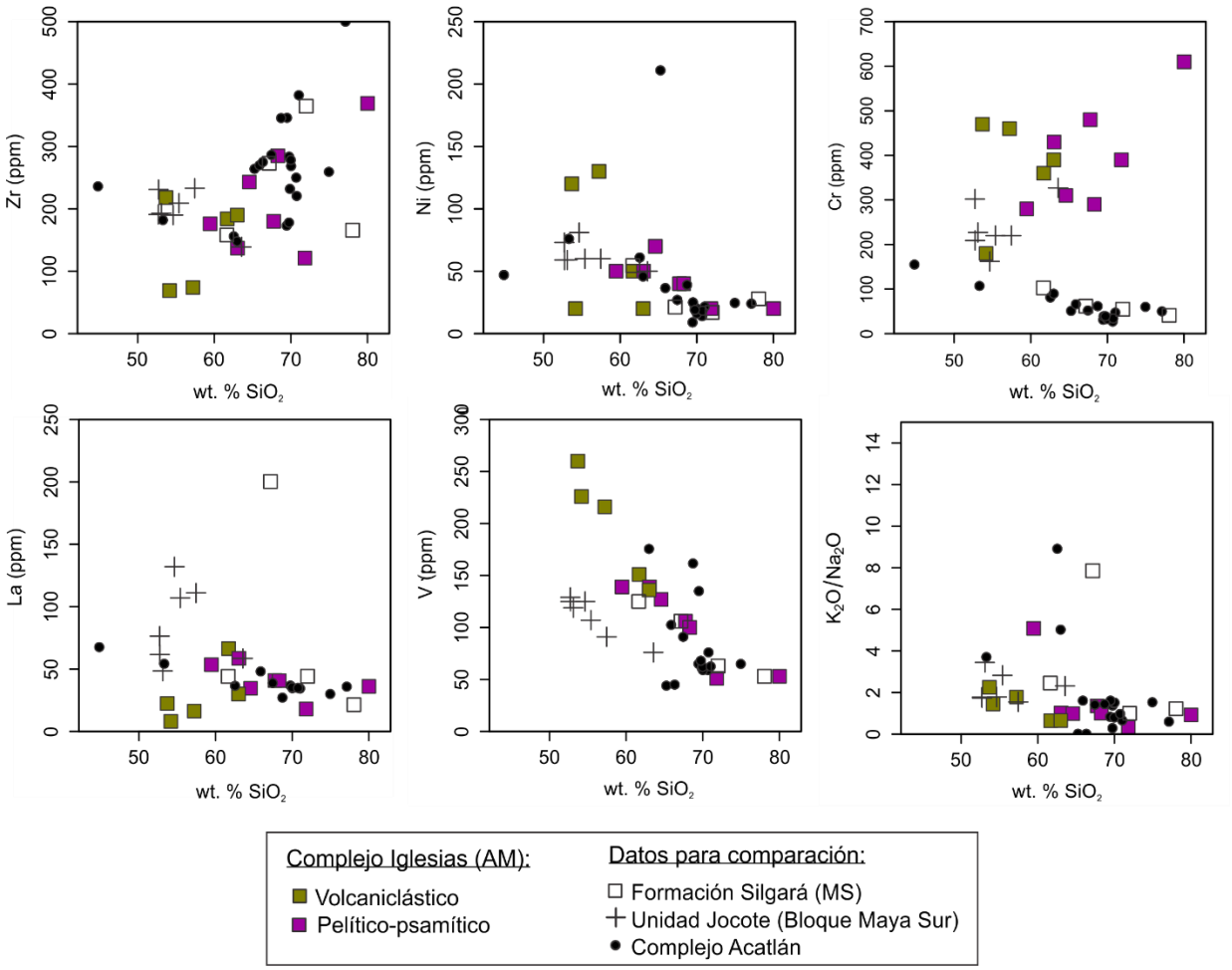


Figura 62. Diagramas de variación SiO_2 vs. elementos traza seleccionados para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017).

Las relaciones SiO_2/Al_2O_3 y K_2O/Na_2O han sido utilizadas para diferenciar los principales tipos de areniscas, ya que SiO_2/Al_2O_3 separa las cuarzo-arenitas ricas en sílice de las areniscas intermedias que son más ricas en Al, funcionado también como indicador de madurez mineralógica; la relación Na_2O/K_2O distingue grauvacas de arcosas (Figura 63a; Pettijohn et al., 1972; Herron, 1988; Wimmenauer, 1984). Así, la mayoría de las rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias varían entre pelitas y grauvacas pelíticas, con un par de muestras en los campos de grauvaca y cuarzo-grauvaca, respectivamente (Figura 63a). La relación TiO_2/Zr ha sido usada para discriminar químicamente entre lutitas y areniscas (García et al., 1994), donde valores más altos corresponden con lutitas (bajas concentraciones de Zr) y valores más bajos con areniscas. Así mismo, la relación Al_2O_3/SiO_2 sería más alta en las composiciones pelíticas con respecto a las

psamíticas. En el diagrama de la Figura 63b las muestras varían entre composiciones lutíticas (QMc-01, LH-05A, LH-01) y de arenisca (STPD-6, PET-02, QLl-04).

Aunque la composición de la fuente es típicamente el factor dominante que controla la composición de las rocas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985), los procesos secundarios entre los que se incluyen meteorización, transporte y diagénesis también afectan la composición. Por lo tanto, la mineralogía y geoquímica de los metasedimentos reflejan la composición de los perfiles de meteorización de la roca fuente, en vez de la roca fuente por sí misma (Nesbitt et al., 1996; Ohta y Aray, 2007). En este sentido, el índice químico de alteración o CIA de Nesbitt y Young (1982; Ecuación 34) se usa para estimar la intensidad de la meteorización en el área fuente. Los valores de CIA para las lutitas típicamente varían entre 70 a 75 y refleja las proporciones de muscovita, illita y esmectita derivadas de una fuente moderadamente meteorizada, mientras que las rocas ígneas frescas generalmente tienen CIA <55. El CIA de las rocas metavolcaniclásticas del Complejo Iglesias varía entre 47 y 57 y el de las rocas pelíticas-psamíticas entre 54 y 75, sugiriendo que la intensidad de meteorización química de las áreas fuentes es poca a moderada.

La meteorización química de rocas metasedimetarias clásticas también puede estimarse en el diagrama A-CN-K de la Figura 63c. Las rocas se grafican en una línea aproximada que une las composiciones de plagioclasa-illita en las pelíticas-psamíticas, o plagioclasa-caolinita en el caso de las metavolcaniclásticas. Esto sugiere que las abundancias relativas de estos elementos están influenciadas por la alteración de la plagioclasa en el área fuente (Dostal y Keppie, 2009), sugiriendo así que la roca fuente era más rica en plagioclasa que en feldespato-K (composiciones intermedias). No se observan variaciones entre el feldespato-K y las composiciones de illita o esmectita.

En el diagrama FMW de Ohta y Aray (2007; Figura 63d) también se pueden estimar las composiciones de las rocas fuentes proyectando de manera aproximada la tendencia de las rocas desde el vértice W (grado de meteorización química) hasta la línea que representa las composiciones ígneas sin alteración. Así, las rocas pelíticas-psamíticas tanto de Los Andes de Mérida como de otros fragmentos corticales perigondwánicos pudieron tener fuentes con composición dacítica y andesítica, de carácter calco-alcalino, en tanto que las metavolcaniclásticas pudieron tener fuentes con composición de andesita calco-alcalina a basalto de arco volcánico. En el diagrama de Suttner y Dutta (1986) la madurez química de las rocas es variable y posiblemente las condiciones paleoclimáticas fueron semi-áridas a húmedas.

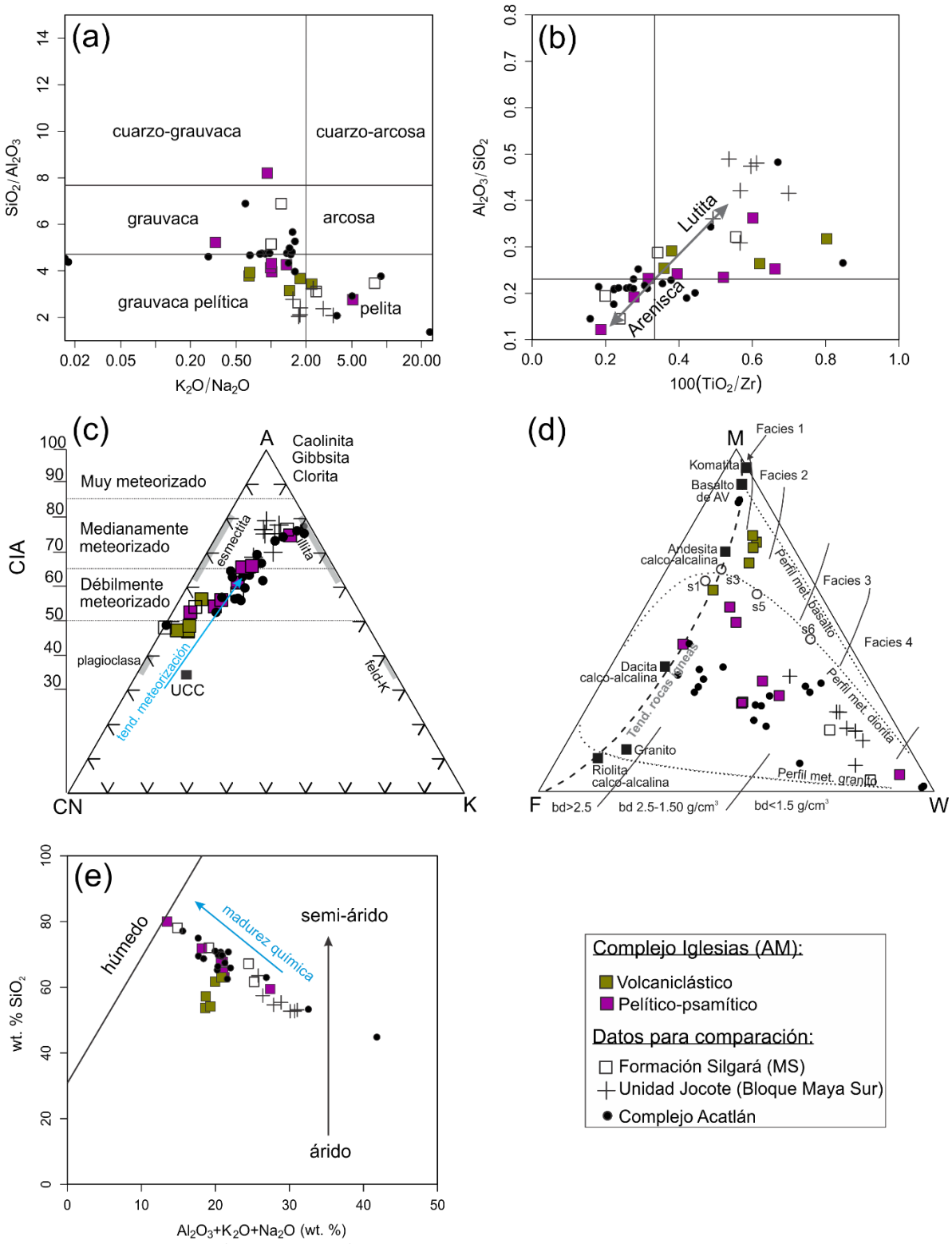


Figura 63. (a) Diagrama K_2O/Na_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 de Wimmenauer (1984) para distinción de pelitas y distintos tipos de areniscas. (b) Diagrama 100 × (TiO_2/Zr) vs. Al_2O_3/SiO_2 de Garcia et al. (1994) para distinguir tendencias pelíticas de arenáceas. (c) Diagrama A-CN-K de Nesbitt y Young (1982) e índice de alteración química (CIA). (d) Diagrama FMW de Ohta y Aray (2007). (e) Diagrama $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ vs SiO_2 para estimar la madurez química y paleoclimas (Suttner y Dutta, 1986). La naturaleza y cálculo de los vértices en (c-d) se describen en el pie de la Figura 45. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017).

En los procesos de meteorización, transporte y mezcla de diferentes fuentes, el contenido de elementos insolubles como Al, Ti y Zr puede variar, pero las proporciones relativas entre ellos se transfieren desde la fuente hasta los sedimentos sin ninguna modificación (García et al., 1994). Por ello, un diagrama triangular Al-Ti-Zr puede dar indicios de los procesos de escogimiento. Las rocas pelíticas-psamíticas del Complejo Iglesias forman un arreglo linear entre composiciones lutíticas ricas en Al_2O_3 y arenáceas más ricas en Zr, por la concentración de zircón en las fracciones más pesadas (García et al., 1994; Figura 64a).

Algunas relaciones de elementos traza compatibles e incompatibles, tales como La/Th, La/Sc y Th/Co se han usado para discriminar proveniencias de las rocas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985; Floyd y Leveridge, 1987; Cullers, 2002; Grizelj et al., 2007). Así, Th/Sc cercano a 1 es típico de la corteza continental y Th/Sc de aproximadamente 0.6 sugiere componentes máficos en la fuente (Grizelj et al., 2007). En el diagrama de la Figura 64b, las rocas pelíticas-psamíticas tienen una afinidad de corteza continental, mientras que las rocas metavolcaniclásticas incorporaron componentes de rocas máficas. Esto es consistente con la relación de Hf vs La/Th, la cual sugiere que las rocas tienen fuentes ácidas a mixtas y también con las relaciones La/Sc y Th/Co, que indican una composición de las fuentes silícea para la mayoría de las muestras, con tendencia a básica para las rocas metavolcaniclásticas (Figura 64c-d).

Adicionalmente, las relaciones entre elementos traza inmóviles Zr/Sc vs. Th/Sc (Figura 64e) también indican una fuente félsica para metapelitas y metapsamitas, mientras que las rocas metavolcaniclásticas tienen fuentes intermedias a máficas. La relación Al_2O_3/TiO_2 también es útil para distinguir entre fuentes máficas y félsicas (Girty et al., 1996), donde las rocas con $Al_2O_3/TiO_2 < 14$ posiblemente se hayan derivado de rocas máficas, mientras que relaciones entre 19-28 pueden ser indicativas de fuentes graníticas. Para todas las rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias, las relaciones Al_2O_3/TiO_2 están entre 14 y 41 (Tabla 18 en Anexos), indicando fuentes ácidas a intermedias.

Las características geoquímicas de las rocas sedimentarias también son clave para determinar el ambiente tectónico de depositación (Bhatia, 1983; Bhatia y Crook, 1986). Tres diagramas de discriminación se muestran en la Figura 65. Dos de ellos fueron construidos con funciones discriminates basadas en óxidos mayoritarios y minoritarios, para rocas con $SiO_2 > 63$ wt. %, que serían las pelíticas-psamíticas y $SiO_2 < 63$ wt. %, correspondiente a las de protolito volcaniclástico (Figura 65a-b, respectivamente). Estos diagramas indican que las metavolcaniclásticas tienen afinidad con ambientes de rift, mientras que las demás rocas podrían ser de arco. En el diagrama SiO_2 vs. K_2O/Na_2O las rocas muestran ambientes transicionales entre margen pasivo y margen continental activo.

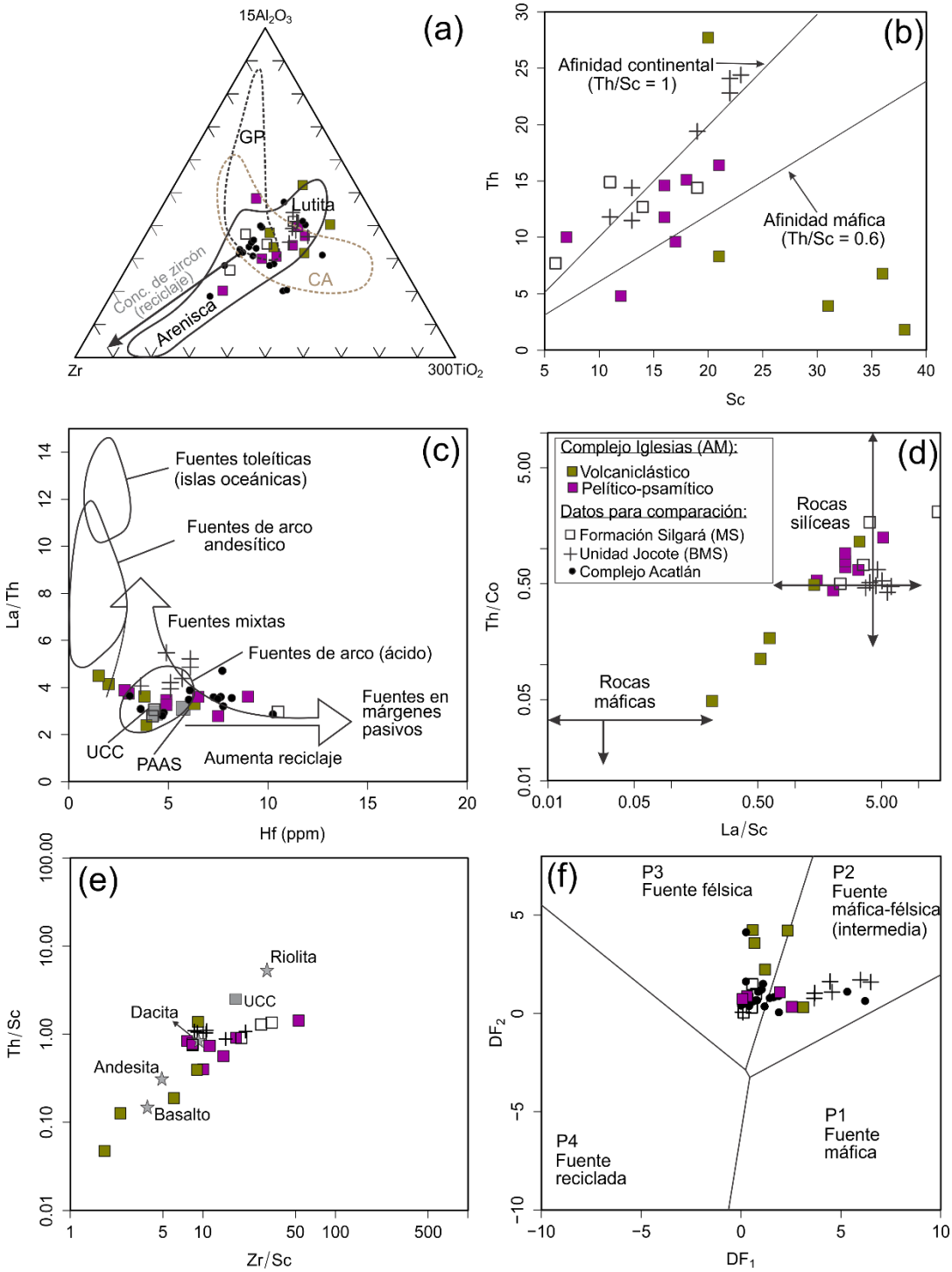


Figura 64. (a) Diagrama Al-Zr-Ti de García et al. (1994). CA: rocas calcoalcoalcalinas, GP: granitoides peraluminosos (Dostal y Keppie, 2009). (b) Diagrama Sc vs. Th con relaciones entre estos elementos que indican afinidad con corteza continental o máfica (Grizelj et al., 2007). (c) Diagrama Hf vs. La/Th para discriminación composicional de fuentes (campos de Floyd y Leveridge, 1987). (d) Diagrama Th/Co vs. La/Sc que distingue entre fuentes silíceas y máficas (Cullers, 2002). (e) Diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc que muestra una tendencia de arco magmático (McLennan et al., 1993). (f) Diagrama DF1 vs. DF2 de Roser y Korsch (1988) para discriminación de fuentes. DF1: $-1.773*(TiO_2) + 0.607*(Al_2O_3) - 0.760*(Fe_2O_3^T) - 1.500*(MgO) + 0.616*(CaO) + 0.509*(Na_2O) - 1.224*(K_2O) - 9.090$. DF2: $0.445*(TiO_2) + 0.070*(Al_2O_3) - 0.250*(Fe_2O_3^T) - 1.142*(MgO) + 0.438*(CaO) + 1.475*(Na_2O) - 1.426*(K_2O) - 6.861$. Se grafican muestras de rocas metasedimentarias con afinidad perigondwánica, en el Macizo de Santander (MS), Bloque Maya Sur (BMS) y Complejo Acatlán (Dostal y Keppie, 2009; Ortega-Obregón et al., 2010; González-Guzmán et al., 2016a; Mantilla-Figueroa et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017).

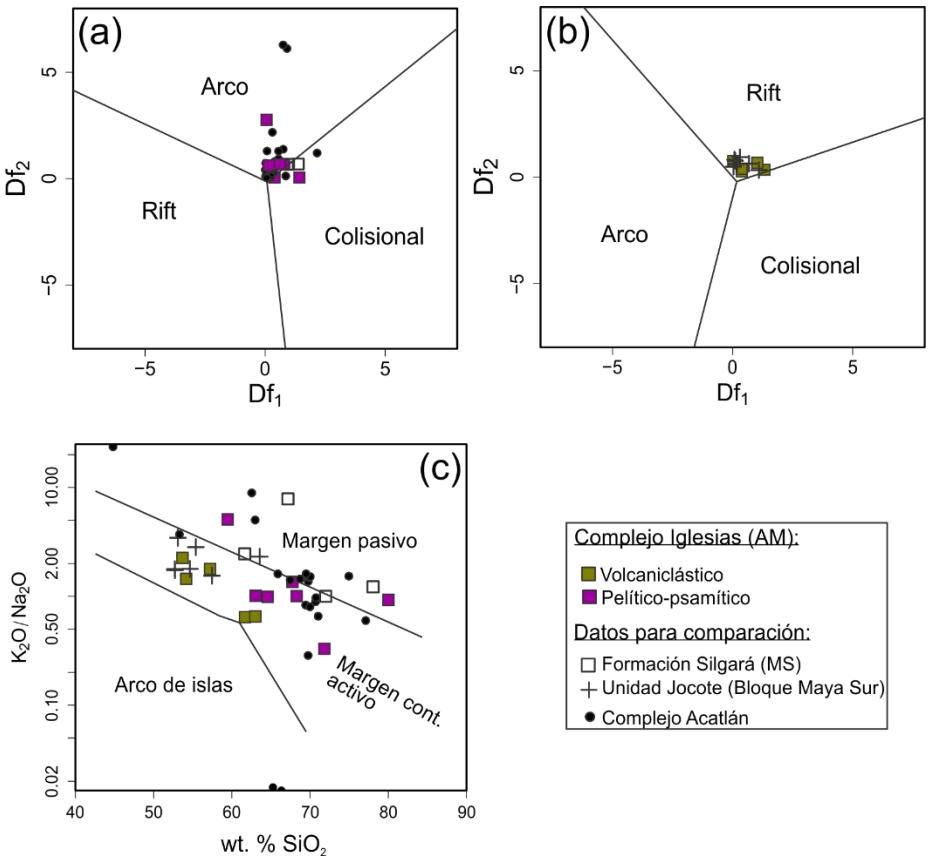


Figura 65. Diagramas de discriminación tectónica para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias. (a) Diagrama multidimensional de funciones discriminante DF1 vs. DF2 de Verma y Armstrong-Altrin (2013) para rocas con alto sílice (>63 y ≤95 wt. % recalculado libre de agua). Las funciones discriminantes son las siguientes (todos los óxidos recalculados libres de agua), **DF1:** -0.263 × ln(TiO_2/SiO_2) + 0.604 × ln(Al_2O_3/SiO_2) – 1.725 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) + 0.660 × ln(MnO/SiO_2) + 2.191 × ln(MgO/SiO_2) + 0.144 × ln(CaO/SiO_2) - 1.304 × ln(Na_2O/SiO_2) +0.054 ×ln(K_2O/SiO_2) - 0.3303 × ln(P_2O_5/SiO_2) + 1.588; **DF2:** -1.196 × ln(TiO_2/SiO_2) + 1.064 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 0.303 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) + 0.436 × ln(MnO/SiO_2) + 0.838 × ln(MgO/SiO_2) - 0.407 × ln(CaO/SiO_2) + 1.021 × ln(Na_2O/SiO_2) - 1.706 × ln(K_2O/SiO_2) - 0. 126 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 1.068. (b) Diagrama multidimensional de funciones discriminante DF1 vs. DF2 de Verma y Armstrong-Altrin (2013) para rocas con bajo sílice (≥ 35 y ≤63 wt. % recalculado libre de agua). Las funciones discriminantes son las siguientes (todos los óxidos recalculados libres de agua), **DF1:** 0.608 × ln(TiO_2/SiO_2) - 1.854 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 0.299 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) - 0.550 × ln(MnO/SiO_2) + 0.120 × ln(MgO/SiO_2) + 0.194 × ln(CaO/SiO_2) - 1.510 × ln(Na_2O/SiO_2) +1.941 ×ln(K_2O/SiO_2) + 0.003 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 0.294; **DF2:** -0.554 × ln(TiO_2/SiO_2) -0.995 × ln(Al_2O_3/SiO_2) + 1.765 × ln(Fe_2O_3t/SiO_2) – 1.391 × ln(MnO/SiO_2) - 1.304 × ln(MgO/SiO_2) + 0.225 × ln(CaO/SiO_2) + 0.713 × ln(Na_2O/SiO_2) + 0.330 × ln(K_2O/SiO_2) + 0. 637 × ln(P_2O_5/SiO_2) – 3.631. (c) Diagrama SiO_2 vs K_2O/Na_2O de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1988). Referencias de otros estudios igual a Figura 64.

Los patrones de óxidos mayoritarios y minoritarios con respecto a la arcilla australiana post-arqueana (PAAS- *Post-Archean Australian Shale*) de las rocas de protolito pelítico-psamítico muestran al menos 3 tipos de tendencias (Figura 66a): (1) muestras LH-05A y STPD-56 con anomalías positivas de Ca, Na y negativas de K, (2) muestras LH-01, QLl-04 y PET-02 que tienen anomalía positiva de Na, pero negativa de Ca y K, y (3) la muestra QMc-01, que tiene la anomalía de Ca más negativa. Estas diferencias se deben a que las rocas protolito pudieron contener cantidades variables de plagioclasa, feldespato potásico y de la fracción de arcillas. Los elementos traza compatibles e incompatibles normalizados según PAAS (Figura 66b) tienen una tendencia un poco más regular, con anomalía positiva de Cr y negativa de V y Nb para

todas las muestras. Los elementos LILEs (p. ej., Rb, Cs, Ba) tienen más variaciones, mientras que Zr, La y Hf tienen concentraciones similares al PAAS, pero hay anomalías ligeramente positivas a negativas en las muestras. Una muestra, QMc-01 (pelítica-psamítica), tiene anomalías negativas marcadas de Rb y Co, lo cual puede reflejar la ausencia de fases máficas y de feldespato potásico. Th, Ta y Pb son muy similares a la composición de PAAS y no tienen mucha variación entre las distintas muestras. El patrón de REE normalizado a PAAS (Figura 66c) tiene la típica forma relativamente plana, sin anomalías de Ce o Eu (Eu/Eu* entre 0.91 y 1.12), con ligero fraccionamiento de la LREEs con respecto a HREEs, variando $(La/Yb)_N$ entre 0.8 y 1.7. $(La/Sm)_N$ varía entre 0.8 y 1.0 indicando poco fraccionamiento de las LREE, pero las HREE están un poco más fraccionadas con $(Gd/Yb)_N$ de 1.0 a 1.5. La ΣREE para las metapelitas y metapsamitas varía entre 169.2 y 267.8 ppm.

En la normalización de las rocas de protolito volcaniclástico con respecto a los condritos (Figura 66d), las LREEs están moderadamente fraccionadas, con enriquecimiento de LREE sobre las HREEs ($(La/Yb)_N$ entre 3.9 y 16.0). Para las peliticas psamíticas, el fraccionamiento es un poco menor, con $(La/Yb)_N$ en el rango de 8.0 a 11.3. El fraccionamiento de las LREEs también es moderado, siendo la relación $(La/Sm)_N$ de 2-5 aproximadamente. Las HREE son relativamente planas para ambos grupos de roca con $(Gd/Yb)_N$ entre 1.4 y 2.1. También Las anomalías de Eu son ligeramente negativas o pueden estar ausentes (Eu/Eu* varía entre 0.6 y 1.0). Dado que las REE posiblemente no se modificaron durante procesos secundarios, podrían reflejar que la fuente de las rocas estaba fraccionada (composición félsica-intermedia). Las diferencias sutiles entre los patrones pueden deberse a variaciones en la composición de la fuente, escogimiento de minerales y disolución de cuarzo, aunque es posible que la meteorización química de la plagioclasa haya afectado la magnitud de las anomalías de Eu (p. ej., Dostal y Keppie, 2009). La normalización de los elementos traza con respecto al manto primitivo en las rocas metasedimentarias es parecida a la de la corteza continental superior (Figura 66e), caracterizada por enriquecimiento en elementos LILEs en relación a HFSEs, en conjunto con anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti y positivas de Pb y Th. Las metavolcaniclásticas tienen anomalías positivas ligeras de La y Ce, mientras que las peliticas-psamíticas tienen anomalías positivas en LILEs como Rb y U.

Los datos geoquímicos de las rocas metapelíticas-metapsamíticas en el Complejo Iglesias sugieren que representan una amplia variedad de sedimentos clásticos, que tienen variable grado de selección, madurez e intensidad de meteorización. Se derivaron de distintas fuentes, con una composición félsica a intermedia (granodiorítica). Las rocas metavolcaniclásticas incorporaron además material posiblemente andesítico-basáltico.

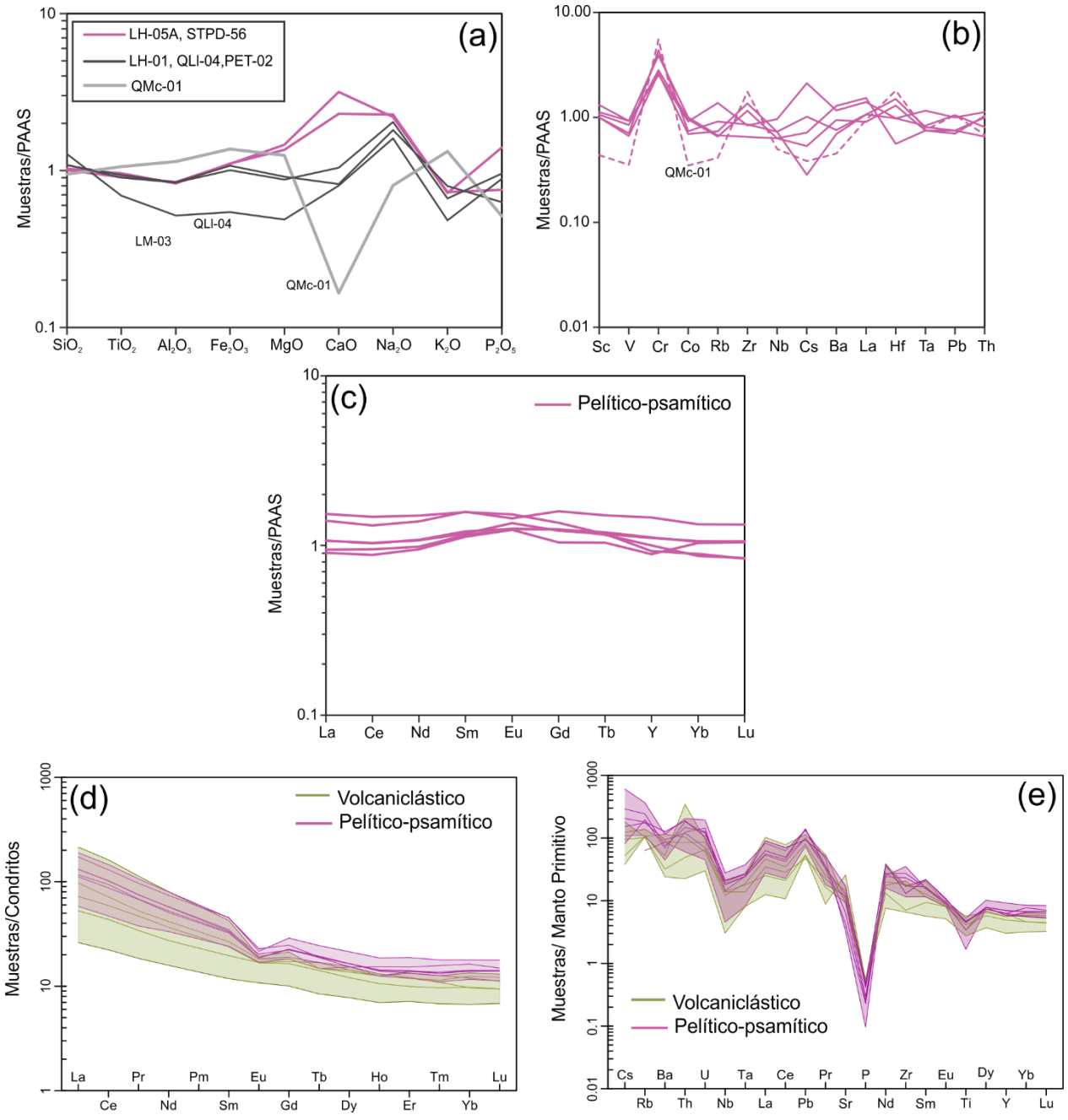


Figura 66. (a) Diagrama de óxidos mayoritatios y minoritarios normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (b) Abundancia de elementos traza normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (c) Abundancia de elementos de tierras raras (REE) normalizados a PAAS de las rocas metapelíticas y metapsamíticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985). (d) y (e) abundancias de REE y elementos traza, respectivamente, normalizados a al manto primitivo de McDonough y Sun (1995) de las rocas metapelíticas-metapsamíticas y volcaniclásticas del Complejo Iglesias (normalización según Taylor y McLennan, 1985).

5.2 Isotopía Sm-Nd y Lu-Hf

El resumen de los datos isotópicos para las rocas analizadas se presenta en la Tabla 16 (datos completos en Tablas 21 y 22 de los Anexos). El cálculo de relaciones iniciales $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{176}Hf/^{177}Hf$, así como los respectivos εNd_t y εHf_t fue realizado para t = 500 Ma para rocas metasedimentarias, anfibolitas en paragneises, ortogneises biotíticos y metagranitoide CM-01, t = 460 Ma para ortogneises de hornblenda y anfibolitas que los intrusionaron y t = 230 Ma para el metagranitoide CM-09. Al igual que en la sección anterior, en los diagramas de isotopía presentandos se grafican datos de estudios previos en Los Andes de Mérida y también de otros fragmentos de corteza que pudieron estar adyacentes en el NW de Gondwana, como el Macizo de Santander, Complejo Acatlán y Bloque Maya.

Las rocas magmáticamente más primitivas en el Complejo Iglesias son las anfibolitas que tienen $\varepsilon Nd_{500\text{-}460Ma}$ entre +1.4 y +7.0. Sin embargo, varias muestras de anfibolitas en paragneises tienen una composición isotópica de Nd más cortical, con εNd entre +0.85 y –7.6 (Figura 67a), lo cual sugiere variables grados de contaminación con corteza antigua o con venas anatécticas de leucosoma. Los ortogneises de hornblenda varían en un rango de –3.8 a +2.4 de εNd_{460Ma}. Las relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$ en las anfibolitas varía ampliamente entre 0.1234 y 0.2198, mientras que dicha relación en los ortogneises de hornblenda varían en un rango de 0.1092 a 0.1612.

Los ortogneises de biotita tienen εNd_{500Ma} de –7.0 y –6.2, con bajas relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$, de 0.1158 y 0.1239 (Figura 67b), en comparación con los ortogneises hornbléndicos. También los metagranitoides tienen valores negativos en la notación epsilón (–7.6 a –3.9), siendo la relación $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0.0784 para el metagranitoide CM-09 y 0.1522 para la muestra CM-01, lo que sugiere distintas fuentes en la corteza para estos cuerpos ígneos. Las líneas de evolución de Nd (Figura 68) de algunas anfibolitas y ortogneises hornbléndicos muestran edades modelo del manto empobrecido ($T_{DM(Nd)}$; Liew y Hoffmann, 1988) mesoproterozoicas de ~1.3-1.1 Ga para ambos grupos de roca. Se puede apreciar también la tendencia subparalela al CHUR de otro grupo de anfibolitas y que los ortogneises de biotita tienen edades modelo de manto empobrecido restringidas en el Paleoproterozoico (~ 1.7 Ga).

Las rocas metasedimentarias tienen valores negativos de εNd_{500Ma}, entre –4.0 a –1.0 para las metavolcaniclásticas y en el rango de –12.8 a –4.1 para las metapelitas-metapsamitas. La mayoría de las muestras tienen edades de residencia cortical ($T_{DM(Nd)}$) entre ~1.7 Ga y 1.3 Ga. Sin embargo, hay dos rocas (QMc-01 y PET-02) que tienen una edad de residencia cortical paleoproterozoica de ~2.3 Ga (Figura 69), las cuales se corresponden con paragneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos-sillimaníticos-muscovíticos, en

los que la sillimanita ocurre en agregados lenticulares asociada con pseudomorfos de cordierita; esta textura sólo ocurre en estas muestras y es posible que el protolito sean pelitas muy ricas en aluminio.

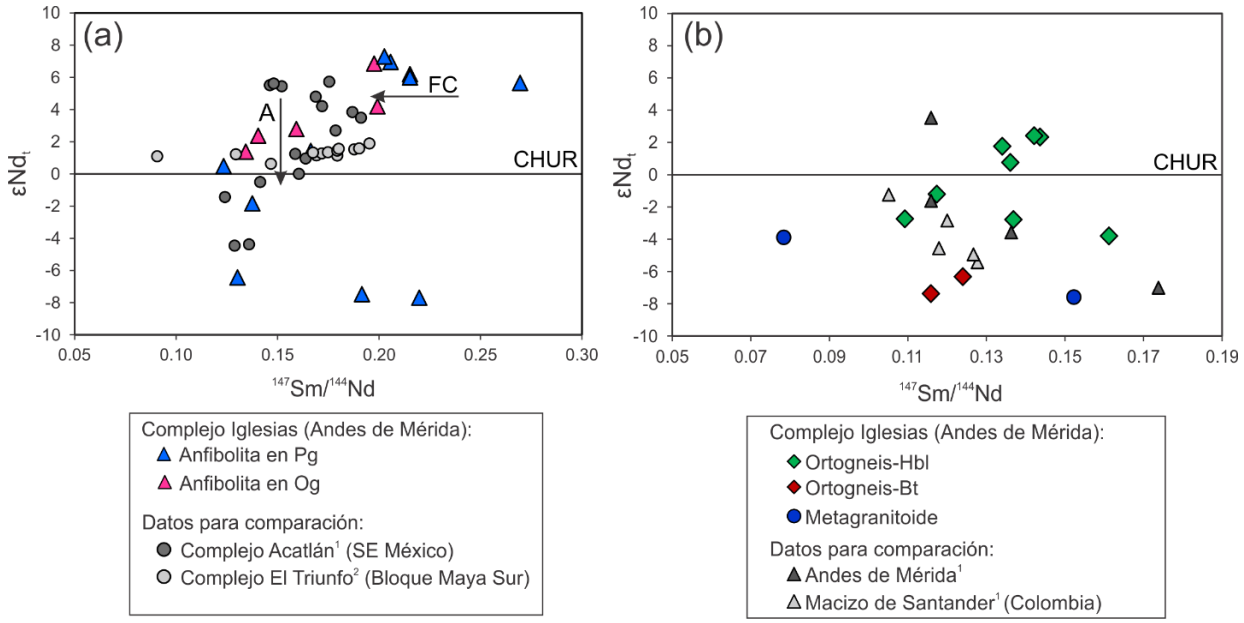


Figura 67. Diagrama εNd_t vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ para anfibolitas (a) y ortogneises y metagranitoides (b) del Complejo Iglesias. FC: Cristalización fraccionada; A: Asimilación. Para comparación, se grafican datos publicados de otros fragmentos corticales perigondwánicos. Datos CHUR de Bouvier et al. (2008; detalles en Tabla 4, Capítulo 2) En (a): (1) Keppie et al., 2016; Ortega-Obregón et al., 2010. (2) González-Guzmán et al. (2016a). En (b): (1) van der Lelij (2013). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

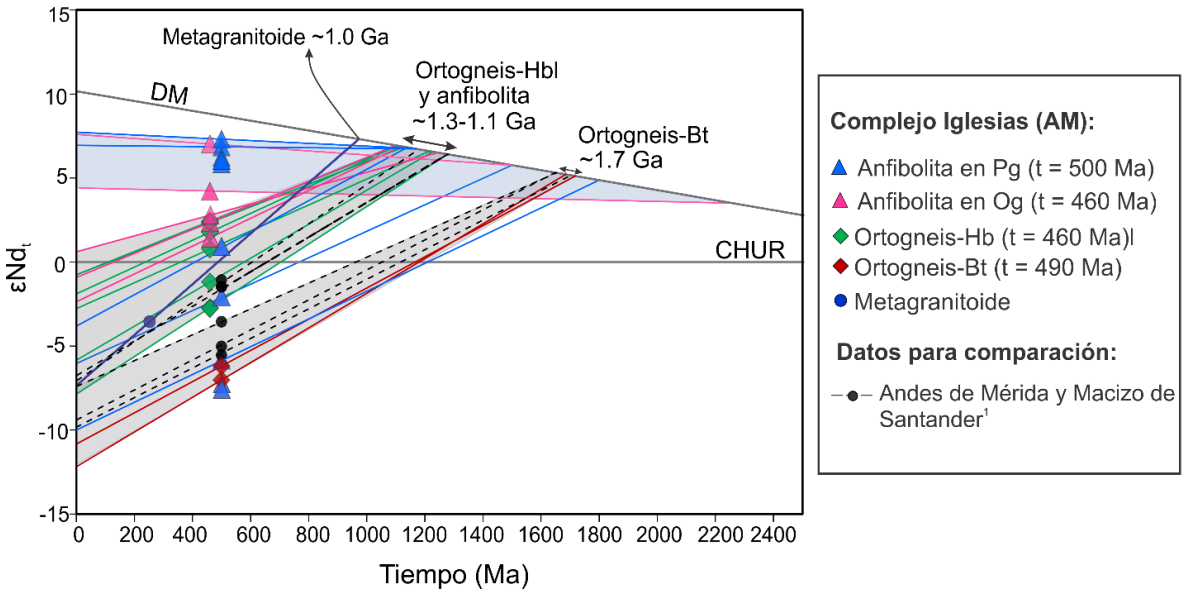


Figura 68. (a) Diagrama εNd_t vs. tiempo (Ma) que muestra las líneas de evolución de Nd para rocas metaígneas del Complejo Iglesias. Datos CHUR de Bouvier et al. (2008) y del manto empobrecido (DM) de Liew y Hoffman (1988). Detalles de los valores de CHUR y DM se pueden consultar en la Tabla 4, Capítulo 2. Se grafican datos de ortogneises en Los Andes de Mérida y Macizo de Santander, para comparación (van der Lelij, 2013; van der Lelij et al., 2018). Pg: Paragneis; Og: Ortogneis.

Tabla 16. Resumen de datos isotópicos Sm-Nd y Lu-Hf en roca total, para muestras del Complejo Iglesias.

			Datos Sm–Nd							Datos Lu–Hf						
Muestra	**Tipo de roca**	**t (Ma)[a]**	**Sm (ppm)**	**Nd (ppm)**	**$^{147}Sm/^{144}Nd$**	**$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$**	**$^{143}Nd/^{144}Nd_t$[b]**	**εNd_t[c]**	**T_{DMNd} (Ga)[d]**	**Lu (ppm)**	**Hf (ppm)**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**$^{176}Hf/^{177}Hf \pm 2\sigma$**	**$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[b]**	**εHf_t[e]**	**T_{DMHf} (Ga)[f]**
QG-25	Ortogneis-Hbl	460	7.6	31.9	0.1436	0.512592 ± 27	0.512167	+2.3	1.13	-	-	-	-	-	-	-
QM-02	Ortogneis-Hbl	460	11.9	44.6	0.1612	0.512331 ± 31	0.511845	–3.8	-	0.63	1.60	0.05615	0.282899 ± 24	0.282415	–2.9	-
LM-04	Ortogneis-Hbl	460	4.5	20.0	0.1361	0.512489 ± 35	0.512079	+0.8	1.22	0.37	2.07	0.02559	0.282802 ± 30	0.282581	+3.0	1.74
GLR-02c	Ortogneis-Hbl	460	3.2	17.8	0.1092	0.512229 ± 29	0.511900	–2.7	1.28	0.23	3.66	0.00897	0.282842 ± 18	0.282403	–3.3	1.34
QG-07	Ortogneis-Hbl	460	3.9	17.4	0.1334	0.512534 ± 33	0.512130	1.8	1.11	0.45	5.27	0.01338	0.282723 ± 21	0.282608	+4.4	1.06
CH-01c	Ortogneis-Hbl	460	4.8	24.9	0.1173	0.512332 ± 35	0.511979	-1.2	1.23	0.37	5.0	0.0196	0.282693 ± 30	0.282602	+3.8	0.94
MG-14	Ortogneis-Hbl	460	5.6	23.7	0.1421	0.512592 ± 32	0.512164	2.4	1.11	0.30	3.30	0.01296	0.282722 ± 17	0.282610	+4.4	1.05
QG-11	Ortogneis-Hbl	460	4.2	18.5	0.1368	0.512310 ± 56	0.511898	-2.8	1.56	0.62	2.68	0.03299	0.287724 ± 26	0.282495	–2.0	-
SB-0405	Ortogneis-Bt	500	6.2	32.5	0.1158	0.512008 ± 26	0.511629	–7.0	1.68	0.36	3.90	0.01316	0.282375 ± 32	0.282252	–7.7	1.78
SDB-01	Ortogneis-Bt	500	13.4	65.6	0.1240	0.512077 ± 28	0.511671	–6.2	1.72	0.45	2.87	0.02224	0.282481 ± 31	0.282272	–7.0	2.41
QP-04	Anfibolita en Pg[1]	500	5.7	17.3	0.1975	0.512986 ± 33	0.512339	6.9	1.17	0.89	2.72	0.04661	0.283024 ± 27	0.282587	+4.5	-
QLI-02a	Anfibolita en Pg	500	5.5	16.5	0.2026	0.513026 ± 33	0.512362	7.3	1.16	0.29	2.46	0.01658	0.283053 ± 23	0.282898	+15.5	0.42
QP-06	Anfibolita en Pg	500	4.1	11.5	0.2153	0.513013 ± 35	0.512308	6.3	-	0.32	1.79	0.02547	0.283121 ± 26	0.282882	+15.0	0.43
LH-08	Anfibolita en Pg	500	3.0	10.9	0.1663	0.512602 ± 36	0.512057	1.4	1.59	0.31	1.96	0.02256	0.282838 ± 26	0.282626	+5.5	1.14
SDB-07	Anfibolita en Pg	500	2.2	5.4	0.2695	0.513170 ± 30	0.512287	5.8	-	0.41	1.70	0.03440	0.283049 ± 24	0.282726	+9.1	1.54
QP-03	Anfibolita en Pg	500	3.9	11.7	0.2152	0.513002 ± 29	0.512298	6.1	-	0.59	2.50	0.03366	0.282993 ± 20	0.282677	+7.3	1.83
MG-07A	Anfibolita en Pg	500	10.7	53.2	0.1302	0.512103 ± 30	0.511676	-6.10	1.80	0.33	11.15	0.00422	0.282346 ± 26	0.282310	-6.6	1.36
QP-07	Anfibolita en Pg	500	5.0	24.5	0.1234	0.512436 ± 31	0.512032	0.9	1.14	0.25	5.87	0.00607	0.282625 ± 26	0.282573	+2.7	0.92
MG-07B	Anfibolita en Pg	500	2.1	6.9	0.1915	0.512232 ± 49	0.511604	-7.5	-	0.20	0.45	0.06338	0.282871 ± 30	0.282277	-6.84	-
LH-02	Anfibolita en Pg	500	1.0	4.4	0.1376	0.512337 ± 87	0.511886	-2.0	1.52	0.10	0.82	0.01739	0.282766 ± 32	0.282603	4.71	1.16
STPD-14	Anfibolita en Pg	500	4.4	12.9	0.2198	0.512317 ± 26	0.511597	–7.6	-	0.29	0.81	0.05106	0.282872 ± 28	0.282393	–2.7	-
CM-08	Anfibolita en Og[2]	460	5.9	22.4	0.1592	0.512662 ± 27	0.512182	+2.8	1.25	0.41	1.89	0.03094	0.282920 ± 28	0.282653	+5.6	2.15
GLR-02b	Anfibolita en Og	460	4.2	18.0	0.1404	0.512584 ± 29	0.512161	+2.4	1.10	0.22	0.92	0.03344	0.282958 ± 31	0.282670	+6.2	2.82
SDB-02	Anfibolita en Og	460	4.2	7.4	0.2056	0.513019 ± 34	0.512399	7.03	-	0.35	1.27	0.03865	0.283077 ± 27	0.282715	+9.1	-
SDB-03	Anfibolita en Og	460	2.9	4.3	0.1992	0.512856 ± 27	0.512256	4.23	-	0.57	2.39	0.033837	0.283052 ± 35	0.282735	+9.8	-

Cont. Tabla 16. Resumen de datos isotópicos Sm-Nd y Lu-Hf en roca total, para muestras del Complejo Iglesias.

			Datos Sm–Nd							Datos Lu–Hf						
Muestra	**Tipo de roca**	**t (Ma)[a]**	**Sm (ppm)**	**Nd (ppm)**	**$^{147}Sm/^{144}Nd$**	**$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$*** **	**$^{143}Nd/^{144}Nd_t$[b]**	**εNd_t[c]**	**T_{DMNd} (Ga)[d]**	**Lu (ppm)**	**Hf (ppm)**	**$^{176}Lu/^{177}Hf$**	**$^{176}Hf/^{177}Hf \pm 2\sigma$*** **	**$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[b]**	**εHf_t[e]**	**T_{DMHf} (Ga)[f]**
GLR-02d	Anfibolita en Og	460	9.3	45.6	0.1316	0.512099 ± 33	0.512113	1.4	1.12	0.70	4.70	0.02124	0.282707 ± 24	0.282524	+1.0	1.43
CM-01	Metagranitoide	500	1.1	4.6	0.1521	0.512114 ± 98	0.511615	–7.3	-	0.22	1.22	0.02572	0.282662 ± 26	0.282421	–1.7	-
CM-09	Metagranitoide	230	4.0	33.2	0.0784	0.512254 ± 25	0.512136	–3.9	0.97	0.08	5.64	0.00202	0.282652 ± 28	0.282643	+0.1	0.84
STPD-56	Paragneis PS*	500	6.3	33.3	0.1223	0.512070 ± 23	0.511669	–6.2	1.70	0.37	4.81	0.01097	0.282417 ± 26	0.282314	–5.5	1.56
LH05A	Paragneis PS	500	7.8	46.2	0.1042	0.512118 ± 34	0.511763	-3.89	1.37	0.42	3.49	0.01716	0.282616 ± 26	0.282455	-0.5	1.38
PeT-02	Paragneis PS	500	7.8	41.1	0.1301	0.511786 ± 33	0.511342	-12.11	2.33	0.43	7.63	0.00804	0.282188 ± 24	0.282113	-12.6	1.69
QMc-01	Paragneis PS	500	10.2	53.5	0.1240	0.511740 ± 234	0.511317	-12.60	2.26	0.63	4.94	0.01819	0.282455 ± 20	0.282284	-6.6	1.83
LMch-02	Paragneis VC	500	5.1	25.2	0.0774	0.512340 ± 30	0.511938	-1.0	1.28	0.40	5.36	0.01064	0.282490 ± 24	0.282390	-2.8	1.30
LMx-02	Paragneis VC	500	7.4	45.4	0.0900	0.512110 ± 22	0.511785	-4.0	1.32	0.47	5.36	0.01251	0.282643 ± 30	0.282526	2.0	1.10
QP-02	Paragneis VC**	500	2.4	10.3	0.1501	0.512425 ± 27	0.511933	-1.1	1.60	0.22	1.90	0.01651	0.282662 ± 24	0.282507	1.3	1.24
MG-11	Paragneis VC	500	3.8	15.5	0.1163	0.512358 ± 39	0.511871	-2.3	1.72	0.62	4.02	0.02200	0.282529 ± 23	0.282323	-4.8	2.23
QG-15	Paragneis VC	500	4.3	20.2	0.0685	0.512299 ± 23	0.511873	-2.3	1.46	0.29	1.46	0.02827	0.282762 ± 22	0.282497	1.3	2.40

[1] Pg: Paragneis. [2] Og: Ortogneis.

* PS: Protolito pelítico-psamítico. ** VC: Protolito volcaniclástico. *** Error es dos veces la desviación estándar en los últimos dígitos de la relación isotópica.

a. Mejor edad, de acuerdo a la edad $^{238}U/^{206}Pb$ en zircón y posterior interpretación de datos.

b. Se usaron las edades de (a) para el cálculo de valores iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{176}Hf/^{177}Hf$.

c. Epsilon Nd (εNd_t) es la desviación de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra en relación al Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR) por 10^4. Para el cálculo, se utilizaron los siguientes valores para el presente en CHUR: $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$ (Bouvier et al., 2008).

d. Las edades modelo de manto empobrecido de Sm-Nd (T_{DMNd}) se calcularon (para $^{147}Sm/^{144}Nd < 0.16$) usando los valores para el presente en el DM: $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM} = 0.219$ y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}$ 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988). $\lambda^{147}Sm = 6.54x10^{-12}\ a^{-1}$ (Lugmair y Marti, 1978).

e. Epsilon Hf (εHf_t) es la desviación de $^{176}Hf/^{177}Hf$ de la muestra en relación al Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR) por 10^4. Para el cálculo, se utilizaron los siguientes valores para el presente en CHUR : $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282785$ y $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0336$ (Bouvier et al., 2008).

f. Las edades modelo de manto empobrecido de Lu-Hf (T_{DMHf}) se calcularon (para $^{176}Lu/^{177}Hf < 0.05$) usando los valores para el presente en el DM: $^{176}Hf/^{177}Hf_{DM} = 0.283224$ (Vervoort et al., 2000) y $^{176}Lu/^{177}Hf_{DM} = 0.03836$ (Weber et al., 2012), considerando $\lambda^{176}Lu = 1.867x10^{-11}\ a^{-1}$ (Söderlund et al., 2004; Scherer et al., 2001).

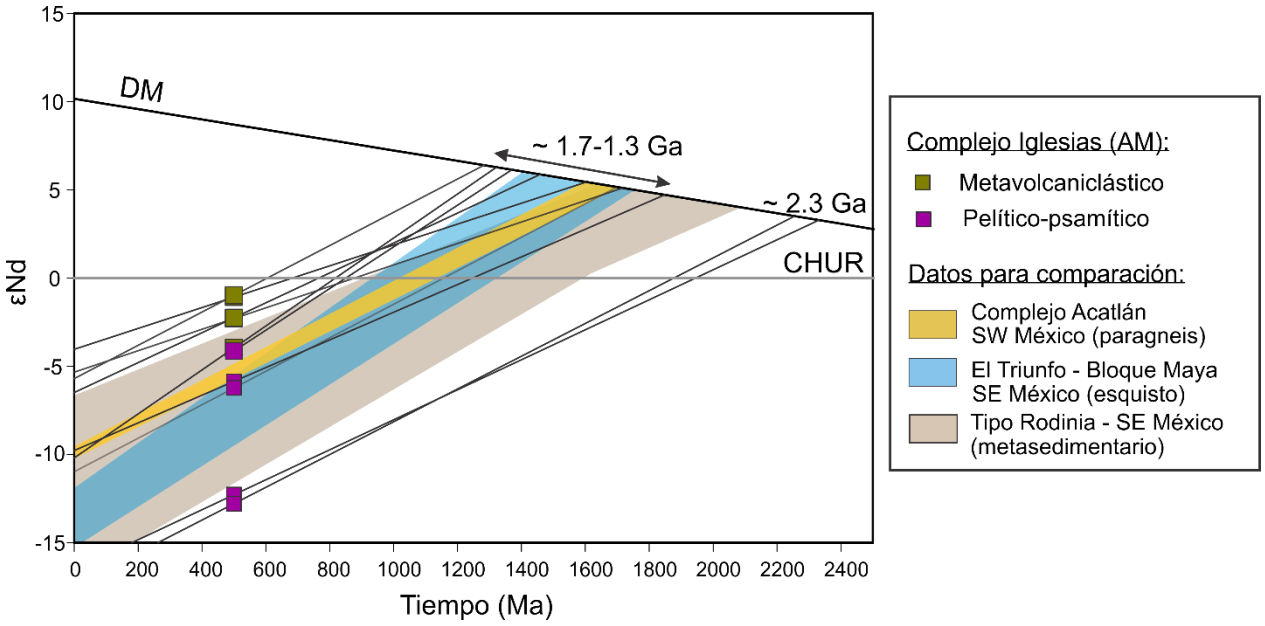


Figura 69. (a) Diagrama εNd_t vs. tiempo que muestra las líneas de evolución de Nd para rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias, con campos de rocas en el SW de México. Complejo Acatlán: Ortega-Obregón et al., 2010. Complejo El Triunfo: González-Guzmán et al. (2016a). Basamento tipo Rodinia-SW México, Complejo Guichicovi (Bloque Maya): Weber y Köhler (1999). Datos CHUR de Bouvier et al. (2008) y del manto empobrecido (DM) de Liew y Hoffman (1988). Detalles de los valores de CHUR y DM se pueden consultar en la Tabla 4, Capítulo 2.

La correlación de los datos isotópicos iniciales de Nd-Hf (Figura 70a) sugiere que la mayoría de las anfibolitas y parte de los ortogneises hornbléndicos siguen el arreglo del manto, con valores positivos para la notación epsilon. Un grupo de muestras de los ortogneises hornbléndicos y los ortogneises de biotita se correlacionan bien con el arreglo terrestre, lo que sugiere fuentes corticales para dichas rocas. Algunas anfibolitas variablemente contaminadas siguen el arreglo terrestre o grafican fuera de éste. Las muestras de metagranitoides (CM-09 y CM-01), así como la anfibolita STPD-14 están también fuera del arreglo terrestre, lo que indica un ^{176}Hf radiogénico mayor en comparación con el ^{143}Nd correspondiente en la tendencia terrestre, sugiriendo así un enriquecimiento de HREEs en la fuente. En las zonas de subducción este enriquecimiento de HREE generalmente proviene de sedimentos marinos profundos (arcillas) ricos en Lu que estuvieron involucrados en la generación de magma (p. ej., Woodhead et al., 2001; Nebel et al., 2011b; Vervoort et al., 2011).

$\varepsilon Hf_{500\text{-}460Ma}$ para anfibolitas la mayoría de anfibolitas varía entre +1.0 y +15.5, con tres muestras con valores negativos entre –6.08 y –2.7 (contaminadas con corteza). Las relaciones $^{176}Lu/^{177}Hf$ para las rocas máficas varían en un rango amplio entre 0.017 a 0.063. Los valores de ε-t son negativos a positivos para los ortogneises de hornblenda (εHf_{460Ma} de –3.8 a +2.4) y $^{176}Lu/^{177}Hf$ está entre 0.011 y 0.056, que son valores cercanos a una corteza continental félsica a intermedia (p. ej., Bea et al., 2018). Los ortogneises de biotita tienen εHf_{500M}a de ~ –7.0 y una relación $^{176}Lu/^{177}Hf$ de 0.013-0.022. El metagranitoide CM-09 tiene un valor

cercano a CHUR para εHf_{230Ma} (+0.1), mientras que CM-01 tiene $\varepsilon Hf_{230Ma} = -1.7$. Mayores diferencias en la fuente de los metagranitos se reflejan en una relación $^{176}Lu/^{177}Hf$ de 0.026 para CM-01 y apenas 0.002 para CM-09. Esta última muestra tiene mucho fraccionamiento de REE, con un enriquecimiento muy marcado de LREE con respecto a HREE con una baja concentración de Lu (0.07 ppm).

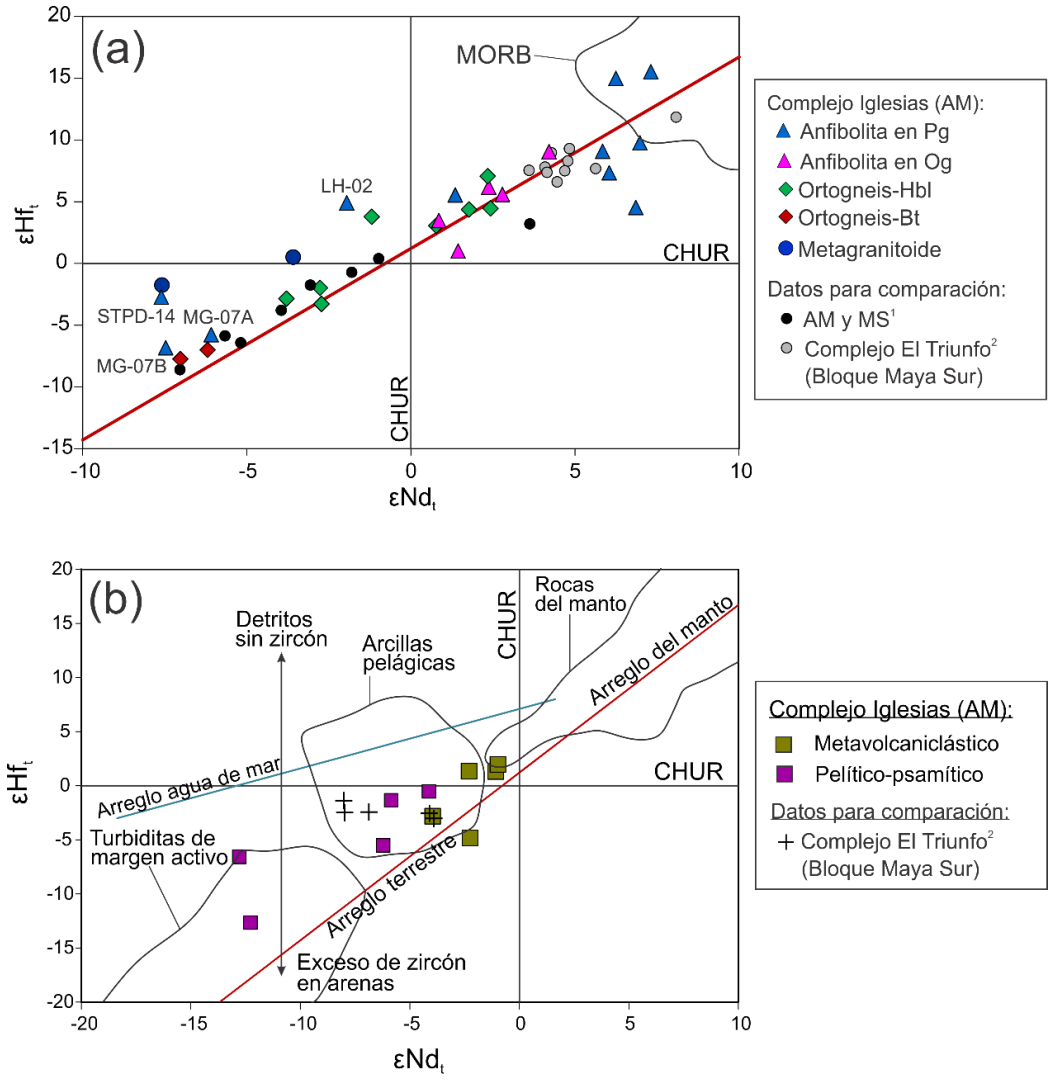


Figura 70. Diagrama εNd_t vs. εHf_t para rocas metaígneas (a) y rocas metasedimentarias (b) del Complejo Iglesias. Campos en (b) son de González-Guzmán et al. (2016a). En (a) se grafica la composición típica de los basaltos tipo MORB (Nowell et al., 1998 y referencias allí). El arreglo manto-terrestre y del agua de mar son de Vervoort et al. (2011). Los valores de CHUR son de Bouvier et al. (2008). Campos en (b) modificados de Vervoort et al. (1999, 2011) y González-Guzmán et al. (2016a). Datos de Andes de Mérida (AM) y Macizo de Santander (MS): van der Lelij (2013). Complejo El Triunfo (Bloque Maya Sur): González-Guzmán et al. (2016a).

Las edades modelo de manto empobrecido ($T_{DM(Hf)}$; Vervoort et al., 2004) para las anfibolitas enriquecidas y ortogneises hornbléndicos está entre ~1.7 Ga y ~0.9 Ga, siendo considerablemente más antigua en los ortogneises biotíticos, entre ~2.1 y ~1.8 Ga. Estas edades modelo están bien correlacionadas con las obtenidas en el sistema isotópico Sm-Nd, exceptuando una muestra de ortogneis biotítico con granate

(SDB-01) que da una edad modelo unos 300 Ma más antigua con respecto al Nd (~1.8 Ga – T_{DMNd}; ~2.1 Ga – T_{DMHf}). Los metagranitoides tienen edades modelo prácticamente igual para Nd y Hf, siendo de ~2.3 Ga para CM-01 y ~1.0 Ga para CM-09.

Los paragneises con protolito pelítico-psamítico muestran valores también negativos en εHf_{500Ma} de –12.6 a –0.5 (Figura 70b) y relaciones $^{176}Lu/^{177}Hf$ entre 0.08 y 0.018, típicos de rocas corticales. Como es esperado, los paragneises de origen volcaniclástico tienen relaciones $^{176}Lu/^{177}Hf$ un poco más altas (0.010 - 0.028) y valores mixtos entre negativos y ligeramente positivos para ε-t (–4.8 a +2.0). Las edades de residencia cortical para el Hf en las muestras pelíticas-psamíticas son de ~1.8-1-4 Ga y para las volcaniclásticas ~1.3-1.1 Ga, siendo muy similares en los dos sistemas isotópicos. Así, las edades de residencia cortical de Nd y Hf sugieren fuentes promedio de edad Paleoproterozoico Tardío a Mesoproterozoico Tardío para las rocas metasedimentarias.

En un diagrama εNdt vs. εHft, las rocas metasedimentarias se desvían del arreglo εHfi-εNdi (Figura 70b) reflejando un fraccionamiento químico diferente de Sm-Nd y Lu-Hf en los procesos sedimentarios en el agua de mar, lo cual produce diferencias isotópicas en los sedimentos (Vervoort et al., 1999, 2011; Chen et al., 2013). Las rocas metavolcaniclásticas están entre los campos de rocas del manto, reflejando el componente ígneo intermedio a máfico que contienen, y arcillas pelágicas, donde estas últimas están entre el arreglo de agua de mar y el arreglo εHfi-εNdi. El arreglo de agua de mar está definido por la composición isotópica de nódulos de Fe-Mn (Vervoort et al., 1999, 2011). Las rocas con protolito pelítico-psamítico están en el campo de arcillas pelágicas y turbiditas de margen activo. En estas últimas se concentra el zircón detrítico, por lo que tienen menos ^{176}Hf radiogenico (cuadrante abajo y a la izquierda en la Figura 70b).

5.2.1 Correlación Lu-Hf en roca total vs. Lu-Hf en zircón

Las composiciones iniciales de isótopos de Hf de la mayoría de las alícuotas de roca roca total son estadísticamente indistinguibles de las medidas en granos de zircón de la muestra correspondiente (Figura 71), lo que indica que el Hf se encuentra principalmente en el zircón, el cual cristalizó en un magma en equilibrio isotópico (en el diagrama de la Figura no se muestra el metagranioide CM-09 pero εHft en el zircón es +0.1 en roca total y en zircón varía entre – 0.4 a +2.8). Sin embargo, hay algunas excepciones. La alícuota en roca total de la anfibolita GLR-02b tiene composiciones isotópicas iniciales más agotadas (εHft ~ +2.4) con respecto a las relaciones isotópicas en los granos de zircón, que son significativamente menos radiogénicas. Esto puede explicarse por (1) Hf radiogénico alojado en una fase mineral diferente del zircón

(p. ej., ilmenita), (2) los granos de zircón fueron asimilados de la corteza durante la intrusión o anatexis, o (3) el zircón se precipitó de fundidos anatécticos con Hf menos radiogénico. Interpretaciones similares también pueden ser válidas para la muestra QG-25 de ortogneis hornbléndico, que además tiene $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ muy similar a las anfibolitas enriquecidas GLR-02b y CM-08. En dos muestras de ortogneis hornbléndico, QM-02 y LM-04, la composición isotópica inicial de Hf es más empobrecida en los zircones con respecto a las alícuotas de roca total (Figura 71), lo cual indicaría que los zircones tienen una fuente más juvenil que la roca que los alberga. Desde el punto de vista geológico, ésto no tiene explicación, por lo que es posible que se haya realizado una corrección subestimada de ^{176}Yb en el ^{176}Hf en los zircones de estas muestras (Ecuación 19, Capítulo 2), lo que resultó en una relación $^{176}Hf/^{177}Hf$ medida más alta.

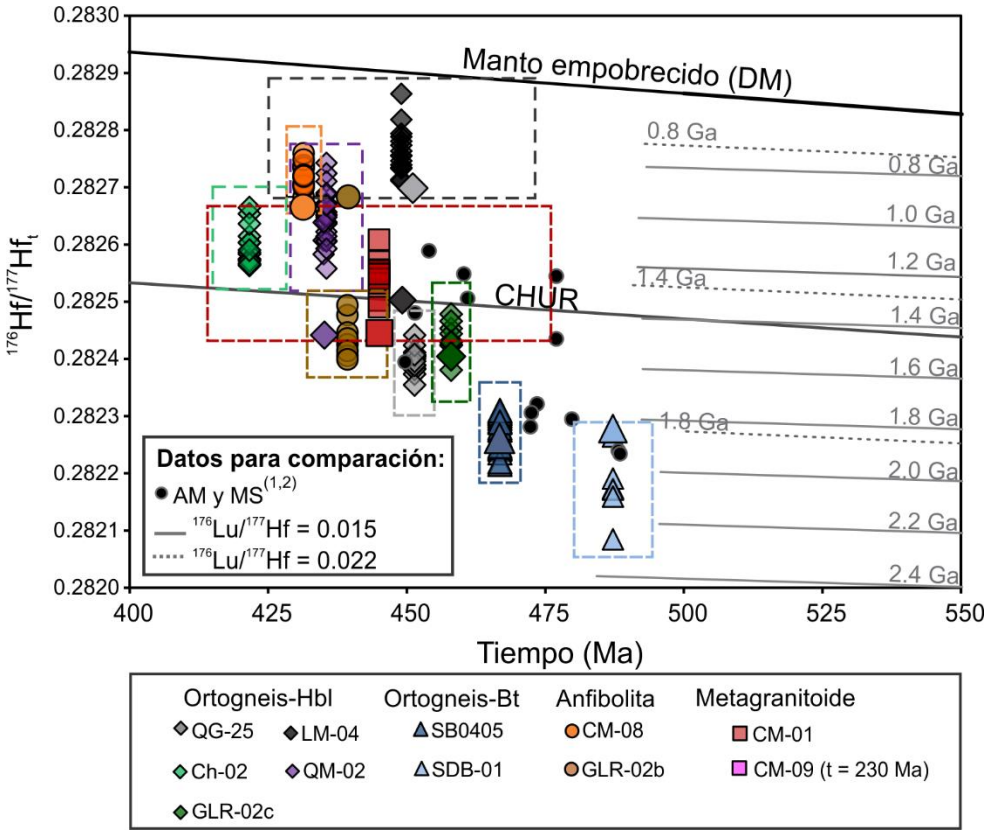


Figura 71. Diagrama $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ vs. tiempo para zircones en muestras de roca del Complejo Iglesias, representados por símbolos con transparencia, comparados con la composición de la alícuota de roca total, representada por el símbolo relleno del mismo color. La composición isotópica de Hf está corregida a la correspondiente edad de Concordia U– Pb (sólo Paleozoico Temprano). Las líneas de evolución de la corteza para diferentes edades modelo TDM(Hf) se trazaron asumiendo $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.015 (Vervoort et al., 1999; Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005; líneas grises continuas) y $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.022 (Zhang et al., 2006; líneas grises punteadas). Los rectángulos de error incluyen un error 2σ en la edad U-Pb y el rango completo de composición isotópica de Hf en los zircones, con sus respectivos errores estándar. Para comparación, se inlcuyen datos de ortogneises de Los Andes de Mérida (AM) y del Macizo de Santander (MS): (1) van der Lelij (2013) y (2) Mantilla-Figueroa et al. (2012).

Capítulo 6. Discusión y conclusiones

6.1 El origen de las anfibolitas en el Complejo Iglesias

El origen de las anfibolitas en paragneises del basamento de Los Andes de Mérida es ambiguo entre ígneo y sedimentario, y la deformación y anatexis de las rocas dificulta la resolución de esta controversia. La mayoría de las anfibolitas del Complejo Iglesias son lentes constituidos primordialmente por anfíbol y plagioclasa, con epidota, cuarzo, titanita y óxidos de Fe-Ti, pudiendo presentarse clinopiroxeno de manera local, lo cual podría indicar un origen ígneo. Si en la asociación mineralógica en equilibrio aumenta la proporción de biotita, cuarzo y plagioclasa, entonces se favorece un origen sedimentario para estas rocas máficas (Shaw y Kudo, 1965). La posibilidad de que estos lentes reflejen horizontes de margas en la secuencia sedimentaria original no es razonable, ya que no hay capas carbonáticas (mármoles) ni calcisilicatadas que comúnmente se asocian a estas rocas.

Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente, se infiere que los lentes verdosos que están intercalados con meta-grauvacas y otras rocas con pobre selección, pueden más bien ser de origen volcánico (tobas) o volcaniclástico (lavas o brechas volcánicas), por lo que sí incluyen un cierto componente ígneo. Si estas rocas máficas intrusionan ortogneises, como en el caso de la unidad gneis granítico de La Raya, entonces se trata de ortoanfibolitas.

6.1.1 Petrogénesis de las anfibolitas

Los valores del #Mg en las anfibolitas varía entre 22 a 57, lo que indica que los protolitos químicamente representan magmas evolucionados en vez de primitivos. Las correlaciones positivas entre Cr y Ni vs. MgO sugieren que el magma que dio origen a los protolitos de las anfibolitas pudo experimentar grados variables de cristalización fraccionada de olivino o piroxeno, mientras que las anomalías débiles de Eu y Sr puede implicar que el fraccionamiento de plagioclasa es poco significativo.

La geoquímica en roca total y la isotopía Nd-Hf indican que todas las anfibolitas tienen un carácter toleítico y son subalcalinas. La contaminación de los magmas basálticos que intrusionaron ortogneis es evidente en un mayor contenido de SiO_2, Th, U, LILEs, LREEs, un empobrecimiento en HFSEs como Nb y Ta y εNd_t-εHf_t negativos a positivos. Esto es generalmente típico de magmas basálticos generados en ambientes de subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth et al., 1993), en los que una alta relación Th/Nb y Th/Yb indica que es posible la adición de sedimento en la cuña mantelar (Figura 72; Pearce, 1982, 1983).

Las anfibolitas en paragneises varían entre fuertemente contaminadas con material cortical y las empobrecidas en elementos incompatibles, teniendo estas últimas valores muy positivos para εNd_t - εHf_t (Figura 70a), sugiriendo una composición más primitiva. Adicionalmente, la geoquímica isotópica y los diagramas de discriminación tectónica sugieren que el componente ígneo en anfibolitas en paragneises tiene protolitos basálticos tipo N-MORB a E-MORB, mientras que en los ortogneises los diques de anfibolita son mayormente basaltos generados en arcos volcánicos o cuencas trasarco.

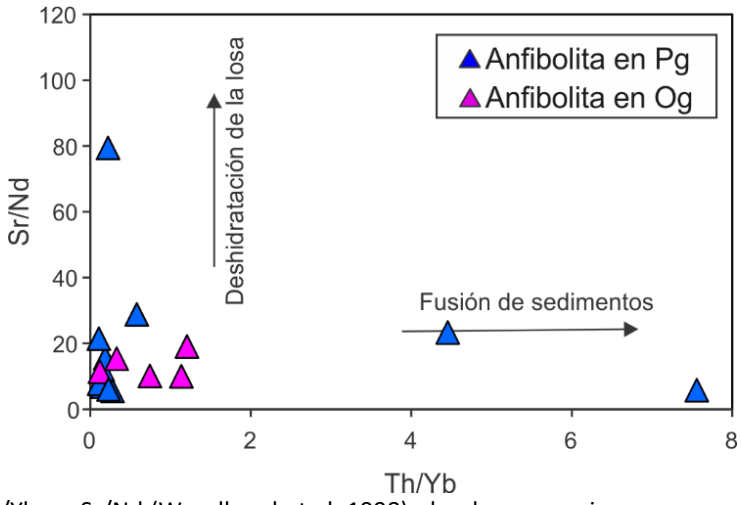


Figura 72. Diagrama Th/Yb vs. Sr/Nd (Woodhead et al.,1998), donde se aprecia que a mayores relaciones Th/Yb en las anfibolitas que cortan ortogneises, mayor contaminación con material cortical y probable adición de sedimentos al fundido en la cuña mantelar en un ambiente de subducción. Las anfibolitas intrusionando paragneises son más juveniles, con bajas relaciones Th/Nb.

Los patrones planos a levemente fraccionados en las HREE de las anfibolitas sugieren que no hay granate residual en la fuente (Maheo et al., 2009). En el diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de la Figura 73a, las muestras grafican entre las curvas modelo de fusión fraccionada (*fractional melting*) y la fusión por lotes (*batch melting*) de una peridotita con espinela. Esta inferencia se corrobora en el diagrama La/Yb vs. Dy/Yb (Figura 73b), en donde las bajas relaciones Dy/Yb y variables relaciones La/Yb sugieren una generación a poca profundidad en el manto (< 60 km), correspondiéndose con el campo de estabilidad de un manto peridotítico con espinela. Sin embargo, algunas muestras con Dy/Yb>2 grafican en líneas de mezcla entre fundidos generados a partir de peridotita de espinela y peridotita de granate, sugiriendo que la fusión parcial de estas rocas pudo ser a mayor profundidad.

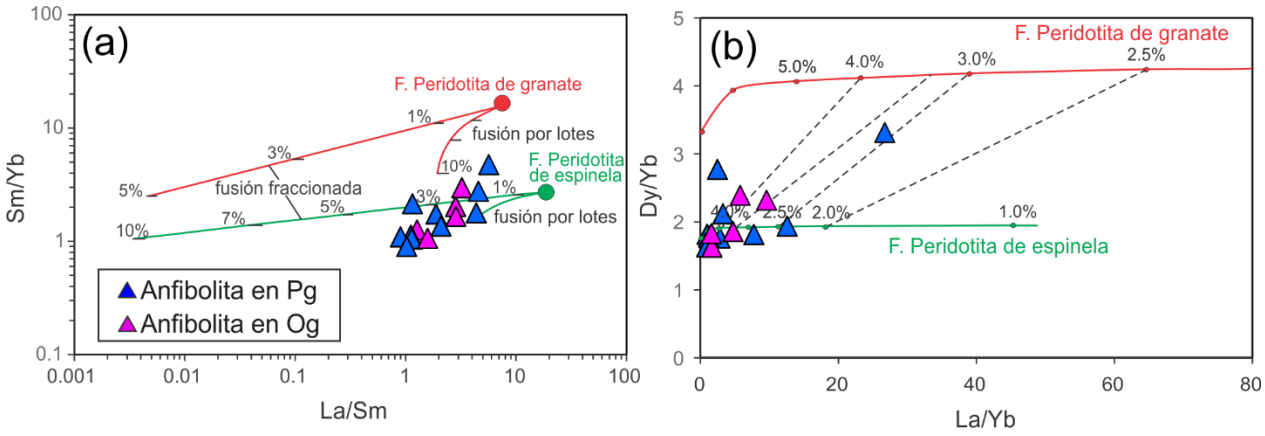


Figura 73. (a) Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb donde se muestran curvas de fusión de manto peridotítico con granate y peroditítico con espinela, según Genç y Tüysüz (2010). La composición de los elementos traza en el manto con espinela es el promedio de xenolitos peridotíticos (espinela) en basaltos alcalinos del NW de Turquía. La composición del manto peridotítico-Grt es de Ionov et al. (1993). (b) Diagrama La/Yb vs. Dy/Yb para anfibolitas del Complejo Iglesias, en donde se indican curvas de fusión parcial usando un modelo de fusión fraccionada, no modal según Jung et al. (2006). Las fuentes son peridotitas de granate y de espinela. Los números en las curvas representan los procentajes de fusión parcial.

6.2 Cronología de eventos magmáticos y metamórficos en el Complejo Iglesias

La edad de cristalización más antigua en el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida obtenida en este trabajo es de un ortogneis biotítico-granatífero de la unidad informal gneis bandeado de La Mitisús. La intrusión del protolito a 487.2 ± 7.0 Ma (2σ) fue probablemente sintectónica con un **evento metamórfico M1** durante el Ordovícico Temprano, registrado en el margen pacífico de Sur América desde Los Andes de Mérida hasta Argentina (p. ej., van der Lelij et al. 2016a; Ramos 2018). Esta edad es indistinguible, dentro de los errores analíticos, de la edad U-Pb reportada de 488.2 ± 4.3 Ma (2σ; van der Lelij et al., 2016a) para el gneis de La Mitisús. En Venezuela, este evento alcanzó condiciones metamórficas en la facies de la anfibolita superior a 466.8 ± 3.7 Ma (2σ), que es la edad de sobrecrecimientos anatécticos en zircón de un ortogneis migmatizado de La Mitisús.

La edad de cristalización del ortogneis de La Raya en el SE de la Figura 74 (U-Pb 488.5 ± 6.5 Ma, 2σ; van der Lelij et al., 2016a) es contemporánea con el gneis bandeado de La Mitisús a ~487 Ma. Pero, el apófisis localizado al NW, estudiado en este trabajo, tiene una edad de 458.0 ± 3.4 Ma (2σ), ~30 Ma más joven. Así, esta unidad, que antes era considerada parte del gneis granítico de La Raya, es reconocida en esta investigación como “ortogneis de Aracay”, utilizando para el nombre el río principal que corta estas rocas (Figura 74).

La mayoría de los ortogneises de hornblenda en el Complejo Iglesias tienen edades alrededor de los 450 Ma, obtenidas en zircones con recristalización metamórfica intensa y pérdida de Pb. Estas edades de ~450 Ma son intepretadas en términos de un segundo **evento de metamorfismo de alto grado M2** que afectó el basamento metaígneo del Ordovícico Temprano. La mejor edad estimada de cristalización para los protolitos magmáticos de los ortogneises de hornblenda es ~ 460 Ma, es decir, contemporánea con el ortogneis de Aracay, ya que los zircones de esta intrusión tienen poca recristalización.

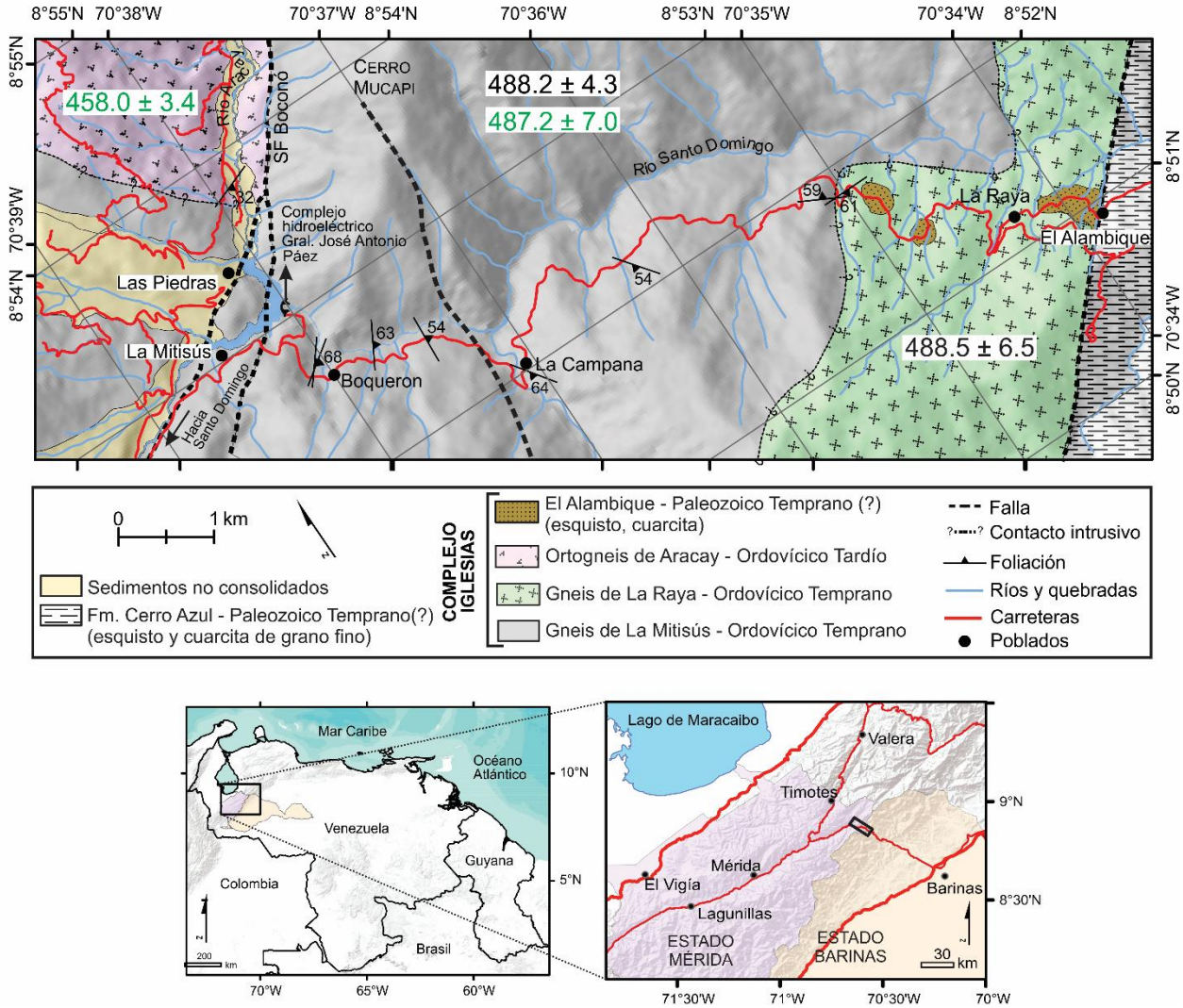


Figura 74. Mapa geológico del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). Se distinguen espacialmente varias unidades informales. Las edades U-Pb en zircón (±2σ) con fuente negra son reportadas por van der Lelij et al. (2016a) y en fuente verde son las obtenidas en este estudio. Se define así una nueva unidad, el ortogneis de Aracay, en la parte superior izquierda de la figura, que es ~30 Ma más joven que el gneis de La Raya, a la derecha. La ubicación relativa se indica en la parte inferior. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

Las estructuras internas de los zircones en rocas anfibolíticas, las edades U-Pb obtenidas y la sistemática Lu-Hf medida *in situ* en los mismos sugieren que los zircones son heredados de corteza antigua y recristalizaron durante el metamorfismo y anatexis. Así, en ausencia de una evidencia geocronológica directa de la edad de los protolitos basálticos del Complejo Iglesias, se sugiere que: (1) los lentes de anfibolita en los paragneises tienen un origen volcaniclástico (sección 6.1), estando intercalados con los protolitos pelíticos-psamíticos pre-ordovícicos y (2) magmas basálticos intrusionaron los ortogneises antes de la deformación y anatexis del evento M2 ~450 Ma, pero después de ~460 Ma que es la edad de intrusión de la roca caja.

Los sobrecrecimientos de zircon y dominios recristalizados que tienen edades entre ~435-420 Ma sugieren que ocurrió un tercer **evento de metamorfismo M3 d**urante el Silúrico. Esto particularmente se evidencia en bordes de ~420 Ma que crecieron alrededor de núcleos detríticos (> 1.0 Ga) que están parcialmente reabsorbidos, en paragneises. Se infiere un metamorfismo superimpuesto en el Mesozoico Temprano en el Complejo Iglesias a partir de edades por LA-ICPMS del Triásico Medio a ~230Ma, obtenida por concordia y en interceptos inferiores en diagramas U-Pb de concordia. Además, la relación inicial $^{176}Hf/^{177}Hf$ medida *in situ* es similar en cristales de zircon triásicos y del Paleozoico Temprano, donde los dominios triásicos tienen relaciones Th/U< 0.1. Tradicionalmente, estas bajas relaciones entre Th y U en zircón se atribuyen a recristalización metamórfica (p. ej., Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003), pero también es posible la formación de estos dominios a partir de fluidos hidrotermales (p. ej., Harley et al., 2001; Hoskin, 2005). Para resolver esta disyuntiva entre la formación de bordes triásicos debido a un evento regional tectono-termal o por procesos hidrotermales, se realizaron análisis en las superficies sin pulir de granos de zircón mediante Espectrometría de Masas de Iones Secundarios (SIMS), obteniendo así edades U-Pb y composiciones de isótopos de oxígeno de los bordes externos de los zircones, con <1µm de espesor.

Las edades de U-Pb de concordia en las superficies de zircones en tres muestras de ortogneis varían entre 256.9 ± 7.3 Ma y 241.5 ± 9.0 Ma (2σ), aunque varios análisis tienen edades del Ordovícico-Silúrico, lo que sugiere que estos dominios no perdieron Pb durante el Triásico. Los valores de $\delta^{18}O$ varían de +5.0 a +8.9 ‰, principalmente por encima del valor del manto de +5.3 ± 0.3 ‰ (Valley et al., 1998). Además, no hay una disminución significativa en la composición isotópica de oxígeno cuando se comparan los bordes de zircón triásicos con los del Paleozoico Temprano. Estos resultados implican que la formación hidrotermal de zircón no es factible y que el crecimiento de zircones con edad permo-triásica es debido a un evento metamórfico regional. Esto se corroboró con la geocronología Rb-Sr en micas y feldespatos de rocas metasedimentarias, donde las isócronas Rb-Sr indican edades de enfriamiento de 268 ± 15 Ma y 246.5 ±

6.0 Ma (2σ) para la muscovita (~500 °C), mientras que en la biotita la edad es significativamente más joven de 207.6 ± 4.7 Ma (2σ), reflejando el tiempo de enfriamiento por debajo de ~300 °C.

En el caso del metagranitoide CM-09, se obtuvo una edad de 227.9 ± 2.9 Ma (2σ) por LA-ICPMS, pero los datos obtenidos por SIMS arrojaron una edad más antigua de 256.3 ± 8.3 Ma (2σ). Estas edades difieren en unos 28 Ma, o tal vez al menos 15 Ma si se consideran las incertidumbres. No está claro por qué en zircones aparentemente magmáticos se dan estas diferencias según el método de fechamiento usado, pero es posible que durante la ablación láser se hayan perforado dominios con recristalización de manera inadvertida, obteniéndose edades más jóvenes. Por tanto, este metagranitoide posiblemente tenga una edad mínima de intrusión en el Permo-Triásico a ~256 Ma, siendo sintectónico con el evento tectono-termal bien definido para este tiempo.

6.3 Condiciones metamórficas y relaciones de deformación en el Complejo Iglesias

6.3.1 Ordovícico-Silúrico

Como se mencionó en el Capítulo 3 (sección 3.5), las texturas, asociaciones mineralógicas, la inestabilidad de la muscovita para romperse formando feldespato-K y sillimanita y la presencia de cuarzo azul (rico en Ti y exsoluciones de rutilo), sugiere que el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida alcanzó presiones medias y temperaturas de unos ~700 °C en la facies de la anfibolita superior. Durante este metamorfismo de tipo Barroviano (evento **M1**) posiblemente se formaron las foliaciones S_1 y S_2 en paragneises. La foliación S_1 se define por biotita-muscovita, que aparece alternadas con plagioclasa, feldespato-K y cuarzo que tienen bordes lobulados a amoeboides. Esta foliación S_1 comúnmente aparece crenulada como una foliación S_2. Los porfidoblastos de granate son posiblemente sin a post-tectónicos, mientras que la cianita es post-tectónica. Dado que de manera ocasional ocurre cordierita, se puede suponer que, durante su evolución metamórfica, estas rocas primero estuvieron sometidas a un incremento en la temperatura, alcanzando presiones medias en las fases finales de un evento de deformación, marcado por la blástesis de cianita post-tectónica y luego, ocurrió un descenso en la presión y la temperatura, con rompimiento parcial del granate y la biotita para formar cordierita. Estos procesos pueden representar un levantamiento bajo condiciones en la facies de la anfibolita superior, que pudo generar la fusión parcial o anatexis de las rocas.

La fusión del basamento durante el pico metamórfico en M1 a ~467 Ma por deshidratación de muscovita o biotita en ausencia de fluidos no es razonable, debido a que fases peritécticas como granate y cordierita

que son producto de las reacciones de fusión (p. ej., Clemens y Vielzeuf, 1987; Powell y Downes, 1990) no fueron identificadas en los neosomas del Complejo Iglesias. En cambio, la fusión probablemente fue facilitada por la infiltración de H_2O a partir de la cristalización de intrusiones sin-orogénicas o se derivó de reacciones subsólidas de deshidratación en pelitas de bajo grado (Yardley y Barber, 1991) en las adyacencias. Se infieren condiciones de fusión parcial similares para los ortogneises máficos en el evento M2 a ~450 Ma. Sólo fue identificado granate de <2mm de diámetro y diseminado en un leucosoma del gneis bandeado de La Mitisús. Estos porfidoblastos de granate asociados comúnmente con biotita son posiblemente post-tectónicos a M1, ya que no deforman la foliación de la roca, y se especula que pudieron formarse durante la fase progradante de M2 como producto de la reacción de clorita (¿fase de retrogresión de M1?) y cuarzo (Spear, 1993). El crecimiento de este granate pudo ser relativamente simultáneo con los porfidoblastos de granate en los ortogneises de hornblenda a ~450 Ma.

El piroxeno en los lentes anfibolíticos (Figura 23a-c) en paragneises se considera como recristalizado de un protolito con composición basáltica (¿fragmento lítico?). La formación de piroxeno como un producto de reacciones de fusión en ausencia de fluidos, o incluso fusión mediante la adición de una fase fluida externa, quizás puede descartarse, debido a que estas reacciones requieren temperaturas superiores a ~800 °C (p. ej., Aranovich et al., 2014). Tales condiciones de temperatura no son consistentes con las observaciones petrográficas en el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida.

Las texturas de rompimiento en los feldespatos (mirmequitas, simplectitas) en gneises y anfibolitas que tienen edades U-Pb en zircón silúricas (LA-ICPMS), sugieren condiciones de retrogresión y fusión por descompresión durante la exhumación, en el evento M3. En este evento tectono-termal, posibles reacciones de fusión por deshidratación de muscovita produjeron sillimanita y feldespato-K peritécticos (p. ej., Spear et al., 1999). La retrogresión conllevó a la formación de texturas simplectíticas como mirmequita, reemplazando al feldespato-K y cuarzo, y parte de la sillimanita peritéctica está reemplazada por muscovita discordante respecto a la foliación S_2 en paragneises. La textura simplectítica entre cuarzo y muscovita, asociada con mirmequitas también refleja retrogresión (p. ej., Peterman y Grove, 2010; Anenburg y Katzir, 2014), posiblemente durante el Silúrico.

6.3.2 Permo-Triásico

La foliación S_3, definida por micas reorientadas que son sub-paralelas al plegamiento axial de S_2, podría representar una fase de deformación en el Mesozoico Temprano. Además, las edades de enfriamiento Rb-Sr obtenidas en este trabajo (268 ± 15 Ma y 246.5 ± 6.0 Ma para muscovita; 207.6 ± 4.7 Ma de muscovita

y biotita) en conjunto con la recristalización y/o crecimiento de zircon metamórfico a ~250-240 Ma (fechamientos e isótopos de oxígeno por SIMS) sugieren que el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida alcanzó condiciones en la facies de esquistos verdes superior a ~250 Ma en el Pérmico Tardío-Triásico Temprano, y se enfrió desde 500 (±50) °C a 300 (±50) °C durante el Triásico, hasta unos 208 Ma, a una tasa de aproximadamente 4-5 °C/Ma (p. ej., van de Lelij et al., 2016b). Otras evidencias que corrroboran el evento tectono-termal del Permo-Triásico son:

(1) Foliación concordante en unidades del Paleozoico Temprano y Carbonífero-Pérmico (p. ej., Shagam, 1972; Kovisars, 1971, 1972; Grauch, 1975; González de Juana et al., 1980; Maréchal, 1983), lo cual indicaría una deformación simultánea en el Pérmico Tardío-Triásico.
(2) Edades de enfriamiento K-Ar y Rb-Sr entre ~290 Ma y ~200 Ma en metapelitas de la Suite Tostós y del Complejo Iglesias (Bass y Shagam., 1960; Burkley, 1976; Maréchal, 1983). También los fechamientos ^{40}Ar-^{39}Ar en hornblenda de anfibolitas del Complejo Iglesias indican dos períodos de metamorfismo durante el Triásico: uno a ~248 Ma de carácter regional y otro a ~217 Ma de contacto, este último como consecuencia de intrusiones graníticas (Brown, 2013).
(3) Exhumación del basamento cristalino entre ~258 Ma y ~200 Ma de acuerdo con la historia termal U-Pb en apatito y fechamientos $^{40}Ar/^{39}Ar$ en granitoides y rocas metamórficas del Paleozoico Temprano (van der Lelij et al., 2016b), con el correspondiente hiatus metasedimentario de ~60 Ma entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano (Laya y Tucker, 2012).
(4) Magmatismo granítico escaso entre ~250 y ~230 Ma (este estudio; van der Lelij et al., 2016a).

6.4 Correlación con otros terrenos peri-gondwánicos: ambiente tectónico, proveniencia de metasedimentos y fuentes magmáticas

La distribución de masas continentales en la Tierra durante el Paleozoico Temprano estuvo gobernada por la apertura y cierre de dos oceános, el Jápeto y el Réico. El primero de ellos se formó hace unos 600 Ma entre Laurentia y Gondwana y el segundo se formó en el Silúrico entre Laurusia y Gondwana (Figura 75; p. ej., Cocks y Torsvik, 2002; Cawood, 2005; Linnemann et al., 2008; Nance et al., 2008, 2010). El magmatismo del Paleozoico Temprano en el oeste de Gondwana está enmarcado en la orogenia Famatiniana, un margen continental activo formado por la subducción de la corteza oceánica del Oceáno Jápeto por debajo del margen oeste de Gondwana (Figura 75; p. ej., Cawood, 2005; van der Lelij et al., 2016a; Ramos 2018). Rocas del Paleozoico Temprano relacionadas a este cinturón orogénico, que probablemente se extendió por más de 7000 km, están bien documentadas en Argentina, Chile, Perú, Colombia y Venezuela (Figura 76a; p. ej., Chew et al., 2007; Mišković et al., 2009; Cardona et al., 2009; Restrepo-Pace y Cediel, 2010;

Larrovere et al., 2011; Mantilla-Figueroa et al., 2012, 2013; van der Lelij et al., 2016a; 2018; Niemeyer et al., 2018; Ramos 2018).

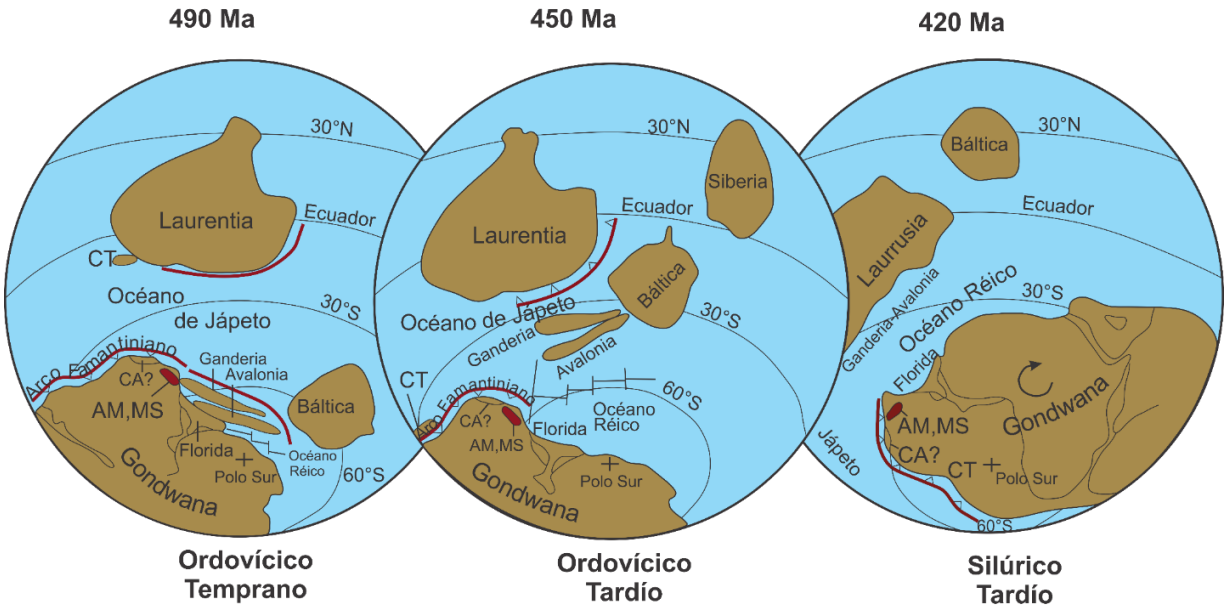


Figura 75. Reconstrucción de placas y paleogeografía para el margen Paleozoico de Gondwana, modificado de van der Lelij et al. (2016a). En rojo, se representa la localización de Los Andes de Mérida (AM) y Macizo de Santander (MS), propuesta por los autores mencionados.

Por otro lado, es aceptado que varios fragmentos corticales en el sur de México y en América Central (Figura 76b) estaban próximos al NW de Gondwana durante el Paleozoico, hasta que se separaron hasta su posición en el presente durante la ruptura de Pangea en el Triásico-Jurásico (Figura 76c; p. ej., Weber et al., 2007, 2012, 2018; Solari et al., 2011; van der Lelij et al., 2016a, 2018; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Por tanto, la evolución geológica del basamento metamórfico de Los Andes de Mérida podría estar relacionada con estos fragmentos de corteza.

La Figura 77 muestra una correlación estratigráfica pre-Mesozoica simplificada entre rocas de bloques corticales en Los Andes del Norte (Ecuador, Colombia y Venezuela) y del sur de México-América Central. Dicha correlación está basada principalmente en una revision de los datos de campo, petrológicos, geoquímica isotópica y geocronología (U-Pb en zircón) documentados en varias publicaciones (las referencias pueden consultarse en el pie de la Figura 77).

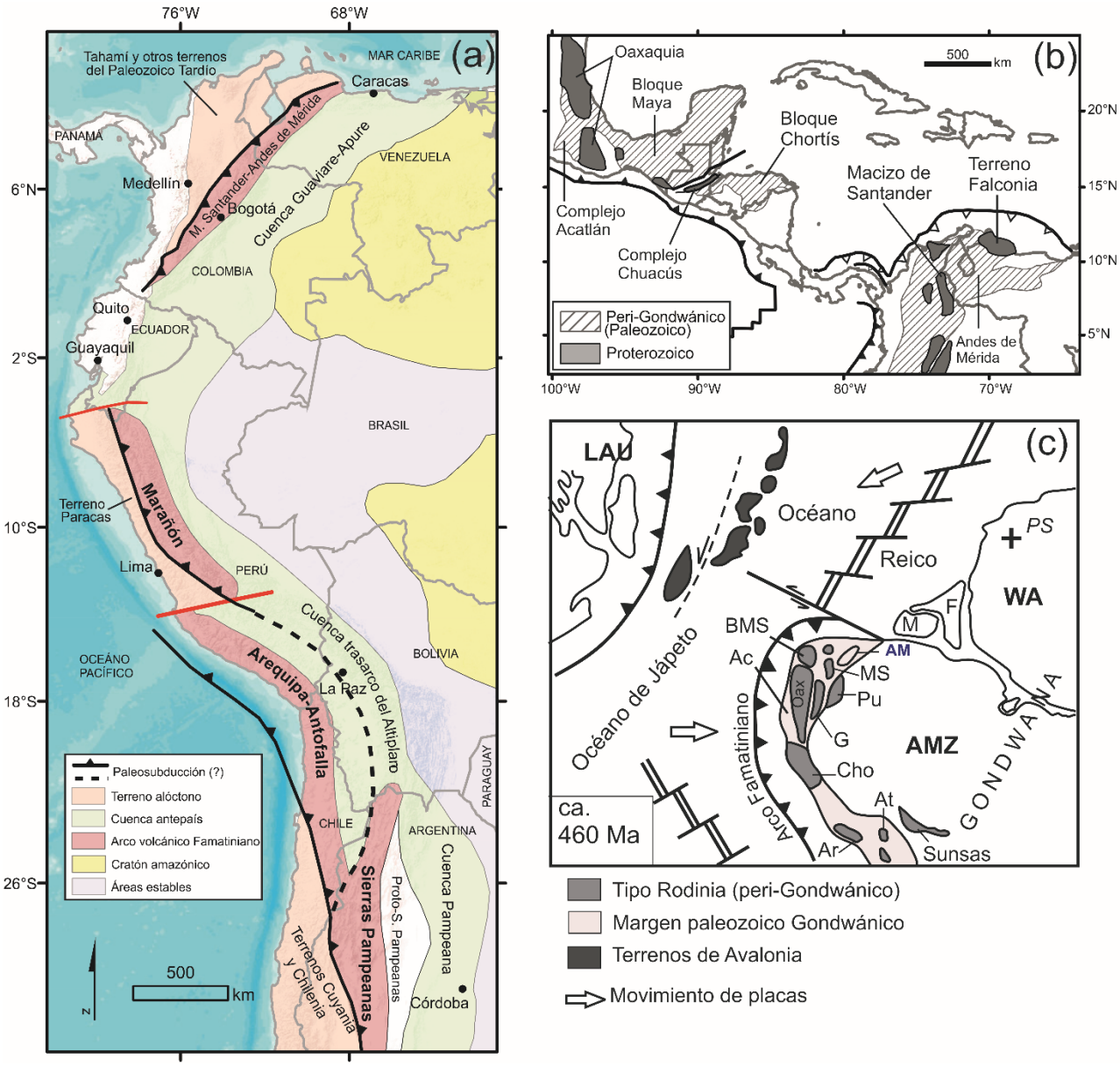


Figura 76. (a) Paleogeografía del arco magmático Famatiniano ordovícico y terrenos relacionados en el Sur de América (modificado de Ramos, 2018). (b) Distribución actual de rocas proterozoicas y paleozoicas en el norte de Suramérica, sur de México y América Central, modificado de Weber et al. (2018) y Baquero et al. (2015). (c)Reconstrucción tectónica del Ordovícico en el NW de Gondwana mostrando el arco Famatiniano, el oceáno Jápeto, la apertura del oceáno Réico al este de Los Andes de Mérida y bloques de México-América Central (modificada de González-Guzmán et al., 2016a; Weber et al., 2018) Nótese que el cratón de Amazonia (AMZ) se muestra en su posición actual en Suramérica, con el polo sur (PS) hacia el tope de la figura. Ac: Complejo Acatlán, Ar: Arequipa, At: Antofalla, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, G: Garzón, LAU: Laurentia, M: Bloque Maya, MS: Macizo de Santander, Oax: Oaxaquia, Pu: Putumayo, WA: Oeste de África.

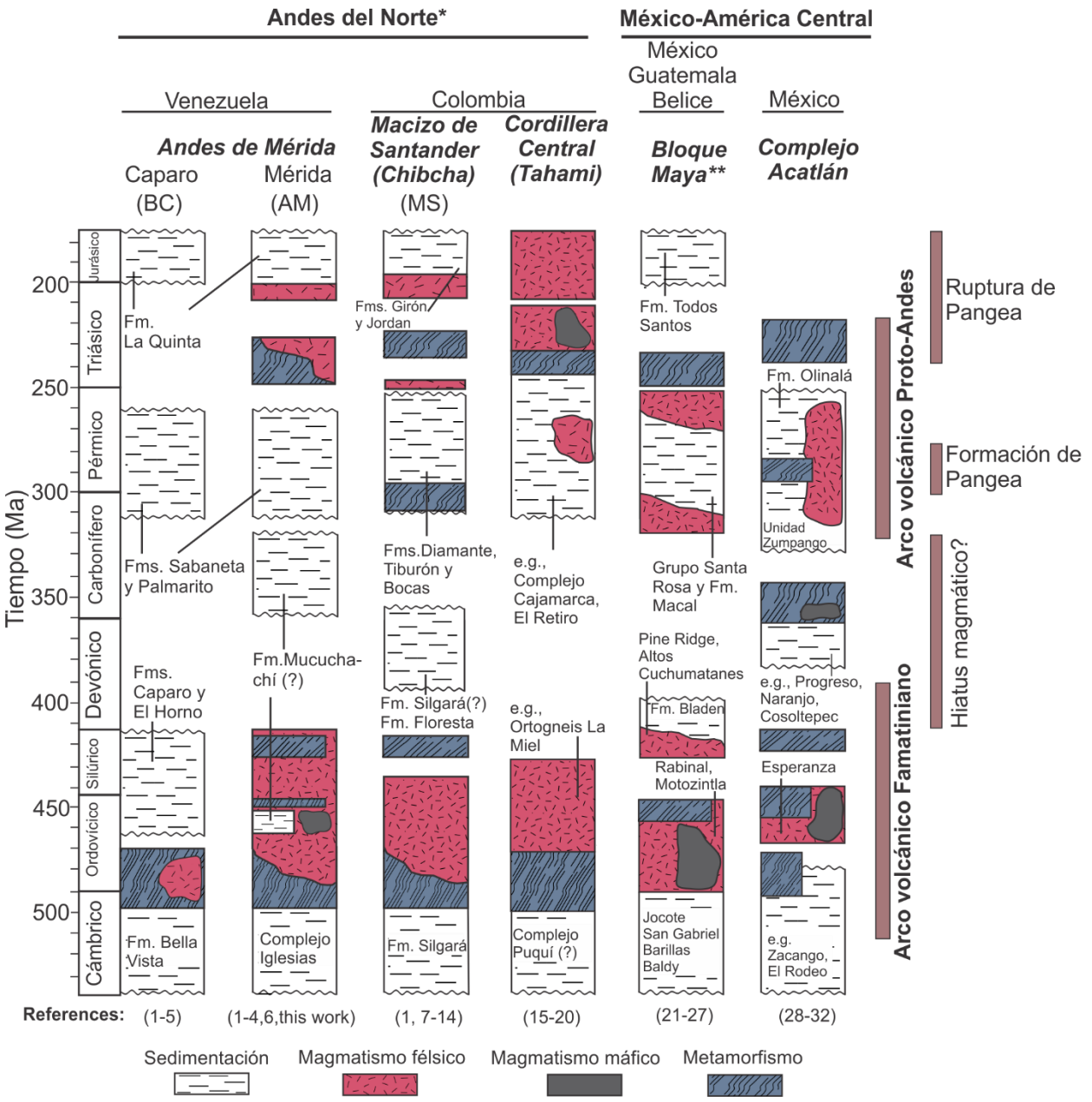


Figura 77. Correlación esquemática de Los Andes del Norte y bloques corticales en México-América Central, desde el Paleozoico hasta el Mesozoico Temprano (modicado de Maldonado et al., 2018a). *La Cordillera Oriental de Ecuador es similar a la Cordillera Central de Colombia (Litherland et al., 1994; Cochrane et al., 2014). **Magmatismo carbonífero en el Bloque Maya está documentado sólo en Guatemala. BC: Bloque Caparo, AM: Andes de Mérida, SM: Macizo de Santander. Ensamblaje y ruptura de Pangea en el NW Gondwana es de Hatcher (2010), Cochrane et al. (2014), Spikings et al. (2015, 2016) y Centeno-García (2017). Referencias: (1) van der Lelij et al. (2016a, 2016b); (2) Burkley (1976); (3) Maréchal (1983); (4) Laya y Tucker (2012); (5) Gómez (2014); (6) Javadi et al. (2011); (7) Restrepo-Pace y Cediel (2010); (8) Mantilla-Figueroa et al. (2013, 2016); (9) Castellanos et al. (2008); (10) Ríos et al. (2003); (11) Silva et al. (2004, 2005); (12) García et al. (2005); (13) Cardona et al. (2016); (14) Zuluaga et al. (2017); (15) Villagómez et al. (2011); (16) Cochrane et al. (2014); (17) Spikings et al. (2015); (18) Ordoñez-Carmona et al. (2002, 2006); (19) Vinasco et al. (2006); (20) Restrepo et al. (2011); (21) Weber et al. (2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2012, 2018); (22) Martens et al. (2010); (23) Solari et al. (2009, 2010, 2011, 2013); (24) Ratschbacher et al. (2009); (25) González-Guzmán (2016); (26) González-Guzmán et al. (2016b); (27) Estrada-Carmona et al. (2009, 2012); (28) Ortega-Obregón et al. (2009, 2010, 2013); (29) Vega-Granillo et al. (2007, 2009a, 2009b); (30) Keppie et al. (2008a, 2008b, 2010, 2012a, 2012b, 2016); (31) Kirsch et al. (2012, 2014); (32) Estrada-Carmona et al. (2016).

Es interesante que la mayoría de estos fragmentos corticales tienen rocas metamórficas del Neoproterozoico Tardío-Paleozoico Temprano que están mayormente compuestas por secuencias metasedimentarias y anfibolitas, y que este basamento fue intrusionado por magmas félsicos y máficos durante el Ordovícico-Silúrico y el Permo-Triásico. Los eventos metamórficos están típicamente enmarcados en estos dos pulsos magmáticos principales, aunque un evento carbonífero adicional de alta P-baja T (facies de la eclogita) reportado en el Complejo Acatlán indica una subducción activa para esta época y una evolución geológica diferente (p. ej., Keppie et al., 2008b, 2016; Estrada-Carmona et al., 2016).

Un evento metamórfico y deformacional en el Carbonífero Tardío también pudo ocurrir en el Macizo de Santander en Colombia y en la Cordillera Oriental de Perú (Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009, 2016). Adicionalmente, hay magmatismo pensilvaniense documentado en el Bloque Maya en Guatemala (Solari et al., 2010), en los complejos de Oaxaquia y Acatlán en el sur de México (Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2013) y en Los Andes de Perú (p. ej., Cardona et al., 2009; Mišković et al., 2009). En este trabajo no se encontraron evidencias de un evento tectono-termal Carbonífero en las rocas ordovícicas de alto grado del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida, pero las secuencias carboníferas de la Formación Mucuchachí pudieron ser deformadas y metamorfizadas durante el Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano, de acuerdo a Maréchal (1983).

6.4.1 Cámbrico: Proveniencia y ambiente de formación de las rocas metasedimentarias

En la Figura 78 se presenta una comparación de las curvas de densidad de probabilidad para zircones de rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias, fechados en este trabajo y en estudios previos. Los zircones fechados por Dugarte (2012) y en esta tesis tienen un número importante de edades relacionadas al metamorfismo en el orógeno Famatiniano, que probablemente representan bordes metamórficos, recristalización o pérdida de plomo durante el metamorfismo.

La fracción detrítica en todas las muestras tiene picos marcados a ~1.3, ~1.2 y ~1.0 Ga, con picos menores a ~1.8 y ~1.5 Ga, sugiriendo fuentes en la provincia de Putumayo-Sunsas del Mesoproterozoico Tardío - Neoproterozoico y áreas crátonicas más antiguas de edad Paleoproterozoico Tardío-Mesoproterozico (Figura 79). Estos resutados concuerdan muy bien con los promedios de edad de residencia cortical (con respecto a manto empobrecido) en los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf, en los que se obtuvieron edades entre ~1.8-1-4 Ga para las rocas metasedimentarias.

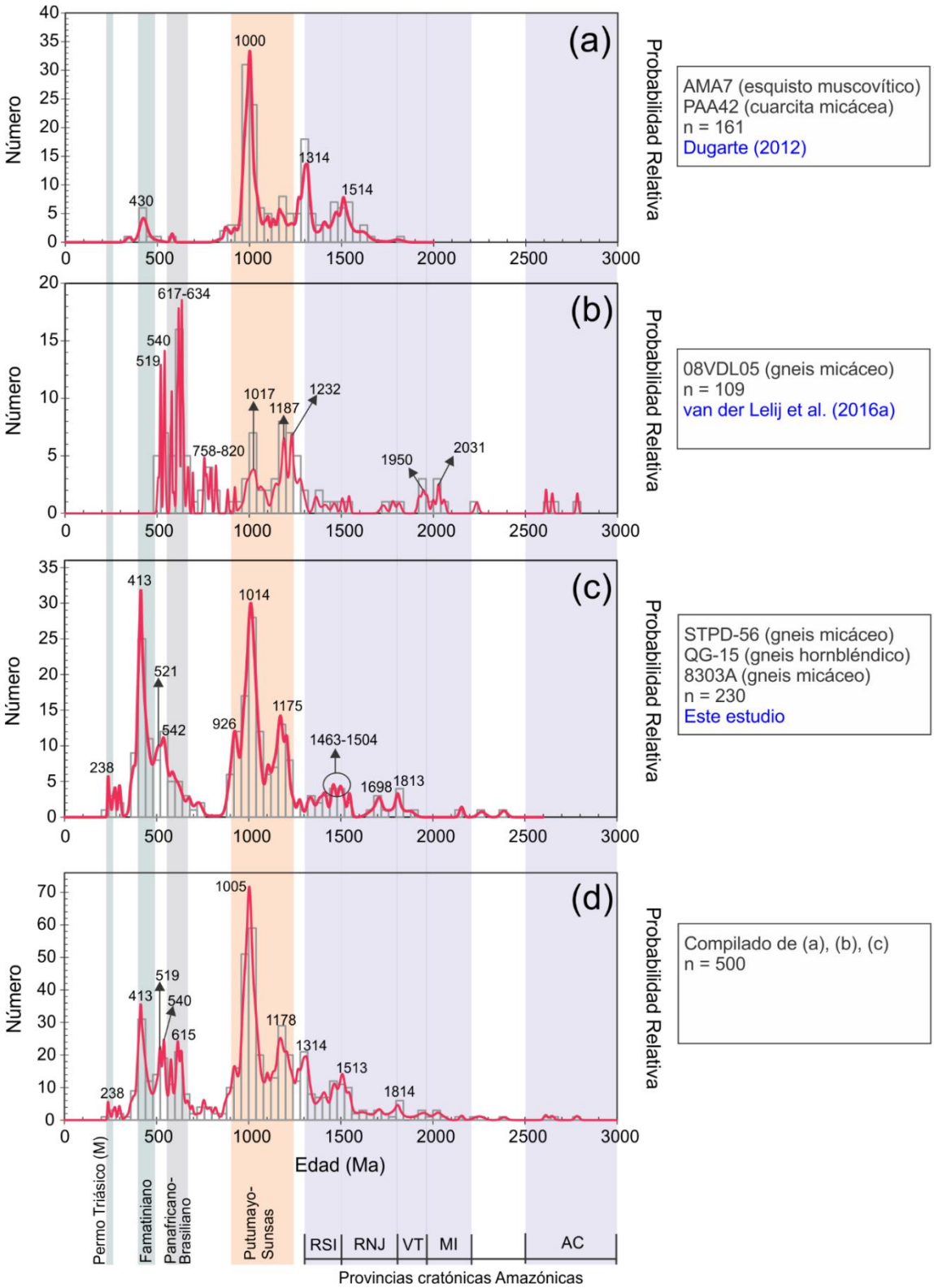


Figura 78. Comparación de las curvas de densidad de probabilidad e histogramas para análisis de zircones detríticos en el Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida. (a) Dugarte, 2012. (b) van der Lelij et al. (2016a). (c) Este estudio. (d) Compilación de las muestras anteriores. Las provincias cratónicas amazónicas son modificadas de Cordani et al. (2000) e Ibanez-Mejía et al. (2011). RSI: Rondonia-San Ignacio, RNJ: Río Negro-Jurena, VT: Ventuari-Tapajos, MI: Maroni-Itacaiunas, AC: Amazonia Central. La localización de las muestras detríticas de estudios previos se muestra en la Figura 5 (Capítulo 1).

Hay algunas poblaciones de zircón menores con edades >2Ga. Esta edad también se refleja en $T_{DM(Nd)}$ de ~2.3 Ga de dos paragneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos-sillimaníticos-muscovíticos, en los que la sillimanita ocurre en agregados lenticulares asociada con pseudomorfos de cordierita. Esta textura sólo se presenta en estas muestras y es posible que los protolitos sean pelitas muy ricas en aluminio, cuya fuente son áreas cratónicas lejanas de >2Ga de antigüedad, que no representan la fuente directa.

En las curvas de densidad de probabilidad de los zircones de las rocas metasedimentarias (Figura 78c-d), el pico inmediatamente antes de ~480 Ma, que se considera el clímax de la orogenia Famatiniana (p. ej., Ramos, 2018), está a ~521-519 Ma, que podría ser considerada como la máxima edad de depositación para las rocas metasedimentarias del Complejo Iglesias. Por tanto, las edades de paragneises analizados en este trabajo son correlacionables con los resultados obtenidos por van der Lelij et al. (2016a), quienes sugieren una edad máxima de depositacion ($^{238}U/^{206}Pb$) de 518.7 ± 2.5 Ma (2σ). En términos generales, la edad de depositación se restringue entre ~520 y ~490 Ma.

La geoquímica en roca total de las rocas metapelíticas-metapsamíticas en el Complejo Iglesias sugiere una amplia variedad de sedimentos clásticos, que tienen variable grado de selección, madurez e intensidad de meteorización. Se derivaron de distintas fuentes, que posiblemente tenían una meteorización poca a moderada, con una composición félsica a intermedia (granodiorítica). Las volcaniclásticas incorporaron material ígneo de composición basáltica-andesítica. Los diagramas de discriminación tectónica sugieren ambientes de márgenes pasivos o *rift* y el paleoambiente de depositación fue posiblemente semiárido a húmedo.

Los diferentes tipos de sedimentos marinos, es decir, terrígenos, pelágicos, turbidíticos, volcaniclásticos, etc., tienen variaciones considerables en la composición isotópica de Nd-Hf, donde la desviación de εHf_t y εNd_t en relación al arreglo terrestre puede ser cuantificada como ΔHf_t ($\Delta Hf_i = \varepsilon Hf_i - [1.55\varepsilon Nd_i + 1.21]$; Vervoort et al., 2011). De acuerdo a esta desviación, la mayoría de las muestras pelíticas-psamíticas siguen el arreglo terrígeno, el cual es consistente con una mezcla entre arcillas terrígenas, la corteza continental superior (Vervoort et al., 2011) y detritos que varían entre empobrecidos y enriquecidos en zircón (Figura 79a-b). Por el contrario, la mayoría de las rocas metavolcaniclásticas siguen el arreglo volcaniclástico, que refleja una mezcla entre rocas de la corteza continental superior (UCC) y material de arcos (Figura 79b; Vervoor et al., 2011); de hecho, un par de muestras volcaniclásticas grafican en el campo de arcos, corroborando el origen parcialmente ígneo en el protolito de estas rocas.

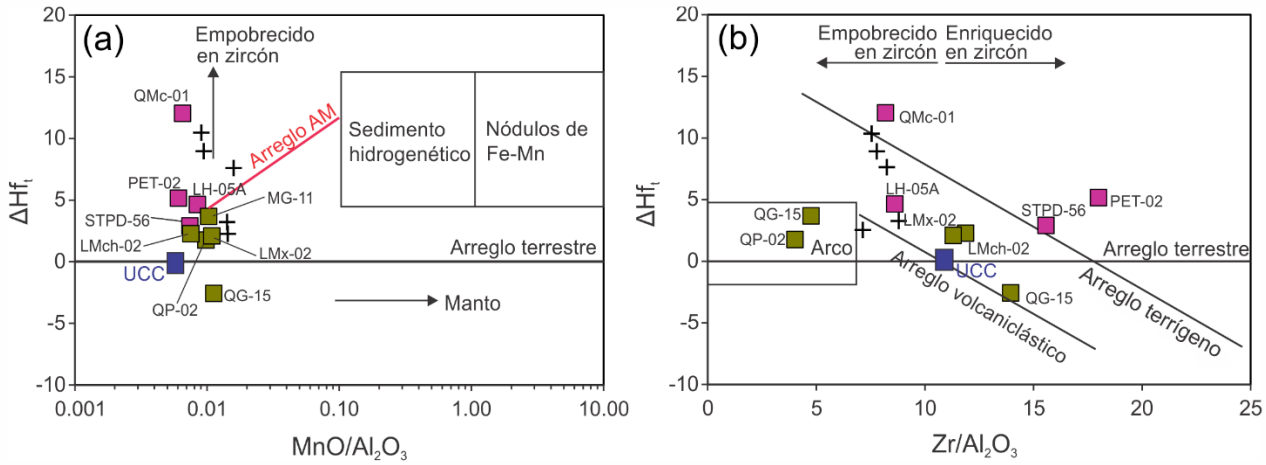


Figura 79. (a) Diagrama MnO/Al_2O_3 vs. ΔHf_t (Vervoort et al., 2011) que muestra el efecto de enriquecimiento y empobrecimiento en zircón en metasedimentos del Complejo Iglesias, y el empobrecimiento en componentes relacionados al agua de mar (grafican fuera del arreglo de AM – agua de mar). UCC: Corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003). Campos de sedimentos hidrogenéticos y nódulos de Fe-Mn modificados de van de Flierdt et al. (2004) y González-Guzmán et al. (2016a). (b) Diagrama Zr/Al_2O_3 vs. ΔHf_t (Vervoort et al., 2011), donde se separan las tendencias de rocas metapelíticas-metapsamíticas (variablemente empobrecidas y enriquecidas en zircón) y metavolcaniclásticas según los arreglos terrígeno y volcaniclástico, respectivamente. Un par de muestras volcaniclásticas son consistentes con composiciones de arco, corroborando la incorporación de material ígneo en estos sedimentos.

En principio, se tenía la hipótesis de que las rocas metasedimentarias y anfibolitas intercaladas en el Complejo Iglesias podrían estar relacionadas a la apertura del Oceáno Jápeto y el rompimiento del supercontinente Rodinia en el Ediacárico (~600-580 Ma), como se ha propuesto para la unidad Jocote del Complejo El Triunfo en el sur del Bloque Maya y para la Formación Silgará en el Macizo de Santander (Silva et al., 2004, 2005; González-Guzmán et al., 2016a). En este contexto tectónico, las anfibolitas reflejarían magmatismo E-MORB sin-sedimentario.

Sin embargo, los metasedimentos del Complejo Iglesias no están relacionados a este evento debido a que (1) los zircones detríticos indican una edad máxima de depositación de unos 540-520 Ma, la cual es ca. 80-60 Ma más joven que la ruptura de Rodinia y (2) las anfibolitas en paragneises parecen tener un origen volcaniclástico y no tienen correlación isotópica con las anfibolitas E-MORB del Complejo El Triunfo (Figura 80). Por tanto, se propone que los protolitos de los metasedimentos del Complejo Iglesias se formaron en una extensa cuenca de sedimentación principalmente siliciclástica, con aporte ígneo intermedio-máfico, posiblemente en un ambiente trasarco en el NW de Gondwana durante el Cámbrico Temprano (~540-520 Ma). Esto indicaría que ya existía un margen continental activo para esta época en Venezuela, antes del inicio de la orogenia Famatiniana. En Perú, Chile y Argentina hay evidencias de este margen activo (Figura 81; Ramos y Aleman, 2000; Chew et al., 2007).

Los protolitos metasedimentarios del Complejo Iglesias pueden ser correlacionados con otras rocas sin metamorfismo de edad ediacárica-cámbrico inferior que se han identificado en Venezuela, en el subsuelo de la Cuenca Oriental (formaciones Hato Viejo y Carrizal), en metasedimentos del Graben de Espino y en metasedimentos del Macizo El Baúl, como son las formaciones Cerrajón y Cañaote (Figura 81; Reyes-Abril y Pastor-Chacón, 2012).

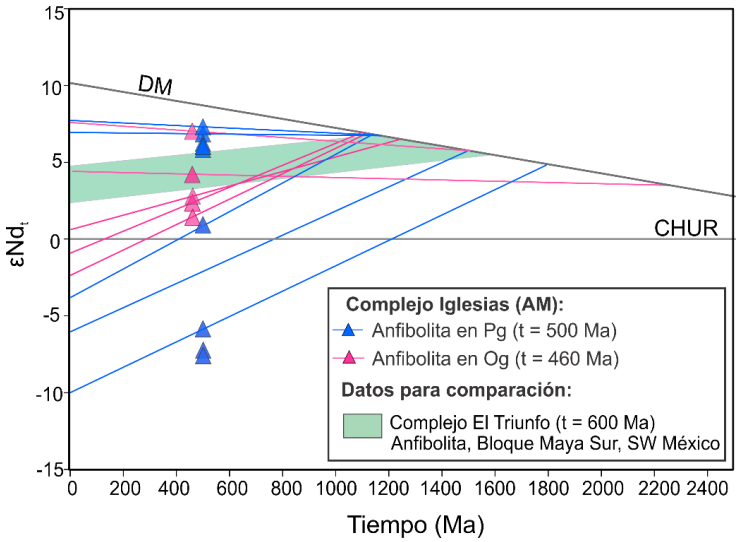


Figura 80. Evolución istópica de Nd en anfibolitas del Complejo Iglesias en comparación con las anfibolitas de protolito E-MORB en metasedimentos ediacáricos del Complejo El Triunfo en el Bloque Maya, SW México (datos de González-Guzmán et al., 2016a). Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)} = 0.219$ y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)} = 0.513151$ (Liew y Hoffman, 1988).

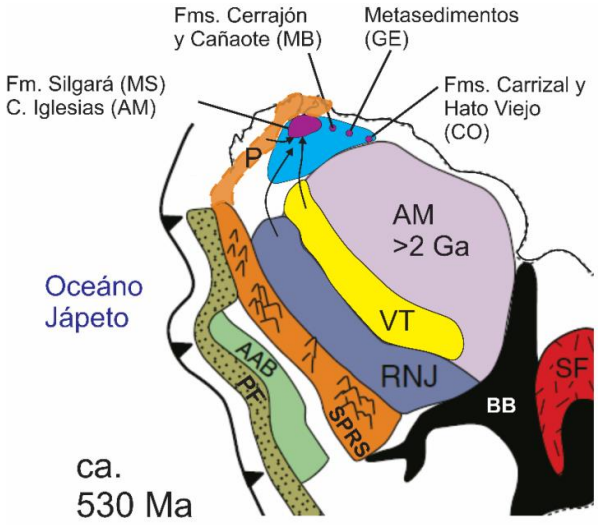


Figura 81. Reconstrucción esquemática de la evolución del margen oeste de Gondwana en Suramérica, modificado de Chew et al. (2007) y Ramos y Aleman (2000). En azul se indica la posible cuenca trasarco en la que se depositaron los protolitos sedimentarios cámbricos del Complejo Iglesias y en morado la posible distribución espacial de rocas asociadas a la misma (MB: Macizo El Baúl, GE: Graben de Espino, CO: Cuenca Oriental). AAB: Basamento Arequipa-Antofalla, AM: Cratón amazónico, BB: Cinturón brasiliano, PF: Secuencia pre-Famatinina, P: Putumayo, SF: Cratón de São Francisco, SRS: Sunsas-Rondonia-San Ignacio, RNJ: RíoNegro-Jurena, VT: Ventuari-Tapajós.

6.4.2 Ordovícico-Silúrico: Margen continental activo del arco Famatiniano

Los eventos tectono-termales del Paleozoico Temprano en el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida pueden ser enmarcados en el modelo geodinámico recientemente propuesto para el NW de Gondwana (van der Lelij et al., 2016a, 2018). De acuerdo a este modelo, ciclos alternados de avance y retroceso en la losa de subducción de corteza oceánica del Océano Jápeto causaron compresión y extensión en la placa superior continental (Gondwana) durante el Cámbrico Tardío-Silúrico, resultando en diferentes fases orogénicas, pulsos magmáticos y eventos metamórficos, los cuales se resumen en Figura 82 y serán disctuidos a continuación.

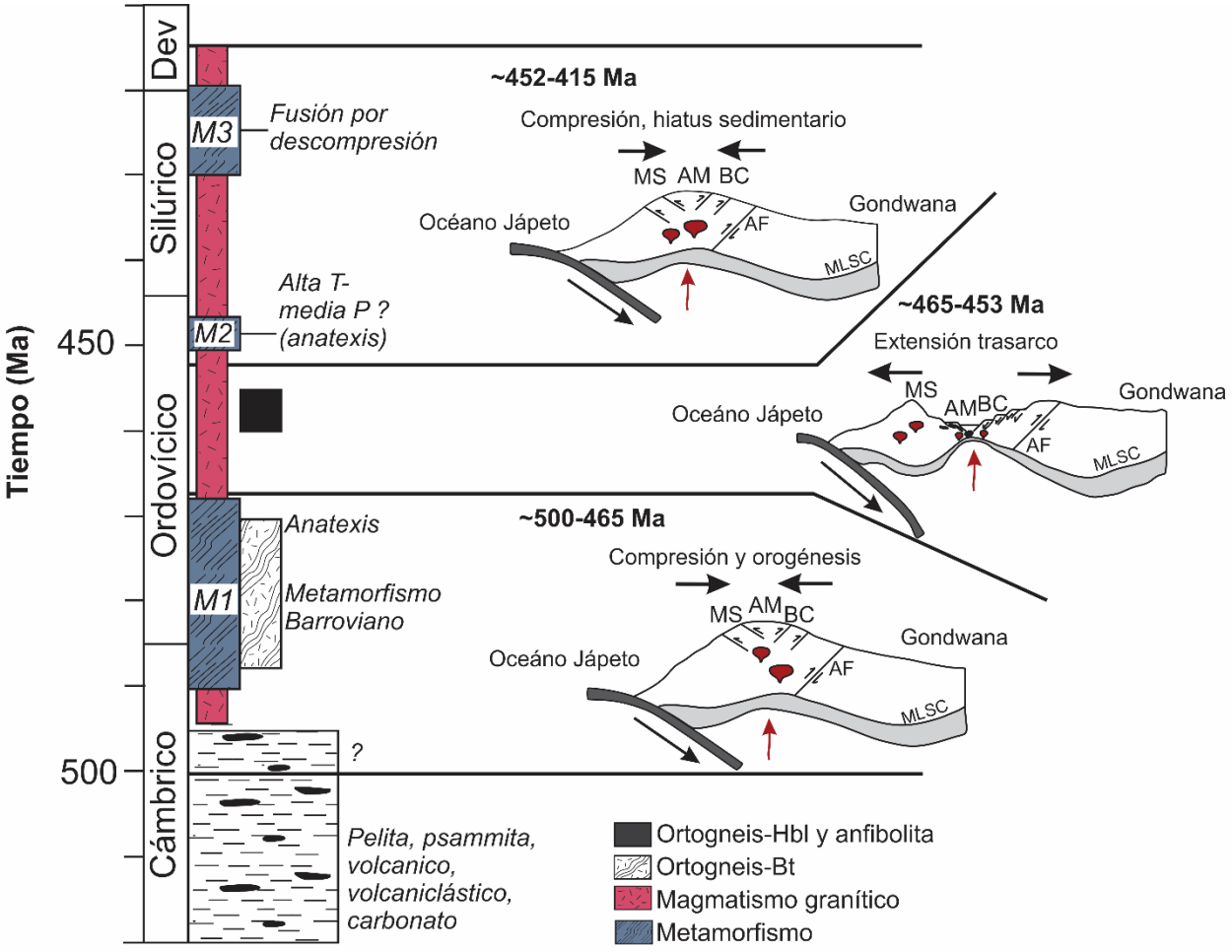


Figura 82. Esquema temporal del Paleozoico Temprano-Medio con eventos ígneos y metamórficos en el basamento metamórfico del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y ambientes tectónicos en el NW de Gondwana donde posiblemente ocurrieron (modificado de van der Lelij et al., 2016a). BC: Bloque Caparo, AM: Andes de Mérida, MS: Macizo de Santander, FA: Falla de Apure, SCLM: Manto litosférico subcontinental.

La afinidad química de las rocas metaígneas del Complejo Iglesias es consistente con un ambiente de arco volcánico continental (Figuras 83-84) o procesos tectónicos relacionados a éste, como ambientes trasarco.

Las anfibolitas en paragneises tienen una composición similar a basaltos tipo MORB (cerca del arreglo del manto en la Figura 83 y en el campo MORB de la Figura 84a), que tienen variables grados de contaminación cortical (origen volcaniclástico), por lo que algunas grafican alejadas del arreglo mantélico (Figura 83).

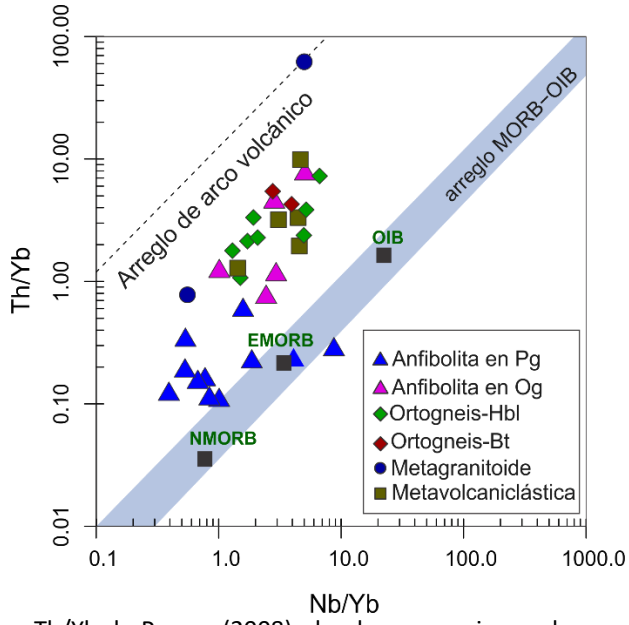


Figura 83. Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb de Pearce (2008), donde se aprecia que la mayoría las rocas metaígneas del Complejo Iglesias grafican por encima del arreglo del manto, formando el típico arreglo de arco volcánico. Las anfibolitas que intrusionan paragneises están más cerca del arreglo MORB-OIB, cerca de la composición EMORB. Estas anfibolitas muestran variables grados de contaminación con corteza.

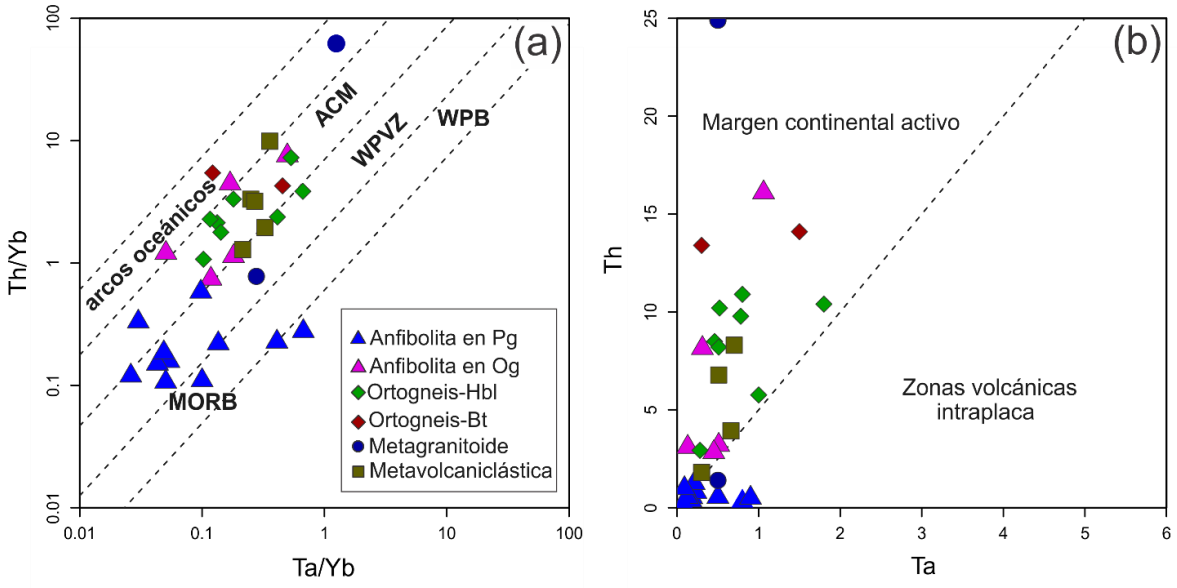


Figura 84. Diagramas Ta/Yb vs. Th/Yb (a) y Ta vs. (Th) de discriminación tectónica de Schandl y Gorton (2002). Las rocas metaígneas del Complejo Iglesias están relacionadas en su mayoría a ambientes de margen continental activo. Las anfibolitas que están intercaladas con paragneises tienen una afinidad MORB a intraplaca. ACM – margen continental activo, WPVZ – zona volcánica intraplaca, WPB – basalto intraplaca.

Un regimen compresional durante el Ordovícico Temprano en el arco Famatiniano conllevó al apilamiento en un prisma de acreción y al metamorfismo M1 de rocas metasedimentarias cámbricas en el oeste de Gondwana, con magmatismo sintectónico entre ~487-472 Ma reflejado en ortogneises en Los Andes de Mérida y en el Macizo de Santander (Figura 82). Para los protolitos de ortogneises (T_{DM} ~1.8-1.6 Ga) la isotopía Nd-Hf sugiere fuentes magmáticas en la corteza superior, principalmente paleoproteorozicas a Proterozoico Medio (Figura 85). En Los Andes de Mérida, el pico metamórfico se alcanzó a 466.8 ± 3.7 Ma, cuando ocurrió anatexis en las rocas. Esta edad es ~10 Ma más joven que los picos metamóficos reportados en el Macizo de Santander (~477 Ma, van der Lelij et al., 2016a) y en la Cordillera Oriental de Perú (~478 Ma, Chew et al., 2007). Así, las condiciones metamórficas de alto grado y la anatexis en el arco Famatiniano probablemente se extendieron por un período de ~10 Myr o también pudo ser diacrónica.

Entre ~465 Ma y ~453 Ma se generaron fundidos derivados de la corteza inferior y posiblemente del manto litosférico subcontinental (SCLM), los cuales intrusionaron paragneises del Complejo Iglesias, formando los protolitos de ortogneises hornbléndicos y los diques o lentes de anfibolitas que cortan los mismos. La geoquímica en roca total y la isotopía Sm-Nd sugieren que estas rocas intermedias a máficas pudieron generarse por mezcla entre magmas derivados de un manto en el campo de estabilidad de la espinela y corteza mesoproterozoica (Figura 85). Rocas intermedias a máficas con edades y composiciones isotópicas de Nd-Hf similares se encuentran en ortogneises del Macizo de Santander y en rocas metaígneas máficas del Complejo Acatlán (Figura 85; Keppie et al. 2008a, 2016; Ortega-Obregón et al. 2010; van der Lelij 2013; van der Lelij et al. 2016). Este evento se interpreta en términos de una extension post-orogénica inducida por *slab roll-back* que conllevó a la exhumación del basamento metamorfizado a la facies de la anfibolita superior, formando también cuencas trasarco (Figura 82; van der Lelij et al., 2016a, 2018).

Durante el Ordovícico Tardío, el evento metamórfico de alto grado M2 afectó la mayoría de las rocas máficas a intermedias que intrusionaron el basamento durante la fase extensional, lo que sugiere que otro régimen compresional ocurrió a ~450 Ma (Figura 82). Un evento del Ordovícico Tardío similar está bien documentado en zircón metamórfico de anfibolitas, ortogneises máficos y anortositas del Complejo Macizo de Chiapas en el sur del Bloque Maya (González-Guzmán 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018) y, probablemente, también en ortogneises del Macizo de Santander (van der Lelij et al., 2016a). Magmatismo voluminoso granítico tipo-S, no foliado y con edades comprendidas entre ~448 Ma y ~440 Ma acompañó al metamorfimo M2 en el NW Gondwana, con algunos granitoides entre ~434 Ma y ~406 Ma (p. ej., Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2007; Ortega-Obregón et al., 2009; Martens et al., 2010; Solari et al., 2010; Estrada-Carmona et al., 2012; van der Lelij et al., 2016a, 2018; Weber et al., 2018).

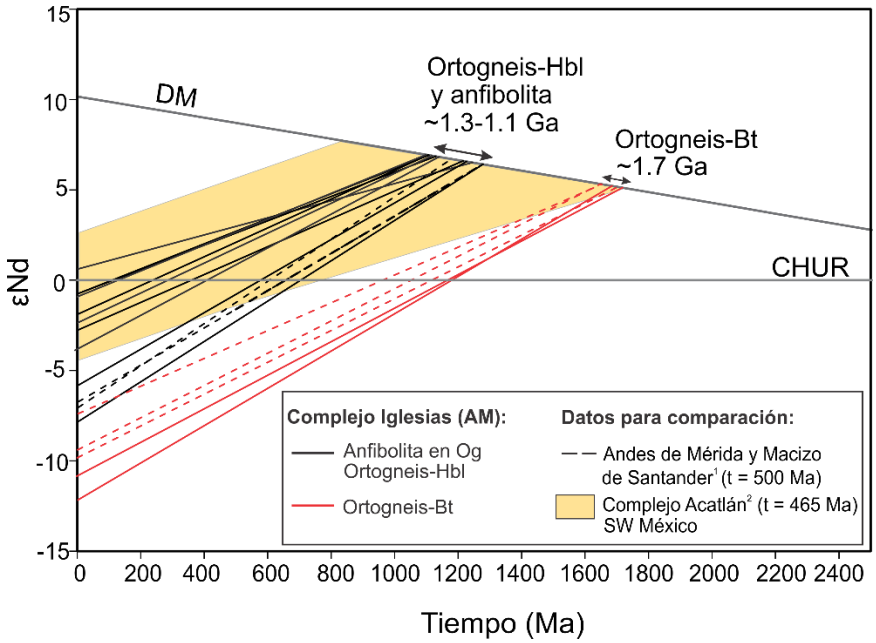


Figura 85. Correlación de la evolución isotópica de Nd en rocas metaígneas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y otros fragmentos corticales en el NW de Gondwana. Se puede notar que la fuente de metabasitas en el Complejo Acatlán (1: Ortega-Obregón et al., 2010; Keppie et al., 2016 y en el macizo de Santander (2: van der Lelij et al., 2018) es posiblemente similar a la fuente de diques de anfibolita y ortogneises hornbléndicos den Los Andes de Mérida. Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988).

Finalmente, un evento metamórfico silúrico (M3), que conllevó localmente a anatexis, afectó al basamento de Los Andes de Mérida a ~430-420 Ma. La evidencia petrográfica sugiere que este evento puede ser relacionado a fusión por descompresión durante exhumación. La filita de San Pedro en el Macizo de Santander también tiene un evento metamórfico superimpuesto a ~420 Ma y otras rocas en Los Andes colombianos también registran un pico metamórfico silúrico en el arco Famatiniano (Ordoñez-Carmona et al. 2006; Mantilla-Figueroa et al. 2016), que es de menor intensidad en relación al clímax orogénico ordovícico. Una exhumación silúrica también se evidencia por la sedimentación de rocas devónicas suprayacentes al basamento ígneo-metamórfico en el Macizo de Santander (Cardona et al. 2016). Además, también hay un pico metamórfico bien definido a ~420 Ma en la Cordillera Oriental de Perú (p. ej., Cardona et al. 2009).

El boudinage de las rocas anfibolíticas en paragneises del Complejo Iglesias probablemente se formó: (1) poco después del pico del metamorfismo Barroviano y antes de la exhumación del basamento en cuencas trasarco o (2) durante la fusión por descompresión silúrica.

Un hiato magmático desde 414 Ma a ~244 Ma en Los Andes de Mérida y desde ~405 Ma y ~320 Ma en la mayoría del NW de Gondwana (Figura 77) podría ser explicado por la subducción oblicua de la corteza

oceánica del Oceáno Réico, mientras Laurentia se aproximaba a Gondwana, conllevando al cierre del Oceáno Jápeto entre estos dos continentes y la formación del supercontinente Pangea (p. ej., Torsvik y Cocks, 2004; van der Lelij et al. 2016a, 2016b; Cardona et al., 2016), cuyo ensamblaje final ocurrió durante el Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano (p. ej., Torsvik y Cocks, 2004; Hatcher, 2010).

6.4.3 Permo-Triásico: ¿Subducción o aglutinamiento de Pangea?

Aunque existe un consenso general de que el ensamblaje del supercontinente Pangea ocurrió entre el Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano en el NW de Gondwana (p. ej., Torsvik y Cocks, 2004; Hatcher, 2010; Spikings et al., 2015), la tectónica del período comprendido entre el Pérmico Tardío y el Triásico Tardío es aún muy controversial. En este contexto, tres estructuras tectónicas deben ser consideradas (Figura 86): (1) la sutura Ouachita-Marathon-Sonora al norte (p. ej., Poole et al., 2005), (2) subducción al este de la corteza oceánica del proto-Pacífico por debajo de Gondwana al oeste (p. ej., Torres et al., 1999; Weber et al., 2007; Vega-Granillo et al., 2009b; Solari et al., 2011; Restrepo et al., 2011; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015; van der Lelij et al., 2016a) y (3) un régimen extensional al sur documentado en la Cordillera Central de Colombia y en Ecuador, que marca el inicio de la separación de terrenos en México y Centroamérica del margen continental de Gondwana a ~240-220 Ma durante el rompimiento de Pangea (Villagomez et al., 2011; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015, 2016; Bustamante et al., 2017). Los efectos de estos procesos tectónicos en Los Andes de Mérida no se conocen de manera clara, pero sí hay un metamorfismo permo-triásico en la región (sección 6.3.2) que es relativamente contemporáneo con otros eventos de grado medio-alto en otros fragmentos de corteza en el NW de Gondwana.

No hay evidencia de magmatismo pérmico en Los Andes de Mérida (Burkley, 1976; van der Lelij et al., 2016a). De hecho, las rocas graníticas pérmicas en Venezuela son muy escasas, con cuerpos reportados en El Macizo de El Baúl (Viscarret et al., 2009) y en la Península de Paraguaná (van der Lelij et al., 2016a). El magmatismo granítico triásico entre ~250-230 Ma también es escaso en Los Andes venezolanos, estando restringido a pequeños *stocks* y diques en el Complejo Iglesias (p. ej., este estudio; van der Lelij et al., 2016a). El evento tectono-termal permo-triásico en Los Andes de Mérida (~250 Ma) es posterior por unos 30 Ma al clímax de la sutura Ouachita-Marathon-Sonora. Sin embargo, dicho evento puede estar relacionado a etapas post-colisionales de esta orogenia en el margen de Gondwana, después del amalgamiento de Pangea, como ha sido sugerido por Coombs et al. (en prensa) y Coombs (2016) para el basamento del Golfo de México y otras rocas en Oaxaquia y en el Macizo de Chiapas.

Por otro lado, no hay rocas máficas relacionadas a *rifting* y formación de corteza oceánica en la esquina NW de Gondwana, al menos en la Sierra Nevada de Santa Marta, la península de La Guajira, el Macizo de Santander, Los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá (véanse localidades en Figura 77b). Esto sugiere que Los Andes de Mérida no estuvieron afectados por un régimen extensional durante el Triásico. Sin embargo, esto sí pudo ser posible para el Complejo Ayú en el sur de México y el Complejo Chuacús en Guatemala, y en éste último, también fue significativo el magmatismo félsico a ~226-213 Ma (Solari et al., 2011; Helbig et al., 2012; Keppie et al., 2016; Maldonado et al., 2018a, 2018b).

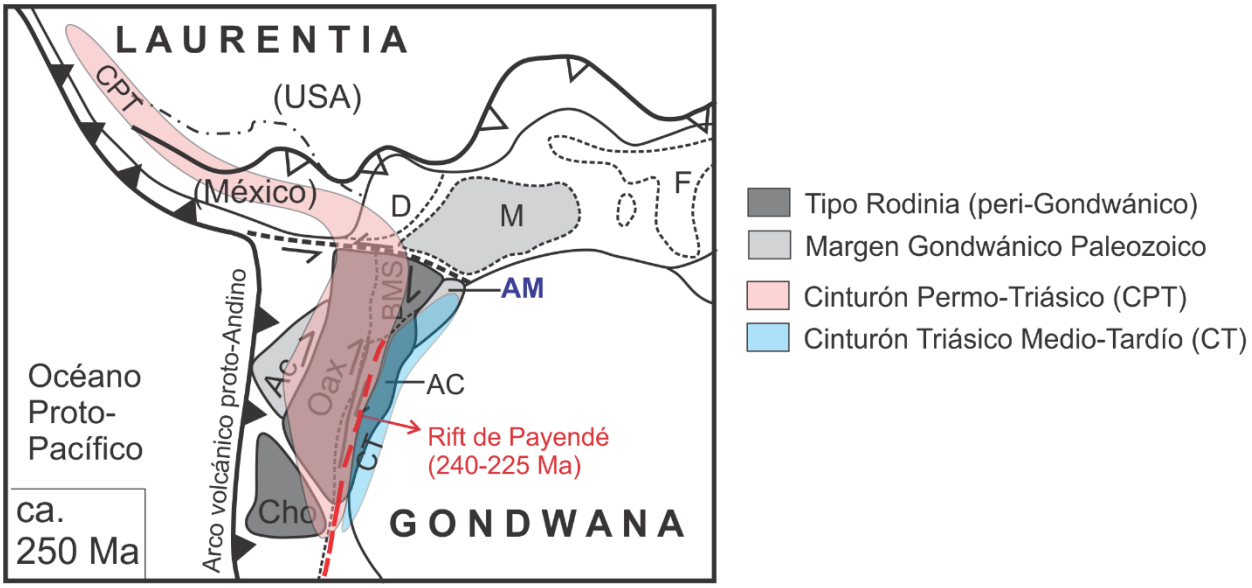


Figura 86. Reconstrucción tectónica del Pérmico Tardío-Triásico Temprano en el NW de Gondwana. Modificado de Poole et al. (2005), Weber et al. (2007), Cochrane et al. (2014), van der Lelij et al. (2016a) y Maldonado et al. (2018a). El eje del Rift de Payendé, activo a ~240-220 Ma (Spikings et al., 2015, 2016), se indica con la línea roja segmentada. También se muestran las áreas aproximadas de cinturones orogénicos con rocas pérmicas y triásicas. Ac: Complejo Acatlán, AM: Andes de Mérida, CA: Andes Colombianos, BMS: Bloque Maya sur, Cho: Bloque Chortís, F: Florida, M: Bloque Maya, Oax: Oaxaquia.

Las edades U-Pb en zircon de ~255-220 Ma en granitoides, gneises, migmatitas y sobrecrecimientos metamórficos en bloques perigondwánicos en Colombia y en el sur de México (Bloque Maya) también han sido atribuidas al acoplamiento de placas y acortamiento, producto de subducción del proto-Pacífico por debajo de Gondwana (Weber et al., 2005, 2007; Cardona et al., 2010a; Montes et al., 2010; Weber et al., 2010; Solari et al., 2011; Mantilla-Figueroa et al., 2012, 2013; van der Lelij et al., 2016a, 2016b; Mora-Bohórquez et al., 2017; Zuluaga et al., 2017). Para Los Andes de Mérida quizás no es posible esta hipótesis, porque el magmatismo permo-triásico es bastante escaso y posiblemente se encontraban lejos del margen de subducción (Figura 86).

De lo expuesto, se concluye que el metamorfismo Permo-Triásico en la facies de esquistos verdes en Los Andes de Mérida pudo ocurrir durante las últimas etapas de aglutinamiento de Pangea. Dicho evento posiblemente afectó un gran volumen de rocas en el basamento paleozoico del NW de Gondwana y además también secuencias sedimentarias del Carbonífero-Pérmico que suprayacen al Complejo Acatlán (p. ej., Vega-Granillo, 2006), a Los Andes de Mérida (Laya y Tucker, 2012) y al Bloque Maya (Weber et al., 2008, 2009; González-Guzmán et al., 2016a). Este evento tectono-termal regional fue seguido de magmatismo félsico voluminoso a ~213-196 Ma que puede estar relacionado a un ambiente de arco continental (Mantilla-Figueroa et al., 2013; van der Lelij et al., 2016a).

Alternativamente, en el Complejo Acatlán, edades ^{40}Ar-^{39}Ar de ~239-219 Ma están relacionadas a enfriamiento por exhumación durante un levantamiento tectónico o denudación, originado por subducción plana (Kirsch et al., 2014), lo cual también podría ser posible para Los Andes de Mérida.

6.5 Ausencia de rocas tipo Rodinia en Los Andes de Venezuela

En el NW de Suramérica hay remanentes de basamento mesoproterozoico tardío-neoproterozoico relacionadas al ensamblaje del supercontinente Rodinia. Por ejemplo, en el basamento de la cuenca de antepaís de Los Andes del Norte y en varios afloramientos en la Cordillera Oriental de Colombia, el Macizo de Santander, la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de San Lucas y la Península de La Guajira (Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005; Ordoñez-Carmona et al., 2006; Cardona et al., 2010b; Ibanez-Mejia et al., 2011, 2015; Cuadros et al., 2014; van der Lelij et al., 2016a). El cinturón orogénico Putumayo, enterrado en la cuenca antepaís de Los Andes del Norte (Ibanez-Mejía et al., 2011) se ha asociado con rocas metamórficas de alto grado de ~1.1-0.9 recientemente descubiertas en el basamento de la cuenca de Falcón al NW de Venezuela y en algunas localidades de la Península de la Guajira y de las montañas del Caribe (Grande et al., 2007; Grande y Urbani, 2009; Grande 2013; Baquero et al., 2015; Urbani et al., 2015a, 2015b; Fournier et al., 2017).

Curiosamente, de los ~550 granos de zircón pertenecientes a 12 rocas metaígneas del Complejo Iglesias fechadas por U-Pb en este trabajo, sólo tres zircones en una anfibolita anatéctica en paragneis tienen edades de ~1.2-1.0 Ga. Así, los datos geocronológicos U-Pb presentados en esta tesis sugieren que la herencia de zircón en el basamento metamórfico en Los Andes de Mérida es de provincias cratónicas amazónicas (p. ej., Cordani et al. 2000) en vez de un basamento esténico-tónico. Sin embargo, el basamento proterozoico suministró zircones detríticos a los protolitos sedimentarios cámbricos del Complejo Iglesias, dado que los paragneises albergan zircones de ~1.1-0.9 Ga.

En contraste, una muestra del Complejo Iglesias, el ortogneis de Micarache en la Sierra Nevada de Mérida, da una edad U-Pb en zircón de intercepto superior de 1008.6 ± 6.7 Ma (2σ; van der Lelij et al. 2016a), pero sus relaciones de campo con otras rocas del Complejo Iglesias son completamente desconocidas, debido a que posiblemente no fue recolectado *in situ*. Las líneas de evolución de Nd en rocas metaígneas félsicas de Los Andes de Mérida sugieren que las fuentes pueden estar relacionadas a basamento esténico-tónico en Colombia y en el sur de México (Figura 87; p. ej., Ruiz et al., 1988; Restrepo-Pace et al., 1997; Weber y Köhler, 1999; Ortega-Gutiérrez et al., 1995, 2018; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2004; Cordani et al., 2005; Weber et al., 2010, 2018; Ibanez-Mejia et al., 2011, 2015; Weber y Schulze, 2014). Así, la existencia de cantos rodados de ~1 Ga y la fusión de basamento proteorozico durante el magmatismo del Paleozoico Temprano, sugiere que hay remanentes de basamento tipo Rodinia enterrado debajo de Los Andes venezolanos. En cualquier caso, si este basamento está expuesto, es posible que haya sido ampliamente "reseteado" por el magmatismo y metamorfismo fanerozoico. Por tanto, en esta investigación se propone un origen paleozoico peri-gondwánico para el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida.

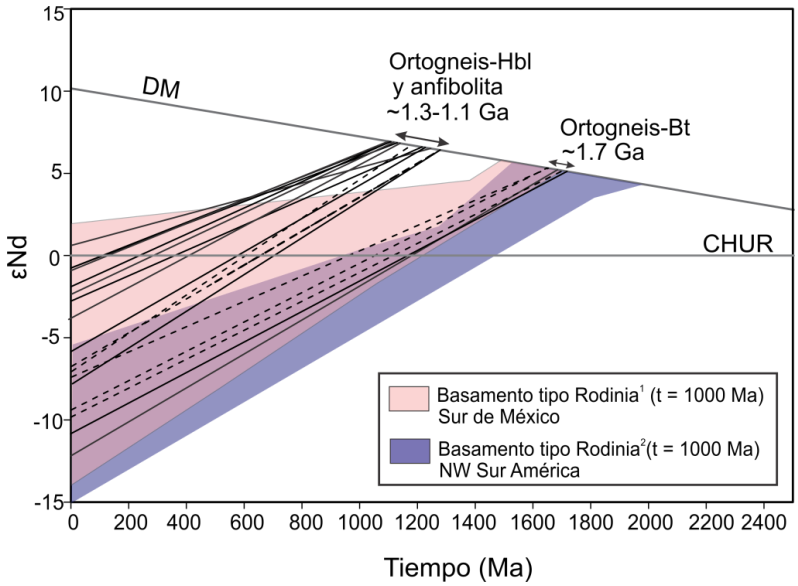


Figura 87. Correlación de la evolución isotópica de Nd en rocas metaígneas del Complejo Iglesias en Los Andes de Mérida y basamentos tipo Rodinia en el sur de México (Oaxaquia: Ruíz et al., 1988; Complejo Guichicovi-Bloque Maya: Weber y Köhler, 1999; Complejo El Triunfo-Bloque Maya: Weber et al., 2018) y en el NW de Sur América (Cordillera Oriental de Colombia y Macizo de Santander: Cordani et al., 2005; Restrepo-Pace et al., 1997; Ibanez-Mejia et al., 2015; Orógeno Putumayo: Ibanez-Mejia et al., 2015). Las edades modelo de manto empobrecido (T_{DMNd}) se calcularon usando $^{147}Sm/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM(hoy)}$ = 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988).

6.6 Conclusiones

(1) Con base en nuevas relaciones de campo y cartografía, datos geocronológicos, químicos e isotópicos, se presenta la siguiente historia geológica y de eventos tectono-termales para el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida, denominado Complejo Iglesias (Figuras 77 y 82):

- ~520-490 Ma – Cámbrico-Ordovícico Temprano: Sedimentación en una cuenca trasarco de los protolitos de composición psamítica-pelítica de paragneises y esquistos, los cuales tienen variables grados de selección, madurez e intensidad de meteorización en las fuentes félsicas a intermedias (granodiorítica). Los lentes de anfibolita en paragneises, que composicionalmente se asemejan a basaltos tipo MORB, pueden tener un origen volcaniclástico, lo que supone que había un arco volcánico activo en el margen oeste de Gondwana desde hace ~520 Ma, que también se ha reportado en la mayoría del margen oeste de Gondwana (Perú, Chile y Argentina).
- ~487-465 Ma – Ordovícico Temprano: Metamorfismo colisional M1 de tipo Barroviano y anatexis en la facies de la anfibolita superior en metasedimentos, acompañado de la intrusión sintectónica de protolitos de ortogneises félsicos, con fuentes corticales paleoproterozoicas tardías. Este metamorfismo corresponde al clímax de la orogénesis en el arco continental Famatiniano, en el margen oeste de Gondwana.
- ~460-455 Ma – Ordovícico Tardío: Extensión post-orogénica del basamento en un ambiente trasarco, producida por *slab roll-back*, con intrusión de magmas máficos derivados del manto litosférico subcontinental y de la corteza inferior, contaminados variablemente con corteza mesoproterozoica. Se formaron así los protolitos de ortogneises hornbléndicos y los diques de anfibolita que los cortan. Los boudines de anfibolita en paragneis (volcaniclásticos) probablemente se formaron en algún momento después del pico metamórfico Barroviano y antes de la exposición en cuenca trasarco.
- ~450 Ma – Ordovícico Tardío: Metamorfismo colisional M2 de grado medio-alto, posiblemente en la facies de la anfibolita superior, el cual afectó principalmente a ortogneises de hornblenda recién formados a niveles relativamente profundos en la corteza, debido a una nueva etapa de compresión en el arco Famatiniano.
- ~430-420 Ma – Silúrico Tardío: Anatexis debido a fusión por descompresión, durante exhumación (M3).
- ~250 Ma – Permo-Triásico: Metamorfismo M4 en la facies de los esquistos verdes y magmatismo granítico escaso, posiblemente relacionado a las últimas etapas de amalgamiento del supercontinente Pangea. El basamento se enfrió de ~500 °C a <350 °C desde aproximadamente 250 Ma a 208 Ma (~4 °C/Ma).

(2) Se pudieron establecer correlaciones con basamentos similares en el sur de México (Bloque Maya, Complejo Acatán) y NW de Suramérica (Macizo de Santander). Sin embargo, está claro que la historia pre-Ordovícica de las rocas expuestas en el sur del Bloque Maya es diferente, pues en esa región hay remanentes de rocas más antiguas que el Cámbrico.

(3) No hay evidencia geocronológica directa de la existencia de rocas esténicas-tónicas, asociadas a la formación del supercontinente Rodinia. Sin embargo, las fuentes paleo a mesoproterozoicas en rocas meta-ígneas del Complejo Iglesias sugieren que hay restos de basamento tipo Rodinia enterrados debajo de Los Andes de Mérida. Posibles exposiciones de tal basamento han sido "reseteadas" y modificadas en gran medida por metamorfismo y magmatismo fanerozoico.

6.7 Recomendaciones

Una de las principales dudas en la evolución geológica del Complejo Iglesias tiene que ver con la proveniencia y edad de los metasedimentos, los cuales constituyen las rocas más abundantes en el basamento metamórfico de Los Andes de Mérida. Los datos U-Pb en zircón detrítico disponibles son bastante limitados y es posible que existan capas o cuerpos rocosos que sean más antiguos que el Cámbrico. Esto podría resolverse realizando un mayor número de análisis en zircones de muestras de paragneises y también recolectando mármoles que, de acuerdo a Grauch (1975), se encuentran en capas discretas, para análisis quimioestratigráficos de ^{87}Sr y ^{13}C. Es crucial realizar otra campaña de campo, ya que, por razones ajenas a nuestra voluntad, este trabajo se llevó a cabo sólo con una campaña para cartografía y recolección de muestras. Por otro lado, la relación entre las condiciones metamórficas, la deformación y el tiempo en las diferentes litologías del complejo no está clara, por lo que datos de geotermobarometría podrían ayudar a concretar la evolución P-T-t de las rocas. De acuerdo a lo expuesto en este trabajo de investigación, es posible que existan dos generaciones de granate, asociadas a eventos metamórficos en el Ordovícico Temprano y Ordovício Tardío, respectivamente. Los fechamientos Sm-Nd y Lu-Hf en dicha fase mineral podrían arrojar más luces sobre esta suposición.

Literatura citada

Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review, 50, 1057–1079.

Albarède, F., 2009. Geochemistry: An Introduction (2da Ed.). Cambridge University Press.

Albarède, F., Beard, B., 2004. Analytical methods for non-traditional isotopes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 55(1), 113–152. doi: 10.2138/gsrmg.55.1.113

Albarède, F., Simonetti, A., Vervoort, J. D., Blichert-Toft, J., Abouchami, W. A., 1998. A Hf–Nd isotopic correlation in ferromanganese nodules. Geophys. Res. Lett., 25, 3895–3898.

Albarède, F., Albalat, E., Télouk, P., 2015. Instrumental Isotope Fractionation in Multiple-Collector ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 30(8), 1736-1742. doi: 10.1039/C5JA00188A

Aleman, A., Ramos, V.A., 2000. The Northern Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America, International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, p. 453–480.

Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A.N., 2000. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(24), 4205-4225. doi: 10.1016/S0016-7037(00)00493-2

Andersen, T., Griffin, W.L., 2004. Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of zircons from the Storgangen intrusion, Rogaland Intrusive Complex, SW Norway: implications for the composition and evolution of Precambrian lower crust in the Baltic Shield. Lithos, 73(3–4), 271–288. doi: 10.1016/j.lithos.2003.12.010

Andersen, T., Griffin, W. L., Pearson, N. J. 2002. Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: The Hf isotope evidence. Journal of Petrology, 43, 1725–1747.

Anenburg, M., Katzir, Y., 2014. Muscovite dehydration melting in Si-rich metapelites: microstructural evidence from trondhjemitic migmatites, Roded, Southern Israel. Miner. Petrol., 108, 137–152. doi: 10.1007/s00710-013-0289-z

Aranovich, L.Y., Makhluf, A.R., Manning, C.E., Newton, R.C., 2014. Dehydration melting and the relationship between granites and granulites. Precambrian Research, 253, 26-37. doi: 10.1016/j.precamres.2014.07.004

Audemard, F.A., 2014. Active block tectonics in and around the caribbean: a review. En: Schmitz, M., Audemard, F.A., Urbani, F. (Eds.), El Límite Noreste de la Placa Suramericana - Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto (The Northeastern Limit of the South American Plate - Lithospheric Structures from Surface to the Mantle). Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas Caracas. pp. 29–77.

Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics, 345(1–4), 271-290. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00218-9

Audemard, F.A., Castilla, R., 2016. Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. Journal of South American Earth Sciences, v. 71, p. 309–319. doi: 10.1016/j.jsames.2016.06.005

Babechuck, M.G., Widdowson, M., Kamber, B.S., 2014. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. Chemical Geology. 363, 56-75. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.027

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., Carlotto, V., Reimann, C., Cárdenas, J., 2011. The U–Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. Journal of South American Earth Sciences, 32 (3), 196–209. doi: 10.1016/j.jsames.2011.07.002

Baquero, M., Grande, S., Urbani, F., Cordani, U., Hall, C., Armstrong, R., 2015. New evidence for Putumayo crust in the basement of the Falcón Basin and Guajira Peninsula, northwestern Venezuela. En: Bartolini, C., Mann, P. (Eds.), Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin. American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir, 108, 103-136. doi: 10.1306/13531933M1083639

Baquero, M., Viscarret, P., Valencia, V., Tazzo-Rangel, M.D., Andara, A., Urbani, F., Sifontes, R., Centeno, J., 2013. Petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb en zircón de rocas granitoides pertenecientes al Domo de Mifafí y La Culata, Estado Mérida, Venezuela. En: Memorias del VI Simposio Venezolano de Rocas Ígneas y Metamórficas, Mérida, Venezuela.

Barker, A.J, 2004. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures (2da Ed.): Routledge London y New York.

Bass, M., Shagam, R., 1960. Edades Rb-Sr de las rocas cristalinas de Los Andes merideños, Venezuela. En: III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos de Venezuela, pp. 377–381.

Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, 91, 611–627.

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 181–193.

Bea, F., Montero, P., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Cambesses, A., Moreno, J.A., 2018. Lu-Hf ratios of crustal rocks and their bearing on zircon Hf isotope model ages: The effects of accessories. Chemical Geology, 484, 179-190. doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.11.034

Bellizzia, A., Pimentel, N., 1994. Terreno Mérida: Un cinturón alóctono herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. En: V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Puerto La Cruz, Venezuela. Sociedad Venezolana de Geólogos, pp. 271–290.

Benedetto, G., 1980. Bioestratigrafía del Neopaleozoico de Los Andes de Venezuela: Una síntesis actualizada. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52 (4), 841–850.

Bermúdez, M.A., Khon, B., van der Beek, P., Bernet, M., O'Sullivan, P.B., Shagam, R., 2010. Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. Tectonics, 30(1). 1-21. doi: 10.1029/2009TC002635

Bermúdez, M.A., van der Beek, P., Bernet, M., 2011. Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. Geology, 39 (2), 139–142. doi: doi.org/10.1130/G31582.1

Bhadra, S., Das, S., Bhattacharya, A., 2007. Shear Zone-hosted Migmatites (Eastern India): The Role of Dynamic Melting in the Generation of REE-depleted Felsic Melts, and Implications for Disequilibrium Melting. Journal of Petrology, 48(3), 435–457. doi: 10.1093/petrology/egl066

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}Pb/^{238}U$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen

isotope documentation for a series of zircon standards. Chemical Geology, 205(1–2), 115–140. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003

Blanckenburg, F.V., Villa, I.M., Morteani, G., Steiger, R.H., 1989. Time calibration of a PT-path from the Western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101(1), 1-11 doi: 10.1007/BF00387196

Blichert-Toft, J., Chauvel, C., Albarède, F., 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. Contrib. Mineral. Petrol., 127, 248–260. doi: 10.1007/s004100050

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets: Earth and Planetary Science Letters, 273(1–2), 48–57. doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.010

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. En: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 2, 63–114. doi: /10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Brown, A., 2013. Chronology of the igneous, metamorphic, and deformational events in the Central Merida Andes, Venezuela. Tesis de Maestría en Ciencias. University of Georgia. 118 pp.

Burkley, L.A., 1976. Geochronology of the Central Venezuelan Andes. Tesis de doctorado en Ciencias. Case Western Reserve University, 150 pp.

Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Bustamante, A., Valencia, V.A., 2017. U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. The Journal of Geology, 125, 487–500. doi: 10.1086/693014´

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes rendus de l'Académie des sciences.Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309, 2023–2029.

Canguly, J., Tirone, M., 2009. Closure Temperature, Cooling Age and High Temperature Thermochronology. En: Gupta A.K., Dasgupta S. (Eds) Physics and Chemistry of the Earth's Interior. Springer, New York.

Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V.A., and Armstrong, R., 2009. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the Eastern Peruvian Andes: growth and provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the Northwest margin of Gondwana: The Journal of Geology, v. 117, p. 285–305. doi: 10.1086/597472

Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., Weber, M., 2010a. Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. Journal of South American Earth Sciences, 29, 772–783. doi: 10.1016/j.jsames.2009.12.005

Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Mišković, A., Ibañez -Mejía, M., 2010b. Grenvillian remnants in the northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. Journal of South American Earth Sciences, 29(1), 92–104. doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.011

Cardona, A., Valencia, V.A., Lotero, A., Villafañez, Y., Bayona, G., 2016. Provenance of middle to late Palaeozoic sediments in the northeastern Colombian Andes: implications for Pangea reconstruction. International Geology Review, 58(15), 1914–1939. doi: 10.1080/00206814.2016.1190948

Case, J.E., Shagam, R., Giegengack, R.F., 1990. Geology of the northern Andes: an overview. En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), The Caribbean Region, The Geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 177–200.

Castellanos, O.M., Ríos, C.A., Akira, T., 2008. A new approach in the tectonic metamorphic mechanisms associated with P-T paths of the Barrovian-type Silgará Formation at the Central Santander Massif, Colombian Andes. Earth Sciences Research Journal, 12 (2), 125–155.

Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Earth-Science Reviews, 69(3-4), 249–279. doi: 10.1016/j.earscirev.2004.09.001

Centeno-García, E., 2017. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. Ore Geology Reviews, 81, 1035–1052. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.010

Chen, T.-Y., Li, G., Frank, M., Ling, H.-F., 2013. Hafniumisotope fractionation during continental weathering: for the generation of the seawater Nd-Hf isotope relationships. Geophysical Research Letters, 40(5), 916–920. Doi: 10.1002/grl.50217

Cisneros de León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., Schaaf, P., Manjarrez-Juárez, R., 2017. Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico. Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores: Precambrian Research, 295, 203–226. doi: 10.1016/j.precamres.2017.04.028

Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., Knaack, C., 2006. U–Pb dating of zircon by LA-ICP-MS: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(5). doi: 10.1029/2005GC001100

Chauvel, C., Lewin, E., Carpentier, M., Arndt, N. T., Marini J.-C., 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment ingenerating the Hf–Nd mantle array. Nature Geoscience, 1, 64–67. doi: 10.1038/ngeo.2007.51

Chew, D. M., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miskovic, A., 2007. U–Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. Geological Society of America Bulletin, 119(5–6), 697–711. doi: 10.1130/B26080.1

Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. Earth and Planetary Science Letters, 86(2–4), 287–306. doi: 10.1016/0012-821X(87)90227-5

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea: Lithos. 190–191, 383–402. doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020

Cocker, H.A., Valente, D.L., Park, J.-W., Campbell, I.H., 2015. Using Platinum Group Elements to Identify Sulfide Saturation in a Porphyry Cu System: the El Abra Porphyry Cu Deposit, Northern Chile. Journal of Petrology, 56(12), 2491–2514. Doi: 10.1093/petrology/egv076

Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of the Geological Society, 159(6), 631–644.

Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., Gou, Y., 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. Tectonics, 16(5), 777–794. doi: doi.org/10.1029/97TC01659

Condie, K.C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2005. U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust. Precambrian Research, 139(1–2), 42–100. doi: 10.1016/j.precamres.2005.04.006

Coombs, H.E., 2016. Geochemical and geochronological constraints on terrane definition in Mexico. Tesis de doctorado en Ciencias. Cardiff University. 349 pp.

Coombs, H.E., Kerr, A.C, Pindell, J., Buchs, D., Weber, B., Solari, L. En Prensa. Petrogenesis of the crystalline basin along the Western Gulf of Mexico: Post-collisional magmatism during the formation of Pangea. GSA Books.

Cordani, U., García J., R., Pimentel de B., N., Etchart, H., 1985. Comentarios sobre dataciones geocronológicas en la región de Los Andes centrales. En: VI Congreso Geológico Venezolano: Caracas, Venezuela. Sociedad Venezolana de Geólogos, 3, p. 1571–1585.

Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American platform. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A., (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 19–40.

Cordani, U.G., Cardona, A., Jimenez, D.M., Liu, D., Nutman, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En: Vaughan, A.R.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 246, p. 329–346. doi: 10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. En: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1), 469–495. doi: 10.2113/0530469

Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Ordoñez-Carmona, O., Matteini, M., 2014. Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): an insight into the crustal evolution of the northern Andes. Precambrian Research, 245, 186–206. doi: 10.1016/j.precamres.2014.02.010

Cullers, R.L., 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. Chemical Geology, 191(4). Doi: 305–327. 10.1016/S0009-2541(02)00133-X

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1998. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.

Del Moro, A., Puxeddu, F., Brozolo di R., F., Villa, I.M., 1982. Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°–400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology, 81(4), 340–349.

Deng, H., Kusky, T., Polat A., Wang, J., Wang, L., Fu, J., Wang, Z., Yuan, Y. 2014. Geochronology, mantle source composition and geodynamic constraints on the origin of Neoarchean mafic dikes in the Zanhuang Complex, Central Orogenic Belt, North China Craton. Lithos, 205, 359-378. doi: 10.1016/j.lithos.2014.07.011

DePaolo, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. Nature, 291, 193–197.

DePaolo, D. J., Wasserburg, G. J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$. Geophysical Research Letters, 3, 743–746.

Dickin, A.P. 2005. Radiogenic Isotope Geology (2da Ed.). Cambridge University Press, New York.

Dickin, A.P., 2014. Model Ages (Sm–Nd). Encyclopedia of Scientific Dating Methods, Springer. pp 573-576. doi: 10.1007/978-94-007-6326-5_2-2

Döor, W., Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1999. U–Pb ages and geochemistry of granite pebbles from the Devonian Menaver Conglomerate, Lizard peninsula: provenance of Rhenohercynian flysch of SW England. Sedimentary Geology, 124, 131–147.

Dostal, J., Keppie, J.D., 2009. Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlán Complex of southern Mexico: Evidence for local provenance in felsic–intermediate igneous rocks. Sedimentary Geology, 222, 241–253.

Dugarte, H., 2012. Provenance and tectonic evolution of the pre-Mesozoic Caparo Block and MeridaTerrane in the Venezuelan Andes. Tesis de Maestría en Ciencias. University of Georgia. 138 pp.

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., Martens, U., 2009. P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: The Custepec Unit, Chiapas, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26, 143–259.

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M., 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the Early Paleozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. International Geology Review, 54(16), 1918–1943. doi: 10.1080/00206814.2012.685553

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Scherer, E.E., Martens, U., Elías-Herrero, M., 2016. Lu-Hf geochronology of Mississippian high-pressure metamorphism in the Acatlán Complex, southern México. Gondwana Research, 34, p. 174–186. doi: 10.1016/j.gr.2015.02.016

Faure, G., 1986. Isotopes: Principles of Isotope Geology (2da Ed.). John Wiley & Sons, New York.

Faure, G., Mensing, T., 2005. Isotopes: Principles and Applications. Wiley, New Jersey.

Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 73, 135–149.

Fisher, C.M., Hanchar, J.M., Samson, S.D., Dhuime, B., Blichert-Toft, J., Vervoort, J.D., Lam, R., 2011. Synthetic zircon doped with hafnium and rare earth elements: A reference material for in situ hafnium isotope analysis. Chemical Geology, 286 (1–2), 32–47. doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.04.013

Fisher, C.M., Vervoort, J.D., DuFrane, S.F., 2014a. Accurate Hf isotope determinations of complex zircons using the “laser ablation split stream” method. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(1), 121–139. doi: 10.1002/2013GC004962

Fisher, C.M., Vervoort, J.D., Hanchar, J.M., 2014b. Guidelines for reporting zircon Hf isotopic data by LA-MC-ICPMS and potential pitfalls in the interpretation of these data. Chemical Geology, 363, 125–133. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.019

Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987, Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. Journal of the Geological Society, 144(4), 531–542. Doi: 10.1144/gsjgs.144.4.0531

Frost, B.R., Frost, C. D., 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. Journal of Petrology, 49(11), 1955–1969. doi: 10.1093/petrology/egn054

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42(11), 2033–2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033

Foster, G.L., Vance, D., 2006. In situ Nd isotopic analysis of geological materials by laser ablation MC-ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 21, 288-296. doi: 10.1039/B513945G

Fournier, H.W., Lee, J.K.W., Urbani, F., Grande, S., 2017. The tectonothermal evolution of the Venezuelan Caribbean Mountain System: $^{40}Ar/^{39}Ar$ age insights from a Rodinian-related rock, the Cordillera de la Costa and Margarita Island. Journal of South American Earth Sciences, 80, 149–173. doi: 10.1016/j.jsames.2017.09.015

Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. Tectonics, 16(1), 57-76. doi: 10.1029/96TC02477

Frei, D., Gerdes, A., 2009. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. Chemical Geology, 261(3–4), 261–270. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.025

García, C. A., Ríos, C. A., Castellanos, O. M., 2005. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Boletín de Geología, 27 (2), 43–68.

García, R., 1972. El Permo-Carbonífero en Venezuela. Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos, 7, 203–214.

Garcia, D., Fonteilles, M., Moutte, J., 1994. Sedimentary Fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. The Journal of Geology, 102(4), 411–422. Doi: 10.1086/629683

García-Jarpa, R., Campos C., V., 1972. Las rocas paleozoicas en la región del Río Momboy. En: Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969. Caracas, Venezuela, Boletín de Geología no. 5, p. 796–806.

García-Ramírez, C.A., León-Ray, V., Valencia, V.A., 2017. Orthogneisses from the Silos-Babega strip, Santander Massif, Colombia: evidences of famatinian orogeny in the north andes. Andean Geology, 44(3), 307-327. doi: 10.5027/andgeoV44n3-a04

Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9 (3). doi: 10.1029/2007GC001805

Genç, Ş.C., Tüysüz, O., 2010. Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach: Lithos, 118, 95–111.doi: 10.1016/j.lithos.2010.03.017

Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters, 249(1–2), 47–61. doi: 10.1016/j.epsl.2006.06.039

Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ La-ICP-MS analyses of Archean zircons from the Limpopo Belt. Chemical Geology, 261(3–4), 228–241. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.03.005

Gil-Ibarguchi, J.I., Martinez, F.J., 1982. Petrology of garnet — cordierite — sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (W Spain). Contr. Mineral. and Petrol., 80, 14-24. doi: 10.1007/BF00376731

Ginibre, C., Davidson, J.P., 2014. Sr isotope zoning in plagioclase from Parinacota Volcano (Northern Chile): Quantifying magma mixing and crustal contamination. Journal of Petrology, 55(6), 1203-1238. doi: 10.1093/petrology/egu023

Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. Journal of Sedimentary Research, 66, 107–118.

Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. Earth and Planetary Science Letters, 70(2), 221-236. doi: 10.1016/0012-821X(84)90007-4

Gómez, J.C., 2014. Braquiópodos del Ordovícico Medio y Silúrico del flanco surandino. Venezuela. Geominas, 42(63), 13–18.

González de Juana, C., de Arozena, J.M.I., Cadillat, X.P., 1980. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas.

González-Guzmán, R., 2016, Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 276 pp.

González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., Herguera-García, J.C., 2016a. Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. International Geology Review, 58(16), 2065–2091. doi: 10.1080/00206814.2016.1207208

González-Guzmán, R., Weber, B., Tazzo-Rangel, M.D., Solari, L., 2016b. Validation of digestion and element separation methods and a new data reduction program (IsotopeHf®) for Lu–Hf isotope dilution analysis by MC-ICP-MS. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33(2), p. 254–269.

Grande, S., 2013. Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela. Tesis de Maestría en Ciencias. 309 pp.

Grande, S., Urbani, F., 2009. Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. En: James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (Eds.), The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328, p. 533–548.

Grande, S., Urbani, F., Mendi, D., 2007. Mármoles de alto grado probablemente grenvillianos en el noroeste de Venezuela. Geos, 39, 128–129.

Grauch, R.I., 1975. Geología de la Sierra Nevada al sur de Mucuchíes, Andes venezolanos: una región metamórfica de aluminosilicatos. Boletín de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, XII(23), 339-441.

Grizelj, A., Tibljas, D., Kovacic, M., 2007. Mineralogy and geochemistry of Upper Miocene pelitic sediments of the Zagorje Basin (Croatia): implication for evolution of the Pannonian Basin. Geologica Carpathica, 58(3), 263—276.

Gutiérrez-Marco, J.C., Goldman, D., Reyes-Abril, J., Gómez, J., 2011. A preliminary study of some Sandbian (Upper Ordovician) graptolites from Venezuela. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., García-Bellido, D., (Eds.), Ordovician of the World. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero 14, p. 199–206.

Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W., Garrity, P., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela. USGS Open-file Report (2005-1038).

Harley, S.L., Kinny, P.D., Snape, I., Black, L.P., 2001. Zircon chemistry and the definition of events in Archaean granulite terrains. En: Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., van Kranendonk, M.J. (Eds.), Extended Abstracts of 4th International Archaean Symposium. AGSO-Geoscience Australia Record 2001/37, Canberra, 511-513.

Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behavior and Thermal Histories of Mountain Chains. Elements, 3(1), 25–30. doi: 10.2113/gselements.3.1.25

Hatcher, R.D., 2010. The Appalachian orogen: A brief summary, En: Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., Karabinos, P.M. (Eds.), From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region. Geological Society of America Memoir, 206, 1–19. doi: 10.1130/MEM206

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contribution in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21, 175–204. doi: 10.1146/annurev.earth.21.1.175

Hawkerworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. Chemical Geology, 226, 144– 162. doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.09.018

Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A., 2012. U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. Gondwana Research, 22, (3–4), 910–927. doi: 10.1016/j.gr.2012.03.004

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigeneous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58, 820–829.

Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and Gabros f the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. American Journal of Science, 312, 357–416. doi: 10.2475/04.2012.01]

Hopkinson, T. N., Harris, N.B.W, Warren, C.J., Spencer, C.J., Roberts, N.M.W., Horstwood, M.S.A., Parrish, R.R., E.I.M.F., 2017. The identification and significance of pure sediment-derived granites. Earth and Planetary Science Letters, 467, 57–63. doi: 10.1016/j.epsl.2017.03.018

Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69, 637–648

Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. Journal of Metamorphic Geology, 18(4), 423–439. doi: 10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. En: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53(1), 27–62. doi: 10.2113/0530027

Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., Mora, A.R., 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: new U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. Precambrian Research, 191, 58–77. doi: 10.1016/j.precamres.2011.09.005

Ibanez-Mejia, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G.E., Valley, J., Ducea, M.N., Mora, A.R., Pecha, M., Ruiz, J., 2015. Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. Precambrian Research, 267, 285-310. doi: 10.1016/j.precamres.2015.06.014

Ickert, R. B., 2013. Algorithms for estimating uncertainties in initial radiogenic isotope ratios and model ages. Chemical Geology, 340, 131–138.

Irvine, T., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences, 8(5): 523–548.

Ionov, D.A., Ashchepkov, I.V., Stosch, H.-G., Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., 1993. Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region: the nature of the garnet–spinel peridotite transition zone in the continental mantle. Journal of Petrology, 34(6), 1141-1175.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211(1–2), 47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47: 1255-1259. doi: 10.1093/petrology/egl013

Javadi, H.R., Foroutan, M., Ashtiani, M.E., Urbina, J.A., Saidi, A., Faridi, M., 2011. Tectonics changes in NW South American Plate and their effect on the movement pattern of the Boconó Fault System during the Mérida Andes evolution. Journal of South American Earth Sciences, 32(1), 14–29. doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.008

Jenkin, G.R., Robert, M.E., Rogers, G., Stuart, F.M., 2001. An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65(7), 1141–1160.

Jensen, L. S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.

Jochum, K.P., Nohl, U., Herwig, k., Lammel, E., Stoll, B., Hofmann, A.W., 2005. GeoReM: A New Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards. Geostandards and Geoanalytical Research, 29(3), 333-338.

Johnston, S., Gehrels, G., Valencia, V., Ruiz, J., 2009. Small-volume U–Pb zircon geochronology by laser ablation-multicollector-ICP-MS. Chemical Geology, 259(3–4), 218–229. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.11.004

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., Berndt, J., 2006. Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel. Germany. Journal of Petrology, 47, 1637–1671. doi: 10.1093/petrology/egl023

Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Paterson, B. A., Kinny, P. D. 2006. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. Nature, 439, 580–583.

Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woddhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon. Science, 315, 980–983.

Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutierrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. Precambrian Research, 20, 365–389. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00166-3

Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ramos-Arias, M.A., Morales-Gámez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W, Housh, T., Cooper, P.Dostal, J., Ortega-Rivera, A., 2008a. Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. Tectonophysics, 461(1–4), 130–156. doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.010

Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D., 2008b. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. Tectonophysics, 461(1–4), 277–290. doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.012

Keppie, J.D., Nance, R.D., Ramos-Arias, M.A., Lee, J.K.W, Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Murphy, J.B., 2010. Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in

the northern Acatlán Complex, southern Mexico: Geochronological constraints. Tectonophysics, 495(3–4), 213–229. doi: 10.1016/j.tecto.2010.09.019

Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Galaz-Escanilla, G., Ramos-Arias, M.A., Nance, R.D., 2012a. High pressure rocks of the Acatlán Complex, southern Mexico: Large-scale subducted Ordovician rifted passive margin extruded into the upper plate during the Devonian–Carboniferous. Tectonophysics, 560-561, 1–21. doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.015

Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Lee, J.K.W, Ortega-Rivera, A., 2012b. Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: Geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. Gondwana Research, 21(4), 1050–1065. doi: 10.1016/j.gr.2011.07.020

Keppie, J.D., Dostal, J., Shellnutt, J.G., 2016. Old and juvenile source of Paleozoic and Mesozoic basaltic magmas in the Acatlán and Ayú complexes, Southern Mexico: Nd isotopic constraints. Tectonophysics, 681, 376–384. doi: 10.1016/j.tecto.2016.01.026

Kirsch, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A., 2012. Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. Geological Society of America Bulletin, 124(9-10), 1607–1628. doi: 10.1130/B30649.1

Kirsch, M., Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W., Solari, L.A., 2014. A Late Triassic tectonothermal event in the eastern Acatlán Complex, southern Mexico, synchronous with a magmatic arc hiatus: The result of flat-slab subduction?. Lithosphere, 6(2), 63–79. doi: 10.1130/L349.1

Kocsis, L., Dulai, A., Bitner, M.A., Vennemann, T., Cooper, M., 2012. Geochemical composition of Neogene phosphatic brachiopods: Implications for ancient environmental and marine conditions. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 326-328, 66-77. doi: 10.1016/j.palaeo.2012.02.004

Kohn, B., Shagam, R., Banks, P., Burkley, L. 1984. Mesozoic–Pleistocene fission track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. Mem. Geol. Soc. Am., 162, 365–384.

Kovach, A., Hurley, P.M., Fairbairn, H.W., 1977. Rb-Sr whole-rock dating of metamorphi events in the Iglesias Complex, Venezuelan Andes. Journal of Geology, 85, 372-377.

Kovisars, L., 1971. Geology of a Portion of the North-Central Venezuelan Andes. Geological Society of America Bulletin, 82, 3111–3138. doi: 10.1130/0016-7606(1971)82[3111:GOAPOT]2.0.CO;2

Kovisars, L., 1972. Geología de la parte norte-central de Los Andes venezolanos. En: Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969. Caracas, Venezuela, Boletín de Geología no. 5, p. 817–860.

Kündig, E., 1938. The pre-Cretaceous rocks of the central Venezuelan Andes with some remarks about the tectonics. Boletín de Geología y Minas, Venezuela, 2(2-4), 22-43.

Lancaster, P. J., Storey, C. D., Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., 2011. Understanding the roles of crustalgrowth and preservation in the detrital zircon record. Earth and Planetary Science Letters, 305, 405–412.

Larrovere, M.A., de Los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S., Belmar, M.E., 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. Journal of South American Earth Sciences, 31(2–3), 279–297. doi: 10.1016/j.jsames.2010.11.006

Laya, J.C., Tucker, M.E., 2012. Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 331–332, 1–26. doi: 10.1016/j.palaeo.2012.02.011

Le Maitre, R.W., 2002. gneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (2da ed.) Cambridge University Press, New York, Melbourne. 236 pp.

Li, Q., Liu, S., Han, B., Zhang, J., Chu, Z., 2005. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic Xingxingxia complex: implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the Central Tianshan Tectonic Zone, northwestern China. Canadian Journal of Earth Sciences, 42, 287–306.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461(1–4), 21–43.

Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey Overseas Memoir 11. Nottingham, British Geological Survey, 147 pp.

Liew, T.C., Hofman, A.W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98(2), 129–138. doi: 10.1007/BF00402106

Ludwig, K.R., 2012. Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication no. 5, pp. 1–75.

Lugmair, G.W., Carlson, R.W., 1978. The Sm-Nd history of KREEP. En: Lunar Planet. Sci. Conf., p. 689-704.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}Nd/^{144}Nd$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth and Planetary Science Letters, 39(3), 349–357. doi: 10.1016/0012-821X(78)90021-3

McLennan, S.M.; Hemming, S.; McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. En: Johnsson, M.J., Basu, A., (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Papers, 285: 21–40.

Maheo, G., Blichert-Toft, J., Pin, C., Guillot, S., Pecher, A., 2009. Partial melting of mantle and crustal sources beneath South Karakorum, Pakistan: Implications for the Miocene geodynamic evolution of the India-Asia convergence zone: Journal of Petrology, 50, 427–449. doi: 10.1093/petrology/egp006

Mahlen, N.J., Beard, B.L., Johnson, C.M., 2008. An investigation of dissolution methods for Lu-Hf and Sm-Nd isotope studies in zircon- and garnet-bearing whole-rock samples. Geochemistry Geophysics Geosystems, 9(1). doi: 10.1029/2007GC001605

Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F., Ortíz-Joya, G.A., 2018a. Subduction of Proterozoic to Late Triassic continental basement in the Guatemala suture zone: A petrological and geochronological study of high-pressure metagranitoids from the Chuacús complex. Lithos, 308-309, 83–103. doi: 10.1016/j.lithos.2018.02.030

Maldonado, R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., 2018b. High–pressure metamorphic evolution of eclogites and associated metapelites from the Chuacús complex (Guatemala suture zone): constraints from phase equilibria modeling coupled with Lu–Hf and U–Pb geochronology. Journal of Metamorphic Geology, 36, 95–124. doi: 10.1111/jmg.12285

Mann, P., Escalona, A., Castillo, M.V., 2006. Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90(4), 445–477. doi: 10.1306/ 10110505031

Mantilla-Figueroa, L.C., Bissig, T., Cottle, J.M., Hart, C.J.R., 2012. Remains of Early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). Journal of South American Earth Sciences, 38, 1–12. doi: 10.1016/j.jsames.2012.03.001

Mantilla-Figueroa, L.C., Bissig, T., Valencia, V., Craig, J.R., Hart, C.J.R., 2013. The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 45, 235–249. doi: 10.1016/j.jsames.2013.03.006

Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., Valencia, V., 2016. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander Colombia), a partir de edades U–Pb en circones detríticos. Boletín de Geología, 38(1), 33–50. doi: 10.18273/revbol.v38n1-2016002

Maréchal, P., 1983. Les témoins de la chaîne hercynienne dans le noyau ancien des Andes de Mérida (Vénézuela) (Structure et évolution tectonométamorphique. Tesis de Doctorado en Ciencias. Université de Bretagne-Occidentale. 176 pp.

Martens, U., Weber, B., Valencia, V., 2010. U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: its affinity with peri-Gondwanan terranes. Geological Society of America Bulletin, 122(5–6), 815–829. doi: 10.1130/B26405.1

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 67(5), 1050-1056.

Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, New York.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. Chemical Geology, 56, 207–218.

Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 601- 610. doi: 10.1016/0016-7037(85)90051-1

Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37(3-4), 215-224.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U., 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: geochemical characterization and zircon U–Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. Geological Society of America Bulletin, 121(9–10), 1298–1324. doi: 10.1130/B26488.1

Miyashiro, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, Gran Bretaña.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274, 321–355

Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahightemperature granulites of Rogaland (SW Norway). En: Vance, D., Müller, W., Villa, I.M. (Eds), Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures. Geological Society of London Special Publication 220, pp. 65-81.

Monod, B., Dhont, D., Hervouët, Y., 2010. Orogenic float of the Venezuelan Andes. Tectonophysics, 490, 23–135. doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.036

Montes, C., Guzmán, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., Jaramillo, C., 2010. 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, 29(4), 832–848. doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.010

Mora-Bohórquez, A., Ibanez-Mejía, M., Oncken, O., Freitas, M., Vélez, V., Mesa A., aSerna, L., 2017. Structure and age of the Lower Magdalena Valley basin basement, northern Colombia: New

reflection-seismic and U–Pb-Hf insights into the termination of the central Andes against the Caribbean basin. Journal of South American Earth Sciences, 74, 1–26. doi: 10.1016/j.jsames.2017.01.001

Mullen, E. D., 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62, 53–62

Münker, C., Weyer, S., Scherer, E., Mezger, K., 2001. Separation of high field strength elements (Nb, Ta, Zr, Hf) and Lu from rock samples for MCICP-MS measurements. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2, 1-19. doi: 10.1029/2001GC000183

Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, Ulf, D'lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic–Early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. Geological Society of London, Special Publications, 297, 345–383. doi: 10.1144/SP297.17

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17(2–3), 194–222.

Nasdala, L., Corfu, F., Valley, J.W., Spicuzza, M.J., Wu, F-Y., Li, Q-L., Yang, Y-H., Fisher, C., Münker, C., Kennedy, A.K., Reiners, P.W., Kronz, A., Wiedenbeck, M., Wirth, R., Chanmuang, C., Zeug, M., Váczi, T., Norberg, N., Häger, T., Kröner, A., Hofmeister, W., 2016. Zircon M127 – A Homogeneous Reference Material for SIMS U–Pb Geochronology Combined with Hafnium, Oxygen and, Potentially, Lithium Isotope Analysis. Geostandards and Geoanalytical Research, 40(4), 457–475. doi: 10.1111/ggr.12123

Nebel, O., Mezger, K. Scherer, E.E., Münker, C., 2005. High precision determinations of $^{87}Rb/^{85}Rb$ in geologic materials by MC-ICP-MS. International Journal of Mass Spectrometry, 246, 10–18. doi: 10.1016/j.ijms.2005.08.003

Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. Chemical Geology, 241, 23–37.

Nebel, O., Scherer, E.E., Mezger, K., 2011a. Evaluation of the Rb-87 decay constant by age comparison against the U-Pb system. Earth and Planetary Science Letters, 301(1-2), 1-8. doi: 10.1016/j.epsl.2010.11.004

Nebel, O., Vroon, P.Z., van Westrenen, W., Lizuka, T., Davies, G.R., 2011b. The effect of sediment recycling in subduction zones on the Hf isotope character of new arc crust, Banda arc, Indonesia. Earth and Planetary Science Letters, 303, 240–250. doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.053

Nebel-Jacobsen, Y., Munker, C., Nebel, O., Gerdes, A., Mezger, K., Nelson, D.R., 2010. Reworking of Earth's first crust: Constraints from Hf isotopes in Archean zircons from Mt. Narryer, Australia. Precambrian Research, 182, 175-186. doi: 10.1016/j.precamres.2010.07.002

Nesbitt, H.W., Young, G., 1982. Early Proterozoic climates and plate. Nature, 299, 21.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Siliciclastic Sediments, with Implications for Provenance Studies. The Journal of Geology, 104(5), 525-542.

Niemeyer, H., Götze, J., Sanhueza, M., Portilla, C., 2018. The Ordovician magmatic arc in the northern Chile-Argentina Andes between 21° and 26° south latitudes. Journal of South American Earth Sciences, 81, 204–214. doi: 10.1016/j.jsames.2017.11.016

Nowell, G.M., Kempton, P.D., Noble, S.R., Fitton, J.G., Saunders, A.D., Mahoney, J.J. and Taylor, R.N., 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mangle. Chemical Geology, 149(3-4), 211-233. doi: 10.1016/S0009-2541(98)00036-9.

O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. En: US Geological Survey Professional Paper B525, USGS, 79–84.

Odreman, O., Useche, A., 1997. El Complejo Iglesias, Léxico Estratigráfico de Venezuela. Ministerio de Energía y Minas, Caracas, Venezuela.

Odreman, O., Wagner, Y.R., 1979. Precisiones sobre algunas floras carboníferas y pérmicas de Los Andes venezolanos. Boletín de Geología, Ministerio de Energía y Minas, 13, 77–81.

Ohta, T., Aray, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. Chemical Geology, 240, 280–297. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

Ordoñez-Carmona, O., Pimentel, M.M., 2002- Rb–Sr and Sm–Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 15(2), 173–182. doi: 10.1016/S0895-9811(02)00017-2

Ordóñez-Carmona, O., Restrepo-Álvarez, J.J., Pimentel, M.M., 2006. Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), 372–382. doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.005

Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., Centeno-Garcia, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. Geology, 23(12), 1127–1130. doi: 10.1130/00917613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L., 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. Earth-Science Reviews, 183, 2-37. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.03.006

Ortega-Obregón, C., Keppie, J.D., Muprhy, J.B., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A., 2009. Geology and geochronology of Paleozoic rocks in Western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstruction. Geological Society of America Bulletin, 121, 1678–1694. doi: 10.1130/B26597.1

Ortega-Obregon, C., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2010. Geochemistry and Sm–Nd isotopic systematics of Ediacaran-Ordovician, sedimentary and bimodal igneous rocks in the western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. Lithos, 114(1-2), 155–167. doi: 10.1016/j.lithos.2009.08.005

Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., 2013. Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. International Journal of Earth Sciences, 103(5), 253–269. doi: 10.1007/s00531-013-0933-1

Ostos, M., Yoris, F., Lallemant, H.G.A., 2005. Overview of the southeast Caribbean-South American plate boundary zone. Geological Society of America Special Papers, 394, 53–89. 10.1130/0-8137-2394-9.53

Paces, J.B., Miller, J.D., 1993. Precise U–Pb Ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, Northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. Journal of Geophysical Research, 98(B8), 13997-14013. 10.1029/93JB01159

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer Verlag, Heidelberg.

Patchett, P. J., 1983. Importance of the Lu-Hf isotope system in studies of planetary chronology and chemical evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 81–91.

Patchett, P. J., Tatsumoto, M., 1980. A routine highprecision method for Lu-Hf isotope geochemistry. Contrib. Miner. Petrol., 75(3), 263–267.

Patchett, P. J., Samson, S. D., 2003. Ages and Growth of the Continental Crust from Radiogenic Isotopes. En: Rudnick, R.L., Treatise on Geochemistry, Volume 3, Elsevier, p.321-348.

Payne, J.L., McInerney, D.J., Barovich, K.M., Kirkland, C.L., Pearson, N.J., Hand, M., 2016. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modelling crustal growth. Lithos, 248-251, 175-192. doi: 10.1016/j.lithos.2015.12.015

Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe R.S. (Ed.) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, M., Norry, C., (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich, Cheshire, Shiva Publications, p. 230–249.

Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100, 14–48.

Pearce, J.A., 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. Elements, 10(2), 101-108. doi: 10.2113/gselements.10.2.101

Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33–47.

Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956–983.

Peck, W.H., Valley, J.W., Graham, C.M., 2003. Slow diffusion rates of O isotopes in igneous zircons from metamorphic rocks. Am. Mineral., 88, 1003–1014.

Peterman, E.M., Grove, M., 2010. Growth conditions of symplectic muscovite + quartz: implications for quantifying retrograde metamorphism in exhumed magmatic arcs. Geology, 38(12), 1071–1074. doi: 10.1130/G31449.1

Pettijohn, F.J., Potter, .P.E., Siever, R., 1972. Sand and sandstone. Springer, Berlin Heidelberg New York.

Piochi, M., Ayuso, R.A., de Vivo, B., Somma, R, 2006. Crustal contamination and crystal entrapment during polybaric magma evolution at Mt. Somma-Vesuvius volcano, Italy: Geochemical and Sr isotope evidence. Lithos, 86, 303-329. doi: 10.1016/j.lithos.2005.05.009

Poole, F.G., Perry, W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives. Geological Society of America, Special Paper 393, p. 543-596. doi: 10.1130/2005.2393(21)

Powell, R., Downes, J., 1990. Garnet porphyroblasts-bearing leucosomes in metapelites: mechanisms, phase diagrams, and an example from Broken Hill, Australia. En: Ashword, J.R., Brown, M. (Eds.), High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. The Mineralogical Society Series, Springer, Dordrecht, 105–123. doi: 10.1007/978-94-015-3929-6_5

Pryer, L.L., Robin, P.Y.F., 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. Journal of Metamorphic Geology, 13(6), 645–658. doi: 10.1111/j.1525-1314.1995.tb00249.x

Raczek, I., Stoll, B., Hofmann, A.W., Jochum, K.P., 2001. High-precision trace element data for the USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, DTS-1, DTS-2, GSP-1 and GSP-2 by ID-TIMS and MIC-SSMS. Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis, 25(1), 77-86. doi: 10.1111/j.1751-908X.2001.tb00789.x

Ramírez, C., García, R., Campos, V., 1972. Geología de la región de Timotes, Estados Mérida, Barinas y Trujillo. En: Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969: Caracas, Venezuela, Boletín de Geología, no. 5, p. 898–934.

Ramos, V., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 20, 77–91. doi: 10.1016/j.jsames.2009.09.004

Ramos, V., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, A., Campos, D.A., (Eds.), Tectonic evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, p. 635–68.

Ramos, V., 2018, The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. En: Folguera, A., Contreras-Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Iannelli, S.B., Oliveros, V., Dávila, F.M., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia-Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V.D., Alvarez, O., and Arriagada, C., (Eds.), The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Gewerbestrasse, Switzerland, Springer, p. 133–161. doi: 10.1007/978-3-319-67774-3_6

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jockheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., Mcwilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., Bock, P., 2009. The North American–Caribbean Plate boundary in Mexico–Guatemala–Honduras. Geological Society London Special Publications, 328, 219–293. doi: 10.1144/SP328.11

Restrepo, J.A., Ordóñez-Carmona, O., Armstrong, R., Pimentel, M.M., 2011. Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the central cordillera of Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 32, 497–507. doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.009

Restrepo-Pace, P.A., Cediel, F., 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. Journal of South American Earth Sciences, 29(4), 764–771. doi: 10.1016/j.jsames.2010.06.002

Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. Earth and Planetary Science Letters, 150(3–4), 427–441. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00091-5

Reyes-Abril, J., Pastor-Chacón, A., 2012. Estratigrafía del Paleozoico inferior en el borde noroccidental de Suramérica (Colombia y Venezuela): Una nueva visión. Abstract en 11th Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, 29 de Julio.

Ríos, C., García, C., Takasu, A., 2003. Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 16, 133–154. doi: 10.1016/S0895-9811(03)00025-7

Roberts, N.M.W., Spencer, C.J., 2014. The zircon archive of continent formation through time. En: Roberts, N. M. W., Van Kranendonk, M., Parman, S., Shirey, S., Clift, P. D., (Eds.) Continent Formation Through Time. Geological Society, London, Special Publications, 389. doi: 10.1144/SP389.14

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. Journal of Geology, 94, 635–650.

Ross, P. S., Bédard, L. P., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences, 46, 823–839.

Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184(1–2), 123–138. doi: 10.1016/S0009-2541(01)00355-2

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. En: Rudnick, R.L. (Ed.), The crust volume 3 treatise on geochemistry. Oxford, Pergamon, 1–64. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4

Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. Geological Society of America Bulletin, 100, 274–281. doi: 10.1130/0016-7606(1988)100<0274:PAPBTO>2.3.CO;2

Sawyer, E.W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting: Physics and Chemistry of the Earth, Part A. Solid Earth and Geodesy, 24(3), 269–279. doi: 10.1016/S1464-1895(99)00029-0

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press.

Schandl, E. S., Gorton, M. P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology, 97, 629–642.

Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 293(5530), 683–687. doi: 10.1126/science.1061372

Schmitt, A.K., Vazquez, J.A. 2017. Secondary Ionization Mass Spectrometry Analysis in Petrochronology. Mineralogical Society of America, 83(1), 199–230.

Schmitt, A.K., Grove, M., Harrison, T.M., Lovera, O., Hulen, J., Walters, M., 2003. The Geysers - Cobb Mountain Magma System, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(18), 3423–3442.

Schmitt, A.K., Danišík, M., Siebel, W., Elitok, Ö., Chang, Y-W., Shen, C-C., 2014. Late Pleistocene zircon ages for intracaldera domes at Gölcük (Isparta, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 286, 24–29. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.08.027

Schmitt, A.K., Klitzke, M., Gerdes, A., Schäfer, C., 2017. Zircon Hafnium–Oxygen Isotope and Trace Element Petrochronology of Intraplate Volcanic Rocks from the Eifel (Germany) and Implications for Mantle versus Crustal Origins of Zircon Megacrysts. Journal of Petrology, 58(9), 1841–1870. doi: 10.1093/petrology/egx075

Schoene, B. 2014. U–Th–Pb Geochronology. En: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry (2da Ed). Elsevier, pp. 341-378.

Schubert, C., 1968. Geología de la región Barinitas–Santo Domingo, Andes venezolanos surorientales. Boletín de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, IX(19), 181–261.

Segal, I., Halicz, L., Platzner, I.T., 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 18, 1217–1223.

Shand, S. J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.

Shagam, R., 1968. Origin of amphibolites in the Venezuelan Andes. The Geological Society of America, Special Paper No. 101, 277-278.

Shagam, R., 1972, Evolución tectónica de Los Andes venezolanos. En: Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969: Caracas, Venezuela, Boletín de Geología, no. 5, p. 1201–1261.

Shagam, R., 1975, The Northern termination of the Andes. En: Nair, A.M., Stehli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins: Gulf of Mexico and the Caribbean, 3, p. 326-419.

Shagam, R., 1977, Stratigraphic models of the Northern Venezuelan Andes. En: Memorias del V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela, no. 2, p. 855–877.

Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P., Dasch, L., Vargas, R., Rodríguez, G., Pimentel, N., 1984. Tectonic implications of Cretaceous–Pliocene fission track ages from rocks of the circum-Maracaibo Basin region of western Venezuela and eastern Colombia. Mem. Geol. Soc. Am., 162, 385–412.

Shaw, D.M., Kudo, A.M., 1965. A test of the discriminant function in the amphibolite problem: Mineralogical Magazine, 34(268), 423-435.

Shengyao, Y., Jianxin, Z., Deyou, S., García del Real, P., Yunshuai, L., Xilin, Z., Kejun, H., 2015. Petrology, geochemistry, zircon U–Pb dating and Lu–Hf isotope of granitic leucosomes within felsic gneiss from the North Qaidam UHP terrane: Constraints on the timing and nature of partial melting. Lithos, 218-219, 1–21. doi: 10.1016/j.lithos.2015.01.008

Shervais, J. W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59, 101–118.

Silva, J.C., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Estrada, J.J., 2004. C-isotope stratigraphy of a Vendian carbonate succession in northwestern Andes: Implications for the NW Andes. En: Abstracts IV Reunión Ciencias de la Tierra, Querétaro, México, v. 198.

Silva, J.C., Arenas, J.E., Sial, A.N., Ferreira, V.P., Jiménez, D., 2005. Finding the Neoproterozoic-Cambrian transition in carbonate successions from the Silgará Formation, Northeastern Colombia: an assessment from C-isotope stratigraphy. En: Abstracts X Congreso Venezolano de Geología, Bogotá, Colombia.

Sláma, J., Košler, J., Condon D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon - A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology, 249(1–2), 1–35. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutierrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., 2004. 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(2), 212–225.

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Ortega-Obregón, C., Chiquín, M., 2009. U-Pb zircon geochronology of Palaeozoic units in western and central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. Geological Society, London, Special Publications 328, 295–313. doi: 10.1144/SP328.12

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., 2010. Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. International Geology Review, 52(9), 977–998. doi: 10.1080/00206810903216962

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregón, C., 2011. The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-Mesozoic evolution. Geologica Acta, 9(3–4), doi: 10.1344/105.000001695

Solari, L.A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J.K., Ortega-Rivera, A., 2013. Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. Geological Society of America Bulletin, 125(3–4), 625–639. doi: 10.1130/B30743.1

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. Earth and Planetary Science Letters, 219(3–4), 311–324. doi: 10.1016/S0012-821X(04)00012-3

Sørensen, B.E., 2007. Metamorphic refinement of quartz under influence of fluids during exhumation with reference to the metamorphic/metasomatic evolution observed in amphibolites: A detailed field, microtectonic and geochemical study from the Bamble sector, South Norway. Tesis de Doctorado en Ciencias. Norwegian University of Science and Technology. 58 pp.

Spear, F.S., 1993, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America. Washington D.C.

Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. Contrib. Mineral. Petrol., 134, 17–32. doi: 10.1007/s004100050466

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., 2015. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean large igneous province (290–75Ma). Gondwana Research, 27(1), 95–139. doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004

Spikings, R., Reitsma, M.J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiradia, M., Gerdes, A., Schaltegger, U., 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. Gondwana Research, 35, 124–143. doi: 10.1016/j.gr.2016.02.008

Sprung, P., Scherer, E.E., Upadhyay, D., Leya, I., Mezger, K., 2010. Non-nucleosynthetic heterogeneity in non-radiogenic stable Hf isotopes: Implications for early solar system chronology. Earth and Planetary Science Letters, 295(1–2), 1–11. doi: 10.1016/j.epsl.2010.02.050

Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26, 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36(3), 359-362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7

Stracke, A., Scherer, E.E., Reynolds, B.C., 2014. Application of Isotope Dilution in Geochemistry. En: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry (2da Ed). Elsevier, pp. 71-86.

Sun, S, McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345.

Suttner, L.J., Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate. I. Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Petrology, 56(3), 329–345. Doi: 10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D

Taguibao, K.j., Takahashi, R., 2018. Whole-Rock Geochemistry of Host Rocks and K/Ar Age of Hydrothermal Mineral of the Co-O Epithermal Gold Deposit, Mindanao, Philippines. Open Journal of Geology, 8, 383-398.

Sutton, F.A., 1946. Geology of Maracaibo basin, Venezuela: Part 1. AAPG Bulletin, 30(10), p. 1621-1741.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 235(3–4), 682–699. doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.013

Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. Chemical Geology, 168(3-4), 279-281. doi: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4

Tappe, S., Brand, N.B., Stracke, A., van Acken, D., Liu, C-Z., Strauss, H., Wu, F-Y., Luguet, A., Mitchell, R.H., 2017. Plates or plumes in the origin of kimberlites: U/Pb perovskite and Sr-Nd-Hf-Os-C-O isotope constraints from the Superior craton (Canada). Chemical geology, 455, 57-83. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.08.019´

Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Pub., Palo Alto, California.

Tazoe, H., Obata, H., Gamo, T., 2011. Coupled isotopic systematics of surface cerium and neodymium in the Pacific Ocean. Geochemistry Geophysics Geosystems, 12(4). doi: 10.1029/2010GC003342

Thirlwall, M., Anczkiewicz, R., 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. International Journal of Mass Spectrometry, 235(1). 59–81. doi: 10.1016/j.ijms.2004.04.002

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, J., Grajales, J.M., 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. En: Bartolini, C., Wilson, J.L, Lawton, T.F., (Eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. Geological Society of America Special Paper, 340, 191–196. doi: 10.1130/SPE340

Torsvik, T.H., Cocks, R.M., 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: palaeomagnetic, faunal and facies review. Journal of the Geological Society, London, 161, 555–572. doi: 10.1144/0016-764903-098

Urbani, F., Baquero, M., Grande, S., Valencia, V., Martens, U., Pindell, J., Mendi, D., Gómez, A., 2015a. Nuevas edades U–Pb de rocas ígneo-metamórficas el Estado Yaracuy, Venezuela. Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, v. LXXV(2), 33–52.

Urbani, F., Grande, S., Lozano, F., Mussari, A., Mendi, D., Wright, J.E., Baquero, M., Orihuela, N., Cavada, J., 2015b. Petrología de las Unidades Metamórficas de la Región de Yumare, Estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. En: Schmitz, M., Audemard, F.A., Urbani, F., (Eds.), El Límite Noreste de la Placa Suramericana-Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto (The Northeastern Limit of the South American Plate - Lithospheric Structures from Surface to the Mantle): Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela, Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Caracas. p. 221–248.

Valeriano, C.M., Vaz, G.S., Medeiros, S.R., Neto, C.C.A., Ragatky, C.D., Geraldes, M.C., 2008. The Nd isotope composition of the JNdi-1 oxide reference material: Results from the Lagir Laboratory, Rio de Janeiro. En: VI South American Symposium on Isotope Geology Abstracts, San Carlos de Bariloche – Argentina.

Valley, J.W., 2003. Oxygen isotopes in zircon. Rev. Mineral. Geochem., 53, 343– 380.

Valley, J. W., Kinny, P. D., Schulze, D. J., Spicuzza,M. J., 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. Contributionsto Mineralogy and Petrology, 133, 1–11.

van de Flierdt, T., Frank, M., Lee, D.-C., Halliday, A.N., Reynolds, B.C., Hein, J.R., 2004. New constraints on the sources and behavior of neodymium and hafnium in seawater from Pacific Ocean ferromanganese crusts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(19), 3827–3843. doi: 10.1016/j.gca.2004.03.009

van der Lelij, R., 2013. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis de Doctorado en Ciencias. Université de Genève. 221 pp.

van der Lelij, R., Spikings, R.A., Kerr, A.C., Kounov, A., Cosca, M., Chew, D., Villagómez, D., 2010. Thermochronology and tectonics of the Leeward Antilles: evolution of the southern Caribbean Plate boundary zone. Tectonics, 29(6), 1–30. doi: 10.1029/2009TC002654

van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiradia, M., Mora, A., 2016a. Paleozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic, and Pacific Oceans. Gondwana Research, 31, 271–294. doi: 10.1016/j.gr.2015.01.011

van der Lelij, R., Spikings, R., Mora, A., 2016b. Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. Lithos, 248-251, 220–239. doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.006

van der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiradia, M., Vennemann, T., Mora, A., 2018. Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana. Gondwana Research, 66, 227-245.

Vega-Granillo, R., 2006. Petrología, termobarometría y análisis estructural en la región NW del Complejo Acatlán, Puebla, México: Implicaciones tectónicas. Tesis de Doctorado en Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 344 pp.

Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., López-Martínez, M., Gehrels, G.E., 2007. Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. GSA Bulletin, 109(9–10), 1249–1264. doi: 10.1130/B226031.1

Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., López-Martínez, M., and Gehrels, G.E., 2009a. Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Reply. GSA Bulletin, 121(9–10), 1460–1464. doi: 10.1130/B26514.1

Vega-Granillo, R., Meza-Figueroa, D., Ruiz J., Talavera-Mendoza, O., López-Martínez, M., 2009b. Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. Tectonics, 28(4), 1–25. doi: doi.org/10.1029/2007TC002159

Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. Chemical Geology, 355, 117–133. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014

Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(6). doi: 10.1029/2005GC001092

Vervoort, J.D., 2014. Lu-Hf Dating: The Lu-Hf isotope system. Encyclopedia of Scientific Dating Methods, Springer. pp 379-390. doi: 10.1007/978-94-007-6326-5_46-1

Veervort, J.D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3-4), 533–556. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00274-9

Vervoort, J. D., Patchett, P. J., 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 3717–3733.

Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1999. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system. Earth and Planetary Science Letters, 168(1–2), 79–99. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00047-3

Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Rudnick, R., Downes, H., 2000. Hf-Nd isotopic evolution of thee lower crust. Earth and Planetary Science Letters, 181(1–2), 115–129. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00170-9

Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Söderlund, U., Baker, M., 2004. Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 5(11). doi: 10.1029/2005GC001100

Vervoort, J.D., Plank, T., Prytulak, J., 2011. The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(20), 5903–5926. doi: 10.1016/j.gca.2011.07.046

Vervoort, J.D., Kemp, A.I.S, 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution. Chemical Geology, 425, 65–75. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.01.023

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., aBeltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Lithos, v. 125(3–4), 875–896. doi: 10.1016/j.lithos.2011.05.003

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 89, 113–119.

Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), 355–371. doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.007

Viscarret, P., Wright, J., Urbani, F., 2009. New U-Pb zircon ages of El Baúl Massif, Cojedes State, Venezuela. Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia, 32(3), 210 – 221.

Waight, T., Baker, J., Willigers, B., 2002. Rb isotope dilution analyses by MC-ICPMS using Zr to correct for mass fractionation: towards improved Rb–Sr geochronology?. Chemical Geology, 186, 99– 116. doi: /10.1016/S0009-2541(01)00420-X

Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45(12), 2311-2323. doi: 10.1016/0016-7037(81)90085-5

Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. Precambrian Research, 96, 245–262. doi: 10.1016/S0301-9268(99)00012-1

Weber, B., Hecht, L., 2003. Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. Precambrian Research, 124, 41–67. doi: 10.1016/S0301-9268(03)00078-0

Weber, B., Schulze, C.H., 2014. Early Mesoproterozoic (>1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept – Evidence from U-Pb and Lu-Hf isotopes on zircon. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(3), 377–394.

Weber, B., Cameron, K., Osorio, M., Schaaf, P., 2005. A Late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas Massif, southeastern Mexico. International Geology Review, 47(5), 509–529. doi: 10.2747/0020-6814.47.5.509

Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006. Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23, 262-276.

Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas Massif. International Journal of Earth Sciences, 96, 253–269. doi: 10.1007/s00531-006-0093-7

Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008. Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a peri-Gondwanan realm. Journal of Geology, 116, 619–639. doi: 10.1086/591994

Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Ortega-Gutiérrez, F., 2009. Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic stratigraphy. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(1), 260–276.

Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010. U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. Precambrian Research, 182(1–2), 149–162. doi: 10.1016/j.precamres.2010.07.007

Weber, B., Scherer, E., Martens, U.K., Mezger, K, 2012. Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? A U–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotope study. Chemical Geology, 312–313, 1–17. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.010

Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., Valencia, V., 2018. Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. Lithos, 300–301, 177–199. doi: 10.1016/j.lithos.2017.12.009

Weber, M., Cardona, A., Valencia, V., García-Casco, A., Tobón, M., Zapata, S., 2010. U/Pb detrital zircon provenance from late cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: Tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. Journal of South American Earth Sciences, 29, 805–816. doi: 10.1016/j.jsames.2009.10.004

White, W. M., Patchett, P. J.,1984. Hf-Nd-Sr and incompatible element abundances in island arcs: Implications for magma origins and crust-mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 67, 167–185.

Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J-.P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, R., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skar, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y-. F., 2004. Further characterisation of the 91500 Zircon Crystal. Geostandards and Geoanalytical Research, 28(1), 9–39.

Wimmenauer, W., 1984. Das Prävariskische Kristallin im Schwarzwald. Fortschritte Der Mineralogie, 62, 69–86.

Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and **their** differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325–343.

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, New Jersey.

Wood, D. A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50, 11–30.

Woodhead, J.D., Eggins, S.M., Johnson, R.W., 1998, Magma genesis in the New Britain Island Arc: Further insights into melting and mass transfer processes. Journal of Petrology, 39, 1641–1668. doi: 10.1093/petrology/39.9.1641

Woodhead, J. D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., Eggins, S.M., 2001. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes. Earth and Planetary Science Letters, 192, 331–346. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00453-8

Woodhead, J. D., Hergt, J.M., 2005. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. Geostandards and Geoanalytical Research, 29(2), 183–195. doi: 10.1111/j.1751-908X.2005.tb00891.x

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1), 185–187. doi: 10.2138/am.2010.3371

Yang, Y., Wu, F., Xie, L., Zhang, Y., 2010. High-Precision Measurements of the $^{143}Nd/^{144}Nd$ Isotope Ratio in Certified Reference Materials without Nd and Sm Separation by Multiple Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. Analytical Letters, 43(1), 142-150. doi: 10.1080/00032710903276539

Yardley, B.W.D., Barber, J.P., 1991. Melting reactions in the Connemara Schists: The role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites. American Mineralogist, 76, 848–856.

Zhang, S.-B., Zheng, Y.-F., Wu, Y.-B., Zhao, Z.-F., Gao, S., Wu, F.-Y., 2006. Zircon isotope evidence for ≥3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. Precambrian Research, 146(1–2), 16–34. doi: 10.1016/j.precamres.2006.01.002

Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., Bernet, M., 2017. Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). Lithos, 274–275, 123–146. doi: 10.1016/j.lithos.2016.12.036

Anexos

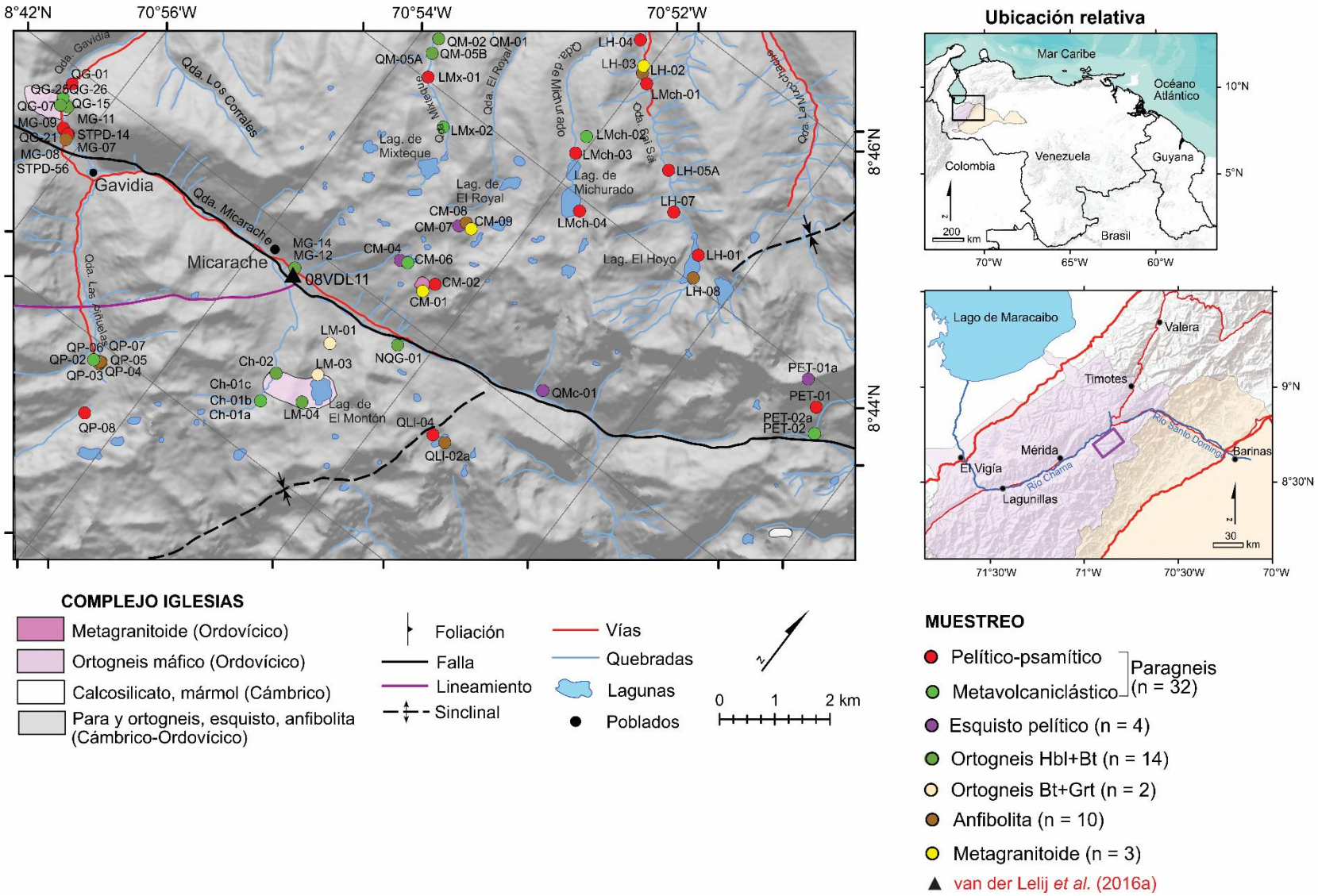


Figura 88. Mapa de muestreo del Complejo Iglesias en un área en la Sierra Nevada de Mérida, en las inmediaciones de Gavidia (modificado de Grauch, 1975). La ubicación relativa se indica a la derecha. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

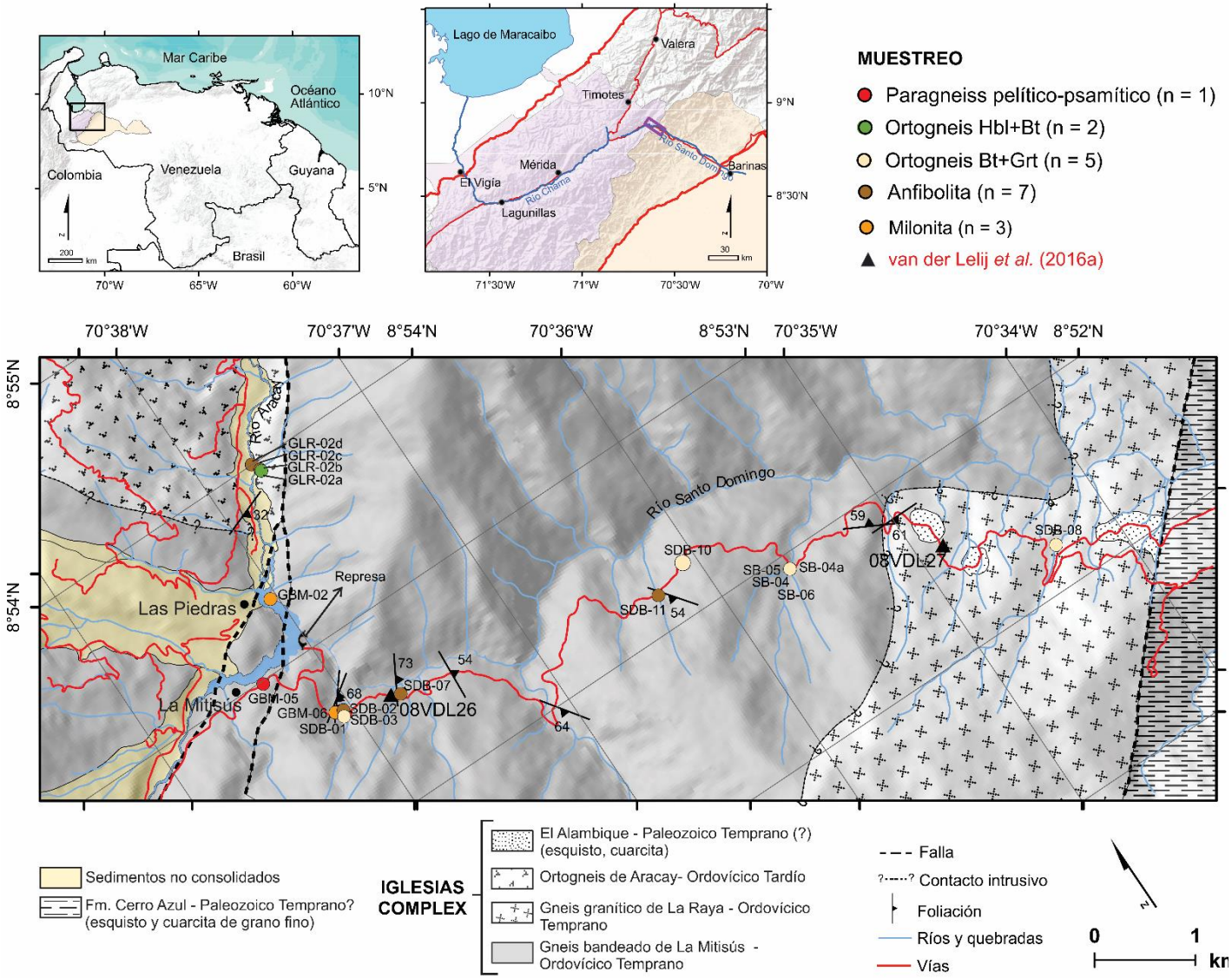


Figura 89. Mapa de muestreo del Complejo Iglesias en un área en la Sierra de Santo Domingo, en las inmediaciones de La Mitisús (modificado de Schubert, 1968). La ubicación relativa se indica en la parte superior. El modelo digital de elevación en el fondo está basado en datos de radar de apertura sintética (SAR) del Sentinel-2, procesados por la Agencia Espacial Europea (ESA).

Tabla 17. Ubicación, clasificación, breve descripción y análisis realizados a muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

No.	Código	N*	E*	Área	Litología	Descripciópn breve**	Análisis***
1	QM-01	291312	966615	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Qtz + Bt + Kfs(minoritario). Epidota-allanita de retrogresión.	Pet
2	QM-02	291312	966615	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Qtz + Hbl + Bt. La biotita es pleocroica del verde al café rojizo. La Pl tiene intercrecimiento mirmequítico con el Qtz. Pl puede presentar zonaciones en parches. Epidota-allanita de retrogresión.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
3	QM-05B	291373	966335	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Qtz + Bt.	Pet
4	QG-05	286574	961578	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Melanosoma: Hbl + Pl + Bt + Qtz. Leucosoma: Pl + Qtz + Hbl + Bt + Kfs. Grano grueso. La plagioclasa está zonada.	Pet
5	QG-06	286574	961578	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Qtz + Hbl + Bt + Kfs. Epidota-allanita de retrogresión. Algunas texturas cataclásticas (recristalización de Qtz + Kfs + Ep).	Pet
6	QG-07	286705	961578	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Bt + Qtz + Ttn. Rutilo accesorio. Contactos lobulados a ameboides.	Pet/Gq/Istp/
7	QG-11	286574	961770	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Bt + Qtz. Plagioclasa sericitizada y epidota de retrogresión. Similar a QG-05 y QG-07.	Pet/Gq/Istp/
8	LM-04	293306	959885	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Qtz + Hbl + Ttn + Kfs. El cuarzo está ligeramente recristalizado. Contactos lobulados. Clinopiroxeno relicto (?), a veces en núcleos de los blastos de anfíbol. Simplectita de anfíbol-piroxeno, posiblemente de retrogresión.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
9	NQG-01	294064	961753	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Qtz + Ttn. Epidota y clorita de retrogresión. Contactos lobulados a ameboides.	Pet
10	QG-25	286579	961520	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Qtz + Bt + Ttn. Bandas alternadas enriquecidas en Hbl y Pl (melanosoma y leucosoma). Textura equigranular, con contactos lobulados a ameboides.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
11	QG-26	286579	961520	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl + Qtz + Bt + Ttn. Bandas alternadas enriquecidas en Hbl y Pl (melanosoma y leucosoma). Textura equigranular, con contactos lobulados a ameboides.	Pet
12	Ch-02	292621	960016	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Qtz + Bt + Hbl + Grt. S_1 está definida por biotita y hornblenda. S_2 está definida por listones de Bt orientados a 45 ° con respecto a S_1.	Pet/Istp/Gcr
13	MG-12	291740	961740	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl +Qtz + Bt + Op. Contactos lobulados. Foliación definida por hornblenda y biotita. La plagioclasa puede presentar zonaciones. Epidota de retrogresión.	Pet
14	MG-14	291740	961740	Sierra Nevada - Gavidia	Ortogneis-Hbl	Pl + Hbl +Qtz + Op. Textura inequigranular. La plagioclasa puede presentar zonaciones y alteraciones a sericita.	Pet/Gq/Istp/
16	GLR-02c	320969	984107	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Hbl	Pl + Qtz + Hbl + Bt + Kfs. Grano grueso, contactos lobulados y ligera recristalización en los bordes (deformación post-magmática). La Hbl incluye cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico redondeados.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
17	SDB-01	320277	981677	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt (Protomilonita)	Kfs + Pl + Qtz + micas + Grt. Protomilonita. Porfidoclastos de microclino y Pl subangulares en una matriz donde la foliación está definida por superfices-C de micas de grano muy fino. Cintas alargadas de cuarzo policristalino indican recristalización dinámica y dúctil. Mirmequitas orientadas en los bordes de los feldespatos.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
18	SDB-08	327088	979054	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt (Protomilonita)	Qtz + Mc + Pl + Bt. Protomilonita. Mica blanca y epidota de retrogresión. Los feldespatos y el cuarzo aparecen recristalizado dinámicamente. Porfiroclastos de Pl y Qtz y cintas de cuarzo. La biotita tiene retrogresión a clorita.	Pet
19	SDB-10	323920	980984	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt	Qtz + Kfs + Pl + Bt + Grt. El granate se asocia con biotita y parecer ser post-tectónico (no hay deflexión interna de S_1, definida por biotita). Contactos ameboides entre los blastos. El microclino es pertítico y tiene enrejillado tartán moderadamente desarrollado.	Pet
20	SB-04	324978	980703	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt (Leucosoma)	Qtz + Kfs + Pl + Grt + Bt + Ttn. El granate se asocia con biotita y parecer ser post-tectónico.	Pet/Istp/Gcr
21	SB-05	324768	980339	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt (Melanosoma)	Qtz + Pl + Bt + Grt. Textura inequigranular. Contactos lobulados a ameboides entre cuarzo y plagioclasa.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
22	SB-06	324768	980339	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Ortogneis-Bt	Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grt. Similar a SDB-01, pero con menos recristalización dinámica. El granate está cloritizado. Mica blanca de retrogresión.	Pet
23	QP-03	289900	958230	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Op(ilmenita-magnetita) + Qtz . El cuarzo es una fase minoritaria. Tamaño de grano grueso.	Pet/Gq/Istp/
24	QP-04	289967	958220	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Op (ilmenita-magnetita).	Pet/Gq/Istp/
25	QP-06	289977	958267	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Op (ilmenita-magnetita) + Bt. Contactos lobulados. La biotita es fase minoritaria y está cloritizada. El Qtz y la Pl se presetan en los intersticios de los blastos de Hbl.	Pet/Gq/Istp/

Cont. Tabla 17. Ubicación, clasificación, breve descripción y análisis realizados a muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

No.	Código	N*	E*	Área	Litología	Descripciópn breve**	Análisis***
26	QP-07	289955	958255	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Bt. La plagioclasa de presenta sericitizada. Mica blanca y epidota de retrogresión. La biotita es minoritaria y está cloritizada.	Pet/Gq/Istp/
27	LH-02	294625	968350	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Ttn. El Qtz es minoritario. La plagioclasa está reemplazada por sericita y la hornblenda está reemplazada por clorita de retrogresión. Pseudomorfos de Ttn reemplazados por óxidos de Fe-Ti.	Pet/Gq/Istp/
28	QLI-02a	295811	960863	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Op. Contactos lobulados a poligonales entre los blastos.	Pet/Gq/Istp/
29	LH-08	297595	965954	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Bt + Qtz. Qtz es una fase minoritarita.La biotita está reemplazada por clorita. epidota de retrogresión.	Pet/Gq/Istp/
30	MG-07	287020	961182	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz. Wollastonita asociada con Qtz, Hbl, Cpx, Ep, Czo, Ttn y Cal. Leucosoma tonalítico en venas, de grano medio. Melanosoma: Cpx + Hbl, grano grueso. El Ap es una fase minoritaria.	Pet/Gq/Istp/
31	SPTD-04	286999	961184	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente en paragneis)	Wollastonita asociada con Qtz, hHbl, Cpx, Ep, Czo, Ttn y Cal. Leucosoma tonalítico en venas, de grano medio. Melanosoma: Cpx + Hbl, grano grueso	Pet/Gq/Istp/ Gcr
32	SDB-07	320873	981480	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Op. Textura granoblástica (contactos rectos) de grano medio. Qtz es una fase minoritaria.	Pet/Gq/Istp/
33	SDB-11	323539	980855	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Anfibolita (lente en paragneis)	Hbl + Pl + Qtz + Op. Contactos abruptos entre los granos. Foliación definida por Hbl. Similar a SDB-07.	Pet
34	CM-08, CM-08A	293644	964144	Sierra Nevada - Gavidia	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Qtz + Ttn + Op. Intercrecimiento de Qtz y Pl. Inclusiones redondeadas de cuarzo en plagioclasa. Ep y Bt de retrogresión. Titanita esqueletal, por reacción incompleta de Qtz, Pl y óxidos de Fe-Ti. Parte de la Bt tiene una foliación ortogonal (S_3) a la formada por Hbl (S_1)	Pet/Gq/Istp/ Gcr
35	GLR-02b	320926	984195	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Ttn + Qtz + Op. Intrusionando ortogneis-Hbl de la muestra GLR-02c.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
36	GLR-02d	320969	984107	La Mitisús (ortogneis de Aracay)	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Ttn + Qtz + Op. Intrusionando ortogneis-Hbl de la muestra GLR-02c.	Pet/Gq/Istp/
37	SDB-02	320313	981663	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Qtz + Op. Textura granoblástica (contactos rectos) de grano grueso. Qtz es una fase minoritaria y se presenta como "burbujas" en la hornblenda. Ligera formación de mica blanca y epidota de retrogresión.	Pet/Gq/Istp/
38	SDB-03	320313	981663	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Qtz + Ttn + Op. Textura de grano fino, inequigranular. Foliación definida por Hbl. Abundante mica blanca y epidota de retrogresión. Qtz está recristalizado. El opaco original está reemplazado por hematita. Apatito como accesorio.	Pet/Gq/Istp/
39	SB-04a	320873	981480	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Anfibolita (lente o dique en ortogneis)	Hbl + Pl + Qtz + Kfs(microclino minoritario). Similar a las rocas SDB-03 y SDB-02. Textura inequigranular y la foliación está definida por Hbl y Bt (S_1), aunque hay clorita formando una foliación discordante (S_3). Cuarzo elíptico a circular en plagioclasa.	Pet
40	CM-01	293837	962805	Sierra Nevada - Gavidia	Metagranitoide	Kfs + Qtz + Pl + Ms. El microclino tiene enrejillado tartán moderadamente desarrollado.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
41	CM-02a	293938	963038	Sierra Nevada - Gavidia	Metagranitoide	Kfs + Qtz + Pl + Ms + Bt(minoritaria). Simplectita de retrogresión de cuarzo y muscovita asociada a mirmequita. Plagioclasa reabsorbida en microclino.	Pet
42	CM-09	293856	964232	Sierra Nevada - Gavidia	Metagranitoide	Pl + Qtz + Kfs + Bt. Grano grueso. No hay recristalización en los bordes de los granos. Ligera formación de subgranos en el Qtz.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
43	LH-03	294625	968350	Sierra Nevada - Gavidia	Metagranitoide	Pl + Qtz + Kfs + Bt. Grano grueso, con cristales de Pl centimétricos que están limpios de sericita en comparación con los que están en la matriz. La Bt está reemplazada por clorita. Hay texturas pertíticas y mesopertíticas en los feldespatos.	Pet
44	QG-01	286518	961955	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Accesorios: Ttn, Ap, Zrn. La mica blanca es minoritaria y aparece reemplazando a la biotita. No hay Kfs en el leucosoma.	Pet
45	QG-19	286999	961184	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Sil + Kfs + Ms. La muscovita es una fase minoritaria y está siendo consumida para formar Kfs. La sillimanita tiene hábito fibroso. Clorita de retrogresión.	Pet
46	QG-20	286897	961207	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil. La Silimanita tiene hábito fibroso a prismático y se asocia con la biotita. Plagioclasa reabsorbida en cuarzo en el leucosoma. Textura sagenítica en Bt. El granate incluye Qtz y Bt y es sintectónico a S_1. Clorita de retrogresión. Plagioclasa cuspada en cuarzo.	Pet
47	QG-21	286868	961223	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Pl + Qtz + Grt + Bt. Clorita y epidota de alteración.	Pet

Cont. Tabla 17. Ubicación, clasificación, breve descripción y análisis realizados a muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

No.	Código	N*	E*	Área	Litología	Descripciópn breve**	Análisis***
48	QP-05	289977	958267	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Grt. Leucosoma: Qtz + Pl. Melanosoma: Qtz + Pl + Bt (minoritaria). Textura inequigranular. El granate se presenta esqueletal y es sin-tectónico, incluyendo Bt, Pl y Qtz.	Pet
49	QP-08	290293	957352	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Bt + Pl + Grt. Textura inequigranular. El granate se presenta esqueletal y es sin-cinemático, incluyendo Bt, Pl y Qtz. Accesorios: Mnz y Zrn.	Pet
50	QMc-01	296656	962683	Sierra Nevada - Gavidia	Esquisto (pellítico-psamítico)	Bt + Qtz + Sil + Ms + Crd + Pl. Sil ocurre como agregados lenticulares de hábito fibroso prismático, asociados con pseudomorfos de Crd. Ms se descompone para formar Sill + Kfs.	Pet
51	CM-02c	293938	963038	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Kfs + Pl+ Qtz (leucosoma). Bt + Pl + Qtz + Sil + Op (melanosoma). La sillimanita es prismática a fibrosa y se asocia con las micas. La biotita está cloritizada . Muscovita se presenta paralela a la biotita (S1) o discordante a la misma (S3). La plagioclasa tiene zonaciones ligeras. El microclino tiene enrejillado tartán moderadamente a mal desarrollado.	Pet
52	CM-04	293180	963002	Sierra Nevada - Gavidia	Esquisto (pellítico-psamítico)	Pl + Hbl + Qtz + Bt. Epidota y clorita de retrogresión.	Pet
53	CM-07	293644	964144	Sierra Nevada - Gavidia	Esquisto (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Epidota de retrogresión.	Pt
54	LH-01	297421	966335	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Leucosoma: Qtz + Pl + Kfs. Melanosoma: Qtz + Pl + Bt + Sil + Crd. Agregados de Sil de hasta 0.5 cm de diámetro, asociados a cordierita zonada y alterada a pinnita. Epidota de retrogresión.	Pet/Gcr
55	LMch-01 y LMch-01a	294800	968244	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Kfs + Ms + Sil + Ky. Qtz con subgranos (en tablero de ajedrez). Abundante mirmequita y textura en flama en el feldespato potásico. La muscovita es paralela a la biotita (S_1) o discordante a la misma (S_3). Silimanita puede ser un remanente peritéctico (S3) o producto del rompimiento de la muscovita (S1). Microtexturas de fusión parcial (plagioclasa cuspada, bordes plumosos entre cuarzo y plagioclasa).	Pet
57	LH-05 y LH-05A	294232	968806	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Grt. El Grt se presenta en porfidoblastos de ~3 mm de diámetro. Contactos ameboides entre cuarzo y feldespato. epidota de retrogresión.	Pet
58	LMx-01	291578	965949	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Grt. Epidota de retrogresión. Accesorios: Ap, Zrn, óxidos de Fe-Ti.	Pet
59	LMch-03	294533	966468	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Pl + Qtz + Bt + Grt. Grano grueso. El Grt tiene inclusiones de Qtz, Bt y Pl.	Pet
60	LMch-04	295225	965673	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Pl + Qtz + Bt. Grano grueso. La biotita está reemplazada por clorita de retrogresión. Epidota y mica blanca de retrogresión.	Pet
61	QLl-04	295558	960845	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Bt + Pl + Ms + Hbl. Contactos lobulados a ameboides.	Pet/Gcr
62	LH-07	296596	966687	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Epidota, clorita y mica blanca de retrogresión en plagioclasa y biotita.	Pet
63	LM-01	293069	961035	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Textura equigranular. Subgranos en cuarzo.	Pet
64	LM-03	293239	960451	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Mc + Bt + Hbl. Textura inequigranular. Subgranos en cuarzo. Sericita y epidota de retrogresión. El microclino aparece intersticial entre el cuarzo y la plagioclasa. Contactos lobulados a ameboides.	Pet/Gq/Istp/
65	PET-01a	300359	965755	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grt + Ms. Pertitas en flama en el feldespato. El leucosoma de Pl + Kfs + Qtz forman mosaicos con con contactos rectos a moderadamente lobulados. En el melanosoma los contactos son ameboides y hay recristalización en los bordes.	Pet
66	PET-01	300783	965435	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Ms + Kfs + Grt + Sil. S_1 definida por bandas de micas, que alternan con Qtz y Pl. S2 crenulación de S_1. S_3 definida por mica discordante a S_1. Granate subhedral sintectónico a S1. Simplectita local de regresión de Ms + Pl + Kfs + óxidos Fe-Ti. Clorita y sericita de regresión.	Pet
67	PET-02	301049	965036	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Bt + Pl + Sil + Ms. Sil tiene hábito fibroso y la biotita está reemplazada por clorita. También hay mica blanca de retrogresión (sin dirección de lineación o foliación preferencial).	Pet
68	MG-08	287020	961182	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Plagioclasa tiene zonaciones oscilatorias de baja frecuencia. Mica blanca y epidota de retrogresión.	Pet

Cont. Tabla 17. Ubicación, clasificación, breve descripción y análisis realizados a muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

No.	Código	N*	E*	Área	Litología	Descripciópn breve**	Análisis***
69	MG-09	287020	961182	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt. Plagioclasa tiene zonaciones oscilatorias de baja frecuencia. Mica blanca y epidota de retrogresión.	Pet
70	SPTD-05	286999	961184	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Pl + Qtz + Bt. Porfidoblastos de plagioclasa sintectónicos, en algunos casos con textura antipertítica. Contactos lobulados a ameboides.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
71	SPTD-06	286999	961184	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (pellítico-psamítico)	Pl + Qtz + Bt + Kfs. Porfidoblastos de plagioclasa sintectónicos, en algunos casos con textura antipertítica. Contactos lobulados a ameboides. El feldespato potásico es microclino y puede tener textura pertítica.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
72	GBM-05	319799	982327	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Paragneis (pellítico-psamítico)	Qtz + Pl + Bt + Kfs. La biotita tiene retrogresión a clorita, al igual que la plagioclasa a sericita. Foliación definida por Bt (S_1).	Pet
73	QG-15	286540	961653	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Hbl + Pl + Bt + Qtz + Op. Variaciones entre bandas más ricas en Hbl y más ricas en Bt.	Pet/Gq/Istp/ Gcr
74	QP-02	289967	958237	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Hbl + Ac + Bt + Qtz + Grt. El granate es xenomorfo y esqueletal, posiblemente post-tectónico. Actinolita puede reflejar reacciones incompletas a hornblenda (metaestable).	Pet/Gq/Istp/
75	CM-06	293311	963050	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Hbl + Qtz + Bt + Ttn. Ap de accesorio. Textura inequigranular. Clorita y mica blanca de retrogresión.	Pet
76	LH-04	294625	968350	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Hbl + Qtz + Bt. Sericita y clorita de retrogresión, reemplazando plagioclasa y biotita. Textura inequigranular y variaciones en bandas ricas en Hbl y Bt.	Pet
77	LMx-02 y LMx-02a	292339	965393	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Qtz + Pl + Hbl + Bt + Grt. Porfidoblastos de Pl de ~2.5 mm con cuarzo redondeado como inlcusión. Pl tiene zonaciones. Epidota y clorita de retrogresión (Bt está completamente reemplazada por clorita).	Pet/Gq/Istp/
78	LMch-02	294513	966823	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Hbl + Qtz + Bt. Pl tiene zonaciones oscilatorias de baja frecuencia.	Pet/Gq/Istp/
79	Ch-01a	292698	959449	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Qtz + Mc + Bt + Ttn. Textura inequigranular. epidota de retrogresión. Porfidoblastos sintectónicos de plagioclasa. Biotita parcialmente con retrogresión a clorita. Mirmequitas entre cuarzo y plagioclasa.	Pet
80	Ch-01b	292698	959449	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Pl + Qtz + Hbl + Bt + Mc + Ttn. epidota, sericita y clorita de retrogresión. Texturas similares a Ch-01a	Pet
81	Ch-01c	292698	959449	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Qtz + Pl + Mc + Hbl + Mc + Bt + Ttn. Epidota-allanita, sericita y clorita de retrogresión. Texturas similares a Ch-01a. Contactos entre cuarzo y feldespato lobulados a ameboides.	Pet
82	PET-02a	301049	965036	Sierra Nevada - Gavidia	Esquisto (volcaniclástico)	Hbl + Pl + Bt + Qtz + Op. Textura equigranular con tamaño de grano fino. La biotita está reemplazada por clorita de regresión.	Pet/Gq/Istp/
83	MG-11	287020	961182	Sierra Nevada - Gavidia	Paragneis (volcaniclástico)	Leucosoma: Pl + Qtz de grano grueso (tonalítico). Melanosoma: Pl + Qtz + Bt + Hbl + Op. Gradaciones en tamaño de grano y bandas más ricas en hornblenda o biotita. Epidota-allanita de retrogresión.	Pet/Gq/Istp/
84	GBM-02	320331	982985	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Milonita	Grano muy fino. Foliación milonítica definida por superficies-C de anfíbol de grano muy fino, que está casi completamente con retrogresión a epidota, clorita y mica blanca. Pequeños porfiroclastos policristalinos de Qtz+feldespatos (<0.5 mm).	Pet
85	GBM-06	320233	981688	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Milonita	Bandas de epidota-allanita y cintas alargadas de Qtz. Porfiroclastos de microclino. Como el epidota es de retrogresión, es posible que la asociaón mineralógica original haya sido: Pl + Qtz + Kfs + Bt + Ttn.	Pet
86	SDB-04	320873	981480	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Milonita	Kfs + Pl + Qtz + Bt. Porfiroclastos policristalinos de feldespatos, con mirmequitas en los bordes. Cintas de cuarzo policristalino. Venas rellenas de epidota cortan ortogonalmente la foliación milonítica, que está definida por superfices-C de micas de grano muy fino. La biotita está parcialmente reemplazada por clorita de regresión.	Pet
87	SDB-06	320873	981480	La Mitisús (gneis bandeado de La Mitisús)	Milonita	Bandas alternadas de Kfs + Pl + Qtz + Bt y Pl + Hbl + Qtz + Bt . Porfiroclastos policristalinos de feldespatos. Cintas de cuarzo policristalino. Venas rellenas de epidota cortan ortogonalmente la foliación milonítica, que está definida por superfices-C de micas o anfíbol de grano muy fino (recristalizado dinámicamente y dúctilmente). La biotita está reemplazada por clorita de regresión. El protolito pudo ser un ortogneis de Hbl o una roca metavolcaniclástica.	Pet

* Datum: Regven-WGS1984. Sistema: UTM.
**Abreviaturas de mienrales según Whitney y Evans (2010).
*** Pet: Petrografía, Gq: Geoquímica, Istp: Isotopía, Gcr: Geocronología.

Tabla 18. Geoquímica en roca total de anfibolitas, metagranitoides, ortogneises y paragneises del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Anfibolita en ortogneis					Anfibolita en paragneis				
Muestra	SDB-02	SDB-03	CM-08	GLR-02d	GLR-02b	QLI-02A	MG-07A	MG-07B	SDB-07	LH-08
Óxidos (wt. %)										
SiO_2	47.55	48.4	46.72	50.17	46.7	48.08	50.46	48.94	47.94	47.19
Al_2O_3	17.5	16.09	13.98	15.89	16.92	14.51	15.48	8.93	15.14	16.83
$Fe_2O_3^{(T)}$	10.82	10.69	15.61	12.46	10.2	15.89	7.24	10.26	9.66	9.02
MnO	0.182	0.195	0.24	0.213	0.175	0.307	0.156	0.221	0.181	0.195
MgO	8.05	7.53	5.93	4.39	8.31	6.64	9.61	15.48	10.72	10.61
CaO	10.39	10.91	8.56	8.51	10.9	9.99	12.5	12.21	11.07	9.6
Na_2O	2.81	2.77	1.25	2.82	1.76	1.7	0.87	0.75	1.76	0.81
K_2O	0.41	0.87	2.01	1.55	1.26	0.42	0.87	0.6	1.14	2.11
TiO_2	1.298	1.766	3.96	2.29	1.225	2.509	0.411	0.393	0.991	0.975
P_2O_5	0.12	0.18	0.64	0.71	0.14	0.23	0.44	0.2	0.05	0.09
LOI	1.26	1.19	1.13	1.05	2.75	0.39	2.23	1.74	1.64	2.97
Total	100.4	100.6	100	100.1	100.3	100.7	100.3	99.71	100.3	100.4
Elementos traza (ppm)										
Sc	38	38	49	35	42	50	20	14	35	28
Be	< 1	< 1	1	2	1	3	4	2	< 1	2
V	238	271	487	304	254	442	91	119	215	186
Cr	300	310	170	70	230	170	670	1120	620	550
Co	44	41	39	26	45	47	44	75	51	49
Ni	110	130	< 20	< 20	120	50	370	740	270	230
Cu	40	40	120	30	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	70	90	130	110	80	120	100	170	90	90
Ga	16	17	21	21	17	21	20	18	15	16
Ge	1.3	1.7	1.6	1.7	1.9	2.9	3.2	4	1.8	2.6
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	11	27	77	35	38	4	25	10	57	103
Sr	142	157	233	544	350	120	293	38	94	277
Y	27.7	34.8	34.6	44.6	25.6	51.8	32.6	14.3	23.4	20.4
Zr	85	118	91	293	123	147	472	16	47	75
Nb	1.6	2.6	8.3	9.3	2.6	3.6	10.8	10.4	1.2	3.4
Mo	< 2	< 2	4	2	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.8	< 0.5	< 0.5	1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	< 1	2	4	2	< 1	3	4	5	< 1	1
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	< 0.1	0.3	2.1	0.5	1.3	< 0.1	0.8	< 0.1	1.7	1.7
Ba	71	90	283	1216	396	44	72	47	93	103
La	5	5.34	16.2	36.5	12.1	6.68	56.9	3.87	2.21	6.1
Ce	12.7	15.6	36.7	87.6	28.3	19.9	118	10.8	5.53	14.9
Pr	1.89	2.57	4.91	12.3	3.97	3.25	13.7	1.57	1.06	2.1
Nd	9.25	13.2	23.3	53.8	18.3	17.4	50.7	6.84	6.05	9.59
Sm	3.17	4.22	5.72	11.3	4.25	6.02	10.1	2.06	2.46	2.92
Eu	1.2	1.58	1.9	3.62	1.4	2.26	1.89	0.867	0.934	1.09
Gd	4.23	5.37	6.85	10.2	4.54	7.91	9.12	2.18	3.39	3.31
Tb	0.78	0.97	1.12	1.53	0.76	1.45	1.33	0.4	0.66	0.57
Dy	4.87	6.15	6.74	8.84	4.77	9.55	7.06	2.52	4.11	3.79
Ho	1.05	1.25	1.3	1.66	0.95	1.98	1.22	0.47	0.85	0.79
Er	3.14	3.71	3.43	4.59	2.67	5.76	3	1.32	2.52	2.2
Tm	0.444	0.538	0.445	0.619	0.396	0.824	0.365	0.18	0.36	0.324
Yb	2.99	3.36	2.82	3.81	2.57	5.33	2.13	1.19	2.26	2.15
Lu	0.47	0.522	0.422	0.574	0.387	0.813	0.311	0.187	0.362	0.316
Hf	2.3	3.1	2.5	7	3.5	4	11.6	0.5	1.4	2
Ta	0.09	0.18	0.51	0.45	0.13	0.23	1.06	0.8	0.11	0.21
W	1.7	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.9	2.1
Tl	< 0.05	< 0.05	0.25	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.07	0.2
Pb	< 5	7	< 5	7	9	7	6	< 5	12	6
Bi	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	1	0.9	1.2	0.2	1.7
Th	0.99	0.53	3.2	2.83	3.1	0.8	16.1	0.33	0.42	1.25
U	0.2	0.25	0.85	0.73	0.78	0.38	3.92	0.75	0.56	0.54

Cont. Tabla 18. Geoquímica en roca total de anfibolitas, metagranitoides, ortogneises y paragneises del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Anfibolita en paragneis						Metagranitoides	
Muestra	QP-03	QP-04	QP-06	QP-07	LH-02	SPTD-4	CM-09	CM-01
Óxidos (wt. %)								
SiO_2	49.79	51.37	49.65	50.9	42.85	49.72	76.72	73.64
Al_2O_3	15.35	13.67	13.98	16.97	17.78	9.27	13.49	14.29
$Fe_2O_3^{(T)}$	12.21	14.28	16.18	9.97	12.94	9.58	1.17	0.74
MnO	0.199	0.25	0.254	0.194	0.163	0.215	0.017	0.013
MgO	7.56	5.38	5.35	6.82	8.17	13.7	0.26	0.07
CaO	10.37	8.65	9.38	11.11	9.78	12.72	3.04	0.81
Na_2O	1.04	1.07	0.97	1	1.8	0.69	3.71	2.46
K_2O	0.26	0.92	0.5	0.92	0.61	0.69	0.71	5.93
TiO_2	1.509	2.249	2.279	1.002	2.912	0.342	0.12	0.032
P_2O_5	0.12	0.2	0.17	0.28	0.03	0.4	0.03	0.1
LOI	0.45	1.22	0.94	1.3	2.47	2.21	0.43	0.66
Total	98.87	99.27	99.64	100.5	99.51	99.53	99.7	98.75
Elementos traza (ppm)								
Sc	47	43	46	40	32	19	2	1
Be	2	2	< 1	2	< 1	2	2	2
V	311	397	514	239	498	117	9	6
Cr	290	200	170	160	260	990	520	380
Co	44	40	45	37	55	58	3	2
Ni	80	20	30	40	70	560	< 20	< 20
Cu	< 10	70	70	40	60	< 10	< 10	< 10
Zn	120	110	130	110	80	150	< 30	< 30
Ga	20	20	20	18	18	17	15	12
Ge	2.7	2	1.8	1.8	1.1	4	1	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	2	25	11	29	19	16	21	117
Sr	228	116	129	564	317	79	491	132
Y	33.2	49	41.9	18.6	5.7	31	6	12
Zr	99	152	98	227	30	21	243	24
Nb	3.4	4.2	1.8	5.2	1.1	9	2	1
Mo	< 2	3	3	3	< 2	2	13	9
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	0.1	0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	4	2	< 1	2	< 1	4	< 1	< 1
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	< 0.1	0.7	0.2	0.6	0.2	< 0.5	0.5	2.1
Ba	32	76	72	335	125	49	275	469
La	4.04	6	4.19	23	4.56	5.4	67.4	4.4
Ce	12.4	17.6	12.4	48.3	7.91	17.3	112	8.4
Pr	2.05	2.92	2.03	5.99	1	2.72	10.6	0.95
Nd	10.6	14.9	11.3	24.2	3.99	13	33.5	3.6
Sm	3.51	5.28	4.11	5.05	1.05	4.7	4.4	0.9
Eu	1.56	1.87	1.62	1.75	0.928	1.32	1.1	0.59
Gd	5.14	7.04	5.85	4.38	1.05	5.7	2.7	1.1
Tb	0.92	1.35	1.13	0.61	0.17	1	0.3	0.2
Dy	6	8.85	7.49	3.55	1.07	6.1	1.2	1.9
Ho	1.24	1.86	1.55	0.7	0.21	1.1	0.2	0.4
Er	3.61	5.38	4.61	1.97	0.59	2.8	0.5	1.4
Tm	0.488	0.772	0.681	0.291	0.088	0.39	0.07	0.25
Yb	3.37	5	4.59	1.83	0.59	2.2	0.4	1.8
Lu	0.511	0.761	0.69	0.267	0.087	0.31	0.07	0.26
Hf	2.6	4.1	2.8	5.8	0.9	0.8	4.6	0.8
Ta	0.17	0.5	0.12	0.31	0.08	0.9	0.5	0.5
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 1	1	2
Tl	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.1	< 0.1	0.5
Pb	6	6	8	20	< 5	< 5	22	37
Bi	0.1	0.5	0.3	0.4	0.2	0.8	< 0.4	< 0.4
Th	0.36	0.55	0.55	8.15	0.13	0.5	24.9	1.4
U	0.19	0.82	0.25	2.29	0.13	1.4	1.6	0.7

Cont. Tabla 18. Geoquímica en roca total de anfibolitas, metagranitoides, ortogneises y paragneises del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Ortogneis Hbl+ Bt ± Grt± Ttn								Ortogneis Bt ± Grt	
Muestra	QG-07	QG-11	QG-25II	QM-02	MG-14	LM-04	ChO1-c	GLR-02c	SDB-01	SB-05
Óxidos (wt. %)										
SiO_2	58.78	63.01	56.28	55.77	50	55.34	65.86	67.27	75.5	71.98
Al_2O_3	15.66	14.66	14.77	17.07	16.41	16.08	14.59	15.84	12.56	13.86
$Fe_2O_3^{(T)}$	7.13	6.27	9.69	8.72	12.28	7.01	5.06	4.82	1.66	4.37
MnO	0.131	0.132	0.179	0.171	0.207	0.145	0.086	0.102	0.034	0.085
MgO	5.18	3.52	4.43	5.05	5.35	5.53	1.86	1.7	0.12	1
CaO	6.7	6.07	7.54	7.16	9.13	8.4	3.24	4.95	1.08	2.34
Na_2O	3.68	3.76	3.29	2.08	2.09	3.63	3.04	2.99	3.21	3.63
K_2O	1.4	1.25	0.71	2.18	0.81	1.85	3.77	1.52	4	1.55
TiO_2	0.892	0.466	1.576	0.557	2.027	1.108	0.988	0.395	0.131	0.437
P_2O_5	0.13	0.08	0.19	0.25	0.29	0.16	0.19	0.11	0.03	0.08
LOI	0.91	1.11	0.81	1.42	1.36	0.73	1.45	0.74	0.33	0.81
Total	100.6	100.3	99.48	100.4	99.95	99.98	100.1	100.4	98.65	100.1
Elementos traza (ppm)										
Sc	22	22	27	71	39	29	9	14	8	14
Be	2	3	2	3	2	3	3	2	2	2
V	154	127	269	216	359	172	114	100	8	58
Cr	340	360	190	330	140	250	370	390	260	360
Co	27	18	29	26	35	29	13	11	1	8
Ni	80	60	30	50	< 20	60	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	40	30	40	60	< 10	20	10	< 10	< 10	< 10
Zn	60	50	60	100	110	60	60	60	< 30	40
Ga	16	16	19	23	19	19	17	16	13	16
Ge	1.4	1.5	1.7	2.1	2	2.1	2	2	1.7	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	37	30	13	89	21	81	146	56	109	75
Sr	253	256	295	242	522	205	220	414	77	357
Y	25.7	33.4	52.5	65	28.7	26.1	24	15	21.1	31
Zr	149	94	264	55	171	135	205	147	102	173
Nb	4.9	6.6	7.1	9.3	4.1	12	14	10	6.8	13
Mo	3	6	4	5	3	4	9	9	6	8
Ag	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.2	< 0.2	< 0.1	< 0.2
Sn	2	3	2	6	1	5	3	1	< 1	6
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.2	< 0.5
Cs	0.8	0.5	0.2	2.3	0.3	9	1.1	1.2	0.4	1.4
Ba	574	507	223	341	273	239	797	1130	972	356
La	22.4	21.3	28.1	40.6	17.2	16.7	36.8	38.7	26.2	37.3
Ce	44.9	44	61.7	85.9	40.6	36.4	72.2	69.8	57	76.2
Pr	5.3	5.09	7.76	10.6	5.53	4.53	7.77	7.02	7.04	8.48
Nd	20.1	19.3	33.3	41.8	24.4	19.1	28.6	23.5	27.1	30.5
Sm	4.38	4.31	7.7	11.9	5.86	4.23	5.8	4	5.96	6.2
Eu	1.25	1.32	1.92	1.64	1.9	1.23	1.21	0.99	1.34	1.06
Gd	4.28	4.49	8.2	12.5	5.89	4.35	4.6	3.1	5.32	5.8
Tb	0.71	0.82	1.53	2.32	0.9	0.74	0.8	0.5	0.76	1
Dy	4.51	5.51	9.5	13.5	5.69	4.43	4.7	2.6	4.38	5.6
Ho	0.91	1.19	1.94	2.46	1.05	0.9	0.9	0.5	0.81	1.1
Er	2.68	3.42	5.69	6.38	3.03	2.59	2.7	1.5	2.32	3.3
Tm	0.39	0.57	0.838	0.789	0.429	0.417	0.41	0.23	0.349	0.51
Yb	2.55	3.84	5.48	4.47	2.73	2.42	2.7	1.5	2.46	3.3
Lu	0.393	0.569	0.841	0.626	0.421	0.41	0.38	0.24	0.377	0.48
Hf	3.8	2.5	6.9	1.8	4.3	3.1	4.1	3.1	3.4	3.8
Ta	0.46	0.51	0.78	0.52	0.28	1	1.8	0.8	0.3	1.5
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.6	1	< 1	< 0.5	1
Tl	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.29	< 0.05	0.53	0.7	0.2	0.25	0.4
Pb	10	11	7	9	14	9	18	16	16	9
Bi	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	0.7	0.8	< 0.4	< 0.4	< 0.1	< 0.4
Th	8.49	8.2	9.78	10.2	2.93	5.76	10.4	10.9	13.4	14.1
U	1.77	0.91	3.17	1.32	0.77	3.74	2.9	1.6	1.15	3.3

Cont. Tabla 18. Geoquímica en roca total de anfibolitas, metagranitoides, ortogneises y paragneises del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela

	Protolito volcaniclástico (Hbl + Bt ± Grt)					Protolito pelítico-psamítico (Bt ± Ms ± Grt ± Al_2SiO_5)						
Muestra	QG-15	MG-11	LMx-02	QP-02	LMCh-02	LM-03	LH-05A	SPTD-6	LH-01	QLI-04	QMc-01	Pet-02
Óxidos (wt. %)												
SiO_2	53.33	56.29	59.77	53.37	61.75	69.97	61.88	64.22	67.35	79.07	58.06	67.02
Al_2O_3	15.53	15.33	15.78	16.95	15.69	13.42	15.64	15.53	15.78	9.64	21.03	15.55
$Fe_2O_3^{(T)}$	10.31	8.77	7.91	9.65	6.46	4.6	7.03	7.16	6.93	3.49	8.69	6.4
MnO	0.174	0.157	0.171	0.166	0.118	0.099	0.132	0.115	0.166	0.056	0.137	0.094
MgO	7.42	6.35	3.89	6.61	2.69	1.39	3.15	2.96	2	1.06	2.68	1.89
CaO	8.5	7.46	4.51	9.08	5.81	3.27	4.04	2.97	1.06	1.03	0.21	1.33
Na_2O	0.91	1.1	2.16	0.85	2.85	3.22	2.58	2.71	2.16	1.9	0.94	2.4
K_2O	2.05	1.96	1.39	1.23	1.86	1.06	2.61	2.68	2.93	1.76	4.78	2.41
TiO_2	0.823	0.891	1.105	0.546	0.669	0.327	0.89	0.955	0.932	0.683	1.034	0.885
P_2O_5	0.29	0.09	0.19	0.08	0.13	0.06	0.22	0.12	0.1	0.14	0.08	0.15
LOI	0.97	1.56	2.94	0.72	1.17	1.41	0.95	1.25	1.19	0.81	2.2	2.27
Total	100.3	99.94	99.83	99.26	99.19	98.83	99.11	100.7	100.6	99.63	99.84	100.4
Elementos traza (ppm)												
Sc	36	31	20	38	21	12	18	17	16	7	21	16
Be	2	5	2	1	2	2	2	2	2	2	3	2
V	260	216	151	226	136	51	139	127	106	53	139	100
Cr	470	460	360	180	390	390	430	310	480	610	280	290
Co	40	35	24	37	17	9	23	22	17	8	21	16
Ni	120	130	50	20	20	20	50	70	40	20	50	40
Cu	10	< 10	30	< 10	10	20	30	30	40	< 10	50	60
Zn	90	90	110	100	80	60	100	80	90	40	130	80
Ga	18	21	22	16	18	17	22	21	20	12	29	19
Ge	1.8	1.8	1	2	2	2	2	2	1.8	1.3	2.2	1.8
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	83	61	63	62	64	38	108	105	146	66	220	118
Sr	230	185	208	518	288	238	338	255	128	84	65	188
Y	21.1	26.6	24	13	24	27	25	24	27	30.1	39.5	29.9
Zr	218	74	184	69	190	121	137	243	180	369	176	285
Nb	9.1	9.2	13	2	8	3	12	12	13.9	9.5	18.3	13.8
Mo	4	4	6	5	9	9	9	5	10	14	4	5
Ag	0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5
In	< 0.1	< 0.1	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Sn	2	2	2	3	2	1	1	4	3	2	5	3
Sb	< 0.2	< 0.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Cs	2.6	2	0.8	3.8	1.1	< 0.5	4.3	3.2	6.1	2.3	12.7	1.7
Ba	580	211	345	158	757	564	837	615	493	294	758	452
La	22.4	16.3	66.4	8.1	30	18	58.6	34.6	40.8	36.1	53.5	40.7
Ce	47.8	35.2	131	18	57.9	38	118	70.4	82.3	76	105	82.8
Pr	5.72	4.17	13.8	2.25	6.42	4.6	13	8.26	9.11	8.34	11.8	9.19
Nd	22	16.4	48.1	9.5	25	20	48	30.4	34.6	31.5	44.4	34.3
Sm	4.64	3.82	8.3	2.3	5.2	4.7	8.8	6.3	6.78	6.45	8.85	6.58
Eu	1.23	1.24	1.42	0.79	1.33	1.25	1.68	1.36	1.38	1.37	1.59	1.49
Gd	4.26	4.45	5.5	2.6	4.7	4.7	6.4	4.9	5.87	5.83	7.48	5.75
Tb	0.67	0.8	0.7	0.4	0.7	0.7	0.9	0.8	0.89	0.92	1.16	0.9
Dy	3.89	4.97	4.4	2.5	4.6	4.9	5.3	4.6	4.96	5.3	6.88	5.28
Ho	0.76	0.94	0.9	0.5	0.9	1.1	1	0.9	0.9	1.03	1.34	1.01
Er	2.09	2.55	2.8	1.5	2.5	3.2	2.8	2.9	2.5	2.96	3.95	2.93
Tm	0.312	0.353	0.41	0.22	0.37	0.51	0.41	0.43	0.357	0.432	0.578	0.444
Yb	2.04	2.02	2.8	1.4	2.6	3.4	2.5	2.9	2.43	2.94	3.73	2.97
Lu	0.303	0.303	0.42	0.22	0.39	0.48	0.36	0.45	0.362	0.455	0.571	0.454
Hf	6.3	2	3.9	1.5	3.8	3	2.8	6.5	4.9	9	4.9	7.5
Ta	0.51	0.66	1	0.3	0.7	0.3	0.9	0.9	1	0.91	1.39	0.97
W	< 0.5	< 0.5	2	< 1	1	1	1	< 1	1.3	1.6	1.9	< 0.5
Tl	0.25	0.12	0.3	0.3	0.3	0.2	0.5	0.4	0.43	0.15	0.81	0.35
Pb	7	8	17	8	12	11	14	15	21	21	20	15
Bi	0.1	0.3	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.1	< 0.1	0.3	< 0.1
Th	6.78	3.93	27.7	1.8	8.3	4.8	15.1	9.6	11.8	10	16.4	14.6
U	1.73	1.31	1.9	0.6	1.2	0.9	2.1	1.4	2.53	2.87	3.89	2.39
Al_2O_3/TiO_2	18.87	17.21	14.28	31.04	23.45	41.04	17.57	16.26	16.93	14.11	20.34	17.57

Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
QG-25 ortogneis de hornblenda - WSU																		
QG25I_1	0.552814	3.58	0.072053	2.93	0.945	0.055663	1.26	448.5	12.7	438.9	27.8	446.8	13	1.02	461	0.62	448.5	12.7
QG25I_2	0.558874	3.50	0.072522	2.98	0.960	0.055910	1.04	451.3	13.0	448.8	23.0	450.8	13	1.01	1446	0.54	451.3	13.0
QG25I_3	0.580113	3.62	0.074117	3.06	0.955	0.056785	1.15	460.9	13.6	483.2	25.2	464.5	13	0.95	915	0.75	460.9	13.6
QG25I_4	0.520739	3.57	0.066428	3.05	0.959	0.056874	1.07	414.6	12.2	486.6	23.5	425.6	12	0.85	1643	0.50	414.6	12.2
QG25I_5	0.524447	3.72	0.067502	3.23	0.964	0.056367	1.05	421.1	13.2	466.9	23.2	428.1	13	0.90	953	0.39	421.1	13.2
QG25I_6	0.590853	3.84	0.075868	3.22	0.948	0.056502	1.29	471.4	14.6	472.2	28.4	471.4	14	1.00	500	0.48	471.4	14.6
QG25I_7	0.573889	3.79	0.073775	3.24	0.956	0.056437	1.18	458.9	14.3	469.6	26.0	460.5	14	0.98	605	0.46	458.9	14.3
QG25I_8	0.521270	3.86	0.068351	3.38	0.965	0.055329	1.07	426.2	13.9	425.6	23.8	426.0	13	1.00	1673	0.42	426.2	13.9
QG25I_9	0.519296	3.90	0.066126	3.21	0.942	0.056975	1.39	412.8	12.8	490.6	30.3	424.7	13	0.84	704	0.59	412.8	12.8
QG25I_10	0.553781	3.65	0.071140	3.21	0.969	0.056476	0.95	443.0	13.7	471.1	20.9	447.5	13	0.94	4247	1.23	443.0	13.7
QG25I_11	0.543823	3.73	0.070516	3.28	0.968	0.055951	0.99	439.3	13.9	450.4	21.8	440.9	13	0.98	4658	0.70	439.3	13.9
QG25I_12	0.592975	3.73	0.076196	3.26	0.965	0.056461	1.04	473.4	14.8	470.5	22.9	472.8	14	1.01	1713	0.58	473.4	14.8
QG25I_13	0.544230	3.70	0.070517	3.11	0.951	0.055993	1.21	439.3	13.2	452.1	26.7	441.2	13	0.97	686	0.48	439.3	13.2
QG25I_14	0.432204	4.17	0.057010	3.62	0.958	0.055002	1.26	357.4	12.6	412.3	27.9	364.7	13	0.87	687	0.34	357.4	12.6
QG25I_15	0.679468	3.90	0.086418	3.17	0.938	0.057043	1.43	534.3	16.3	493.2	31.3	526.5	16	1.08	399	0.60	534.3	16.3
QG25I_16	0.390473	4.00	0.052307	3.34	0.945	0.054159	1.38	328.7	10.7	377.7	30.8	334.7	11	0.87	621	0.19	328.7	10.7
QG25I_17	0.438235	4.84	0.055765	3.78	0.915	0.057015	2.06	349.8	12.8	492.1	44.8	369.0	15	0.71	1073	0.51	349.8	12.8
QG25I_18	0.586797	3.74	0.075433	3.22	0.960	0.056437	1.11	468.8	14.6	469.6	24.5	468.8	14	1.00	1041	0.62	468.8	14.6
QG25I_19	0.542471	3.89	0.069197	3.35	0.958	0.056876	1.18	431.3	14.0	486.7	25.9	440.1	14	0.89	650	0.65	431.3	14.0
QG25I_20	0.712173	4.00	0.076104	3.12	0.923	0.067892	1.64	472.8	14.2	865.2	33.7	546.0	17	0.55	340	0.40	472.8	14.2
QG25I_21	0.544757	3.63	0.070201	3.01	0.948	0.056299	1.23	437.4	12.7	464.2	27.1	441.6	13	0.94	552	0.40	437.4	12.7
QG25I_22	0.561783	3.61	0.072566	3.08	0.959	0.056166	1.10	451.6	13.4	459.0	24.1	452.7	13	0.98	816	0.40	451.6	13.4
QG25I_23	0.554028	3.71	0.071558	3.11	0.950	0.056171	1.23	445.5	13.4	459.1	27.1	447.6	13	0.97	453	0.39	445.5	13.4
QG25I_24	0.503662	3.69	0.065828	3.08	0.950	0.055510	1.23	411.0	12.2	432.8	27.1	414.2	12	0.95	374	0.32	411.0	12.2
QG25I_25	0.383546	3.69	0.050583	3.13	0.955	0.055012	1.16	318.1	9.7	412.7	25.8	329.6	10	0.77	818	0.29	318.1	9.7
QG25I_26	0.412610	3.61	0.054860	3.11	0.963	0.054566	1.04	344.3	10.4	394.5	23.2	350.8	11	0.87	1249	0.42	344.3	10.4
QG25I_27	0.843928	4.62	0.071959	3.04	0.881	0.085087	2.41	447.9	13.2	1317.5	46.1	621.3	21	0.34	701	0.60	1317.5	13.2
QG25I_28	0.556264	3.92	0.071766	3.17	0.935	0.056235	1.48	446.8	13.7	461.6	32.4	449.1	14	0.97	385	0.62	446.8	13.7
QG25I_29	0.564391	3.87	0.071629	3.22	0.946	0.057166	1.33	446.0	13.8	497.9	29.1	454.4	14	0.90	506	0.41	446.0	13.8
QG25I_30	0.555669	3.79	0.073042	3.17	0.948	0.055193	1.28	454.5	13.9	420.1	28.2	448.7	14	1.08	495	0.39	454.5	13.9
QG25I_31	0.551179	3.54	0.070531	3.04	0.962	0.056696	1.03	439.4	12.9	479.7	22.7	445.8	13	0.92	997	0.86	439.4	12.9

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
QG25I_32	0.567638	3.91	0.072700	3.32	0.953	0.056647	1.25	452.4	14.5	477.8	27.4	456.5	14	0.95	616	0.49	452.4	14.5
QG25I_33	0.582471	3.91	0.073422	3.34	0.954	0.057556	1.23	456.7	14.7	512.9	26.8	466.0	15	0.89	442	0.49	456.7	14.7
QG25I_34	0.556544	3.65	0.072471	3.08	0.954	0.055715	1.16	451.0	13.4	441.0	25.7	449.3	13	1.02	503	0.49	451.0	13.4
QG25I_35	0.559654	3.52	0.072188	3.03	0.963	0.056247	1.01	449.3	13.1	462.1	22.2	451.3	13	0.97	1156	0.49	449.3	13.1
QG25I_36	0.578219	3.64	0.073734	3.05	0.952	0.056894	1.19	458.6	13.5	487.4	26.1	463.3	13	0.94	596	0.50	458.6	13.5
QG25I_37	0.564430	3.69	0.072339	3.14	0.956	0.056608	1.16	450.2	13.6	476.3	25.4	454.4	13	0.95	600	0.60	450.2	13.6
QG25I_38	0.552733	3.83	0.071467	3.04	0.931	0.056111	1.50	445.0	13.0	456.8	32.8	446.8	14	0.97	307	0.48	445.0	13.0
QG25I_39	0.539011	3.55	0.070197	3.03	0.960	0.055708	1.06	437.3	12.8	440.8	23.4	437.8	13	0.99	1949	0.47	437.3	12.8
QG25I_40	0.551598	3.66	0.071655	3.02	0.946	0.055849	1.26	446.1	13.0	446.4	27.8	446.0	13	1.00	595	0.59	446.1	13.0
QG25II_1	0.544397	3.84	0.070586	3.18	0.945	0.055955	1.33	439.7	13.5	450.6	29.2	441.3	14	0.98	386	0.55	439.7	13.5
QG25II_2	0.530925	3.71	0.068946	3.11	0.952	0.055868	1.21	429.8	12.9	447.1	26.7	432.4	13	0.96	538	0.53	429.8	12.9
QG25II_3	0.561627	3.95	0.073136	3.16	0.932	0.055713	1.52	455.0	13.9	440.9	33.4	452.6	14	1.03	279	0.41	455.0	13.9
QG25II_4	0.548922	3.99	0.071025	3.46	0.959	0.056071	1.18	442.3	14.8	455.2	26.1	444.3	14	0.97	1021	0.92	442.3	14.8
QG25II_5	0.562238	3.78	0.072580	3.20	0.953	0.056201	1.22	451.7	14.0	460.3	26.7	453.0	14	0.98	500	0.68	451.7	14.0
QG25II_6	0.585789	3.69	0.074273	3.07	0.949	0.057221	1.24	461.8	13.7	500.0	27.1	468.2	14	0.92	540	0.48	461.8	13.7
QG25II_7	0.491765	4.06	0.064112	3.47	0.953	0.055649	1.30	400.6	13.5	438.4	28.6	406.1	13	0.91	454	0.51	400.6	13.5
QG25II_8	0.575469	3.71	0.073929	2.97	0.936	0.056474	1.40	459.8	13.2	471.1	30.7	461.5	14	0.98	268	0.53	459.8	13.2
QG25II_9	0.575632	3.64	0.073906	3.06	0.953	0.056508	1.18	459.6	13.6	472.4	25.8	461.7	13	0.97	542	0.41	459.6	13.6
QG25II_10	0.565527	3.76	0.072032	3.07	0.941	0.056960	1.35	448.4	13.3	490.0	29.5	455.1	14	0.92	399	0.48	448.4	13.3
QG25II_11	0.567738	3.59	0.072751	3.10	0.964	0.056617	1.02	452.7	13.5	476.7	22.5	456.6	13	0.95	1488	0.78	452.7	13.5
QG25II_12	0.563550	3.62	0.071539	2.99	0.947	0.057152	1.24	445.4	12.9	497.4	27.1	453.8	13	0.90	444	0.85	445.4	12.9
QG25II_13	0.583644	3.59	0.076047	3.00	0.951	0.055681	1.19	472.5	13.6	439.7	26.2	466.8	13	1.07	727	0.56	472.5	13.6
QG25II_14	0.534461	3.59	0.069975	2.98	0.950	0.055413	1.20	436.0	12.6	428.9	26.6	434.8	13	1.02	518	0.59	436.0	12.6
QG25II_15	0.570789	3.46	0.074045	2.97	0.964	0.055927	0.99	460.5	13.2	449.5	21.9	458.5	13	1.02	2151	0.76	460.5	13.2
QG25II_16	0.554013	3.64	0.070255	3.09	0.956	0.057211	1.14	437.7	13.1	499.7	24.8	447.6	13	0.88	917	0.44	437.7	13.1
QG25II_17	0.564708	3.48	0.072432	3.00	0.965	0.056563	0.98	450.8	13.1	474.5	21.6	454.6	13	0.95	2291	0.64	450.8	13.1
QG25II_18	0.544477	3.86	0.070646	3.18	0.942	0.055915	1.38	440.0	13.5	449.0	30.3	441.4	14	0.98	379	0.68	440.0	13.5
QG25II_19	0.546092	3.62	0.070426	3.08	0.957	0.056256	1.12	438.7	13.0	462.5	24.6	442.4	13	0.95	1062	1.00	438.7	13.0
QG25II_20	0.561222	3.62	0.072332	3.03	0.951	0.056292	1.20	450.2	13.1	463.9	26.3	452.3	13	0.97	465	0.37	450.2	13.1
QG25II_21	0.559975	3.57	0.072925	3.00	0.953	0.055710	1.15	453.8	13.1	440.8	25.4	451.5	13	1.03	477	0.41	453.8	13.1
QG25II_22	0.554184	3.59	0.071558	2.95	0.947	0.056187	1.23	445.5	12.7	459.8	27.1	447.7	13	0.97	508	0.62	445.5	12.7
QG25II_23	0.606296	4.59	0.069638	3.26	0.894	0.063166	2.23	434.0	13.7	713.8	46.6	481.2	17	0.61	383	0.39	434.0	13.7

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
QG25II_24	0.562602	3.61	0.071581	2.97	0.946	0.057022	1.25	445.7	12.8	492.4	27.2	453.2	13	0.91	543	0.45	445.7	12.8
QG25II_25	0.598613	3.57	0.076864	3.06	0.961	0.056502	1.05	477.4	14.1	472.1	23.0	476.4	13	1.01	2031	0.49	477.4	14.1
QG25II_26	0.493410	3.73	0.064420	3.15	0.954	0.055568	1.19	402.5	12.3	435.2	26.3	407.2	12	0.92	486	0.48	402.5	12.3
QG25II_27	0.538262	3.47	0.069108	2.97	0.962	0.056507	1.02	430.8	12.4	472.4	22.4	437.3	12	0.91	1678	0.55	430.8	12.4
QG25II_28	0.542201	3.77	0.070852	3.11	0.945	0.055520	1.31	441.3	13.3	433.2	28.9	439.9	13.4	1.02	504	0.43	441.3	13.3
QG25II_29	0.584081	3.57	0.076717	3.00	0.955	0.055236	1.14	476.5	13.8	421.8	25.1	467.1	13.3	1.13	795	0.49	476.5	13.8
QG25II_30	0.333110	3.54	0.046131	3.01	0.959	0.052388	1.08	290.7	8.5	302.4	24.4	291.9	8.9	0.96	1704	0.09	290.7	8.5
QM-02 ortogneis de hornblenda - WSU																		
QM02_1	0.543142	4.48	0.069930	4.09	0.976	0.056350	1.02	435.7	17.2	466.2	22.4	440.5	15.9	0.93	1646	1.44	435.7	17.2
QM02_2	0.535196	4.67	0.069158	4.25	0.973	0.056146	1.13	431.1	17.7	458.1	24.8	435.3	16.4	0.94	261	0.94	431.1	17.7
QM02_3	0.247290	4.53	0.035301	4.17	0.979	0.050824	0.96	223.6	9.2	232.9	22.0	224.4	9.1	0.96	6175	0.05	223.6	9.2
QM02_4	0.433346	4.33	0.057308	3.93	0.974	0.054861	1.01	359.2	13.7	406.6	22.5	365.5	13.2	0.88	891	0.21	359.2	13.7
QM02_5	0.407409	4.38	0.054399	3.97	0.973	0.054336	1.06	341.5	13.2	385.0	23.6	347.0	12.8	0.89	931	0.02	341.5	13.2
QM02_6	0.518269	4.49	0.067441	4.01	0.967	0.055755	1.18	420.7	16.3	442.6	26.1	424.0	15.4	0.95	418	0.45	420.7	16.3
QM02_7	0.517148	4.43	0.066560	4.03	0.975	0.056370	1.02	415.4	16.2	467.0	22.5	423.2	15.2	0.89	496	0.80	415.4	16.2
QM02_8	0.451082	4.56	0.059011	4.13	0.971	0.055459	1.12	369.6	14.8	430.8	24.9	378.0	14.3	0.86	438	0.22	369.6	14.8
QM02_9	0.557526	4.41	0.069581	4.00	0.974	0.058133	1.04	433.6	16.8	534.8	22.6	449.9	15.9	0.81	778	0.56	433.6	16.8
QM02_10	0.459440	4.30	0.060218	3.91	0.975	0.055354	1.00	377.0	14.3	426.6	22.1	383.9	13.7	0.88	701	0.30	377.0	14.3
QM02_11	0.539886	4.49	0.069462	4.10	0.976	0.056390	1.01	432.9	17.2	467.8	22.2	438.3	15.9	0.93	1719	0.54	432.9	17.2
QM02_12	0.518731	4.28	0.067011	3.89	0.976	0.056162	0.98	418.1	15.7	458.8	21.5	424.3	14.7	0.91	840	1.13	418.1	15.7
QM02_13	0.494542	4.35	0.064756	3.88	0.967	0.055408	1.15	404.5	15.2	428.7	25.5	408.0	14.5	0.94	300	0.68	404.5	15.2
QM02_14	0.520831	4.35	0.067313	3.91	0.971	0.056136	1.09	419.9	15.9	457.8	24.0	425.7	15.0	0.92	516	0.99	419.9	15.9
QM02_15	0.523730	4.35	0.063840	3.93	0.973	0.059520	1.04	398.9	15.2	586.2	22.5	427.6	15.1	0.68	751	0.84	398.9	15.2
QM02_16	0.253359	4.33	0.036135	3.96	0.978	0.050869	0.95	228.8	8.9	234.9	21.7	229.3	8.8	0.97	7011	0.09	228.8	8.9
QM02_17	0.533430	4.29	0.067048	3.87	0.972	0.057722	1.06	418.3	15.7	519.2	23.0	434.1	15.1	0.81	344	1.02	418.3	15.7
QM02_18	0.531043	4.34	0.068474	3.89	0.970	0.056266	1.11	427.0	16.1	462.9	24.3	432.5	15.2	0.92	381	1.43	427.0	16.1
QM02_19	0.464847	4.29	0.061787	3.94	0.980	0.054583	0.90	386.5	14.7	395.2	20.1	387.6	13.7	0.98	3071	0.03	386.5	14.7
QM02_20	0.586462	4.60	0.068158	4.01	0.956	0.062427	1.41	425.0	16.5	688.8	29.7	468.6	17.1	0.62	196	0.52	425.0	16.5
QM02_21	0.544323	4.60	0.070574	4.11	0.966	0.055958	1.24	439.6	17.4	450.7	27.2	441.3	16.3	0.98	223	0.64	439.6	17.4
QM02_22	0.543761	4.41	0.070042	3.92	0.965	0.056325	1.20	436.4	16.5	465.2	26.5	440.9	15.7	0.94	315	0.78	436.4	16.5
QM02_23	0.532796	4.50	0.068121	4.11	0.976	0.056745	1.02	424.8	16.9	481.6	22.3	433.7	15.7	0.88	662	1.80	424.8	16.9
QM02_24	0.478492	4.37	0.063177	4.00	0.978	0.054949	0.96	394.9	15.3	410.1	21.4	397.0	14.3	0.96	1973	0.27	394.9	15.3

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
QM02_25	0.512979	4.37	0.065715	3.95	0.972	0.056635	1.07	410.3	15.7	477.3	23.4	420.5	14.9	0.86	452	0.61	410.3	15.7
QM02_26	0.595754	4.54	0.077034	4.18	0.978	0.056109	0.98	478.4	19.2	456.7	21.5	474.5	17.1	1.05	2188	0.64	478.4	19.2
QM02_27	0.532492	4.50	0.069636	4.06	0.970	0.055478	1.13	434.0	17.0	431.6	25.0	433.5	15.7	1.01	218	2.28	434.0	17.0
QM02_28	0.348891	4.26	0.048597	3.91	0.979	0.052086	0.91	305.9	11.7	289.2	20.6	303.9	11.1	1.06	3316	0.03	305.9	11.7
QM02_29	0.521819	4.47	0.067088	4.00	0.967	0.056432	1.18	418.6	16.2	469.4	25.9	426.4	15.5	0.89	350	0.38	418.6	16.2
QM02_30	0.432801	4.46	0.056893	4.03	0.972	0.055192	1.09	356.7	14.0	420.0	24.3	365.2	13.6	0.85	543	0.21	356.7	14.0
QM02_31	0.522990	4.18	0.067689	3.32	0.927	0.056053	1.66	422.2	13.5	454.5	36.5	427.1	14.5	0.93	99	0.50	422.2	13.5
QM02_32	0.523139	3.82	0.067289	3.29	0.961	0.056402	1.13	419.8	13.3	468.2	24.7	427.2	13.2	0.90	486	0.74	419.8	13.3
QM02_33	0.456234	3.95	0.056046	3.33	0.951	0.059056	1.29	351.5	11.4	569.2	27.9	381.6	12.5	0.62	399	0.36	351.5	11.4
QM02_34	0.531813	4.01	0.068378	3.44	0.957	0.056424	1.22	426.4	14.2	469.1	26.8	433.0	14.0	0.91	263	0.58	426.4	14.2
QM02_35	0.537635	3.97	0.069513	3.38	0.955	0.056110	1.24	433.2	14.2	456.7	27.4	436.9	14.0	0.95	263	1.82	433.2	14.2
QM02_36	0.546022	3.81	0.070015	3.28	0.962	0.056577	1.11	436.2	13.8	475.1	24.4	442.4	13.6	0.92	613	0.74	436.2	13.8
QM02_37	0.542196	4.04	0.069623	3.30	0.939	0.056497	1.48	433.9	13.8	471.9	32.3	439.9	14.3	0.92	173	0.59	433.9	13.8
QM02_38	0.550257	4.00	0.071131	3.39	0.953	0.056121	1.28	443.0	14.5	457.2	28.2	445.2	14.3	0.97	273	0.59	443.0	14.5
QM02_39	0.542212	3.92	0.069844	3.41	0.963	0.056320	1.13	435.2	14.3	465.0	24.7	439.9	13.9	0.94	683	0.39	435.2	14.3
QM02_40	0.512437	4.01	0.066935	3.35	0.947	0.055540	1.36	417.7	13.5	434.0	30.0	420.1	13.7	0.96	250	0.38	417.7	13.5
Ch-02 ortogneis de hornblenda - WSU																		
CH02_1	0.514647	4.76	0.066980	4.39	0.977	0.055746	1.04	417.9	17.7	442.3	23.0	421.6	16.3	0.94	372	0.24	417.9	17.7
CH02_2	0.522891	4.58	0.067405	4.20	0.976	0.056281	1.03	420.5	17.1	463.5	22.7	427.1	15.8	0.91	426	0.67	420.5	17.1
CH02_3	0.504370	4.60	0.064410	4.21	0.976	0.056813	1.04	402.4	16.4	484.3	22.9	414.7	15.5	0.83	560	0.46	402.4	16.4
CH02_4	0.503218	4.98	0.065913	4.59	0.976	0.055390	1.11	411.5	18.3	428.0	24.5	413.9	16.8	0.96	600	0.50	411.5	18.3
CH02_5	0.490341	5.06	0.063577	4.70	0.979	0.055955	1.06	397.3	18.1	450.6	23.4	405.1	16.8	0.88	3491	0.67	397.3	18.1
CH02_6	0.531867	4.75	0.069827	4.28	0.968	0.055262	1.23	435.1	18.0	422.8	27.3	433.0	16.6	1.03	332	0.44	435.1	18.0
CH02_7	0.505825	4.81	0.066245	4.47	0.980	0.055398	0.98	413.5	17.9	428.3	21.6	415.6	16.3	0.97	1948	0.40	413.5	17.9
CH02_8	0.494032	4.94	0.063183	4.58	0.978	0.056728	1.06	395.0	17.5	481.0	23.2	407.7	16.5	0.82	1433	0.50	395.0	17.5
CH02_9	0.533464	5.75	0.068531	5.32	0.973	0.056476	1.35	427.3	22.0	471.1	29.5	434.1	20.1	0.91	325	0.53	427.3	22.0
CH02_10	0.486609	5.03	0.063565	4.62	0.974	0.055540	1.17	397.3	17.8	434.0	25.9	402.6	16.6	0.92	1750	0.29	397.3	17.8
CH02_11	0.520513	5.18	0.067780	4.73	0.971	0.055716	1.28	422.8	19.3	441.1	28.3	425.5	17.8	0.96	1868	0.08	422.8	19.3
CH02_12	0.372104	5.98	0.049319	5.59	0.978	0.054739	1.28	310.3	16.9	401.6	28.3	321.2	16.3	0.77	1604	0.21	310.3	16.9
CH02_13	0.518053	5.46	0.068753	5.11	0.980	0.054668	1.11	428.6	21.2	398.7	24.6	423.8	18.7	1.08	437	0.30	428.6	21.2
CH02_14	0.501005	4.53	0.065305	4.09	0.971	0.055660	1.12	407.8	16.2	438.8	24.8	412.4	15.2	0.93	798	0.40	407.8	16.2
CH02_15	0.499135	5.88	0.066133	5.54	0.981	0.054758	1.16	412.8	22.1	402.3	25.8	411.1	19.7	1.03	707	0.26	412.8	22.1

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
CH02_16	0.260112	5.26	0.036926	4.93	0.982	0.051106	1.03	233.8	11.3	245.6	23.6	234.8	11.0	0.95	3149	0.01	233.8	11.3
CH02_17	0.414503	4.94	0.055250	4.60	0.980	0.054431	1.00	346.7	15.5	388.9	22.3	352.1	14.6	0.89	3679	0.02	346.7	15.5
CH02_18	0.539261	4.62	0.069758	4.24	0.976	0.056086	1.04	434.7	17.8	455.8	22.9	437.9	16.3	0.95	690	0.48	434.7	17.8
CH02_19	0.507790	4.99	0.065615	4.63	0.979	0.056147	1.05	409.7	18.4	458.2	23.0	417.0	16.9	0.89	1104	0.56	409.7	18.4
CH02_20	0.507987	4.46	0.066215	4.04	0.972	0.055660	1.10	413.3	16.1	438.8	24.3	417.1	15.2	0.94	680	0.54	413.3	16.1
CH02_21	0.528527	4.50	0.067952	4.10	0.974	0.056430	1.06	423.8	16.8	469.3	23.2	430.8	15.7	0.90	428	0.30	423.8	16.8
CH02_22	0.264555	4.54	0.037756	4.16	0.977	0.050837	1.02	238.9	9.8	233.4	23.3	238.3	9.6	1.02	1770	0.01	238.9	9.8
CH02_23	0.410379	4.60	0.055365	4.24	0.979	0.053777	0.98	347.4	14.3	361.7	22.0	349.1	13.5	0.96	2165	0.07	347.4	14.3
CH02_24	0.485235	4.95	0.063862	4.58	0.978	0.055126	1.06	399.1	17.7	417.3	23.6	401.7	16.3	0.96	639	0.17	399.1	17.7
CH02_25	0.515018	4.60	0.067352	4.24	0.978	0.055478	0.99	420.2	17.2	431.5	21.9	421.8	15.8	0.97	616	0.41	420.2	17.2
CH02_26	0.500857	4.35	0.065624	3.95	0.975	0.055373	1.02	409.7	15.7	427.3	22.5	412.3	14.6	0.96	630	0.31	409.7	15.7
CH02_27	0.513251	4.59	0.066763	4.17	0.972	0.055775	1.11	416.6	16.8	443.4	24.6	420.6	15.7	0.94	426	0.43	416.6	16.8
CH02_28	0.565698	4.56	0.071679	4.16	0.975	0.057258	1.06	446.3	17.9	501.5	23.2	455.2	16.6	0.89	761	0.51	446.3	17.9
CH02_29	0.469830	4.37	0.062369	4.01	0.978	0.054654	0.95	390.0	15.2	398.1	21.0	391.1	14.1	0.98	2567	0.01	390.0	15.2
CH02_30	0.512313	4.60	0.066382	4.16	0.971	0.055993	1.13	414.3	16.7	452.1	25.0	420.0	15.7	0.92	564	0.43	414.3	16.7
LM-04 ortogneis de hornblenda - WSU																		
LM04_1	0.421889	3.99	0.056291	3.48	0.963	0.054372	1.14	353.0	11.9	386.5	25.5	357.4	12.0	0.91	515	0.84	353.0	11.9
LM04_2	0.323989	5.02	0.044988	3.68	0.895	0.052247	2.38	283.7	10.2	296.2	53.5	285.0	12.4	0.96	59	0.24	283.7	10.2
LM04_3	0.345649	3.95	0.047451	3.46	0.966	0.052846	1.09	298.9	10.1	322.2	24.5	301.4	10.3	0.93	893	0.10	298.9	10.1
LM04_4	0.520529	3.87	0.067145	3.33	0.960	0.056241	1.15	418.9	13.5	461.9	25.4	425.5	13.4	0.91	543	1.31	418.9	13.5
LM04_5	0.523829	3.81	0.068129	3.31	0.965	0.055780	1.06	424.9	13.6	443.6	23.5	427.7	13.2	0.96	832	0.19	424.9	13.6
LM04_6	0.503489	3.91	0.065613	3.41	0.965	0.055670	1.08	409.7	13.5	439.2	23.9	414.1	13.2	0.93	803	1.41	409.7	13.5
LM04_7	0.318014	4.43	0.044395	3.53	0.925	0.051968	1.78	280.0	9.7	284.0	40.1	280.4	10.8	0.99	118	0.14	280.0	9.7
LM04_8	0.511712	3.91	0.066783	3.37	0.959	0.055588	1.17	416.7	13.6	436.0	25.9	419.6	13.4	0.96	350	0.88	416.7	13.6
LM04_9	0.387638	4.05	0.051914	3.52	0.962	0.054171	1.17	326.3	11.2	378.2	26.1	332.6	11.4	0.86	596	0.89	326.3	11.2
LM04_10	0.471004	3.80	0.061817	3.30	0.965	0.055277	1.06	386.7	12.4	423.4	23.4	391.9	12.3	0.91	954	0.84	386.7	12.4
LM04_11	0.517562	3.80	0.067469	3.30	0.966	0.055652	1.05	420.9	13.5	438.5	23.2	423.5	13.1	0.96	1068	1.77	420.9	13.5
LM04_12	0.527575	3.80	0.068809	3.32	0.967	0.055624	1.03	429.0	13.8	437.4	22.7	430.2	13.2	0.98	3787	0.91	429.0	13.8
LM04_13	0.514308	3.93	0.066286	3.39	0.960	0.056289	1.17	413.7	13.6	463.8	25.7	421.3	13.5	0.89	435	0.30	413.7	13.6
LM04_14	0.444100	4.11	0.059327	3.37	0.940	0.054307	1.48	371.5	12.2	383.8	33.0	373.1	12.7	0.97	113	0.37	371.5	12.2
LM04_15	0.266841	3.82	0.037770	3.35	0.968	0.051254	1.03	239.0	7.9	252.3	23.5	240.2	8.1	0.95	1989	0.01	239.0	7.9
LM04_16	0.334093	3.96	0.045558	3.43	0.961	0.053201	1.16	287.2	9.6	337.4	26.0	292.7	10.0	0.85	453	0.57	287.2	9.6

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
LM04_17	0.511521	3.98	0.066542	3.36	0.951	0.055768	1.31	415.3	13.5	443.2	28.8	419.5	13.6	0.94	182	0.99	415.3	13.5
LM04_18	0.274572	3.79	0.039037	3.31	0.968	0.051027	1.02	246.9	8.0	242.0	23.4	246.3	8.3	1.02	3368	0.01	246.9	8.0
LM04_19	0.394799	4.00	0.053230	3.42	0.955	0.053807	1.25	334.3	11.1	363.0	27.9	337.9	11.4	0.92	528	0.30	334.3	11.1
LM04_20	0.269164	3.90	0.037639	3.33	0.957	0.051880	1.21	238.2	7.8	280.1	27.4	242.0	8.4	0.85	749	0.02	238.2	7.8
LM04_21	0.264820	4.02	0.037702	3.31	0.942	0.050957	1.44	238.6	7.8	238.9	32.8	238.5	8.5	1.00	369	0.04	238.6	7.8
LM04_22	0.488287	4.17	0.064329	3.46	0.942	0.055067	1.47	401.9	13.5	414.9	32.6	403.7	13.8	0.97	111	0.73	401.9	13.5
LM04_23	0.270585	3.90	0.038096	3.40	0.965	0.051528	1.08	241.0	8.0	264.5	24.7	243.2	8.4	0.91	1319	0.01	241.0	8.0
LM04_24	0.505448	3.95	0.066606	3.35	0.953	0.055054	1.27	415.7	13.5	414.4	28.2	415.4	13.4	1.00	376	1.15	415.7	13.5
LM04_25	0.518578	3.85	0.066524	3.37	0.966	0.056554	1.05	415.2	13.5	474.2	23.1	424.2	13.3	0.88	913	1.78	415.2	13.5
LM04_26	0.301507	3.77	0.042311	3.30	0.969	0.051697	1.00	267.1	8.6	272.0	22.7	267.6	8.8	0.98	4016	0.02	267.1	8.6
LM04_27	0.504711	3.81	0.067198	3.34	0.968	0.054489	1.02	419.3	13.5	391.3	22.7	414.9	12.9	1.07	2622	2.63	419.3	13.5
LM04_28	0.502853	3.88	0.065642	3.28	0.953	0.055575	1.25	409.8	13.0	435.4	27.6	413.6	13.1	0.94	305	0.83	409.8	13.0
LM04_29	0.391120	4.13	0.053181	3.45	0.945	0.053355	1.42	334.0	11.2	343.9	31.9	335.2	11.7	0.97	279	0.54	334.0	11.2
LM04_30	0.415679	3.85	0.055434	3.38	0.967	0.054400	1.04	347.8	11.4	387.7	23.2	353.0	11.4	0.90	899	0.61	347.8	11.4
LM04_31	0.514902	3.79	0.066567	3.28	0.963	0.056116	1.08	415.4	13.2	457.0	23.8	421.7	13.0	0.91	858	1.89	415.4	13.2
LM04_32	0.477337	3.89	0.063384	3.33	0.957	0.054635	1.19	396.2	12.8	397.3	26.6	396.2	12.7	1.00	466	1.03	396.2	12.8
LM04_33	0.312884	4.46	0.042237	3.72	0.940	0.053742	1.60	266.7	9.7	360.2	35.7	276.4	10.7	0.74	119	0.48	266.7	9.7
LM04_34	0.506437	3.88	0.066117	3.33	0.958	0.055569	1.18	412.7	13.3	435.2	26.0	416.1	13.2	0.95	511	1.46	412.7	13.3
LM04_35	0.270840	3.85	0.037622	3.32	0.960	0.052227	1.14	238.1	7.7	295.3	25.9	243.4	8.3	0.81	996	0.01	238.1	7.7
LM04_36	0.410332	4.20	0.055971	3.41	0.934	0.053186	1.59	351.1	11.6	336.7	35.5	349.1	12.3	1.04	120	0.07	351.1	11.6
LM04_37	0.529082	3.79	0.068841	3.30	0.965	0.055757	1.06	429.2	13.7	442.7	23.4	431.2	13.2	0.97	896	1.47	429.2	13.7
LM04_38	0.528150	3.77	0.069122	3.27	0.966	0.055432	1.04	430.9	13.6	429.7	23.1	430.6	13.1	1.00	1138	1.47	430.9	13.6
LM04_39	0.497844	3.83	0.065503	3.32	0.964	0.055139	1.08	409.0	13.2	417.9	23.9	410.2	12.8	0.98	648	1.47	409.0	13.2
LM04_40	0.515733	3.83	0.067373	3.34	0.966	0.055534	1.05	420.3	13.6	433.8	23.1	422.3	13.1	0.97	1571	2.74	420.3	13.6
LM04_41	0.314202	4.00	0.043036	3.37	0.950	0.052966	1.32	271.6	9.0	327.3	29.7	277.4	9.7	0.83	396	0.10	271.6	9.0
LM04_42	0.514530	3.76	0.066717	3.26	0.965	0.055950	1.05	416.3	13.1	450.4	23.1	421.5	12.9	0.92	792	0.46	416.3	13.1
LM04_43	0.502845	3.79	0.065611	3.27	0.963	0.055601	1.09	409.7	13.0	436.5	24.0	413.6	12.8	0.94	676	0.46	409.7	13.0
LM04_44	0.503662	4.16	0.065663	3.67	0.965	0.055647	1.15	410.0	14.5	438.3	25.3	414.2	14.1	0.94	620	1.13	410.0	14.5
LM04_45	0.350298	3.94	0.048112	3.43	0.964	0.052821	1.11	302.9	10.2	321.1	25.1	304.9	10.3	0.94	1455	0.10	302.9	10.2
LM04_46	0.395853	3.81	0.051952	3.28	0.962	0.055278	1.11	326.5	10.4	423.5	24.7	338.6	10.9	0.77	821	0.84	326.5	10.4
LM04_47	0.441348	3.95	0.058921	3.41	0.960	0.054341	1.17	369.1	12.2	385.2	26.1	371.2	12.2	0.96	671	0.95	369.1	12.2
LM04_48	0.434628	4.62	0.059159	3.43	0.903	0.053299	2.12	370.5	12.4	341.5	47.3	366.5	14.1	1.08	58	0.20	370.5	12.4

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
LM04_49	0.457348	4.29	0.060090	3.53	0.938	0.055216	1.56	376.2	12.9	421.0	34.5	382.4	13.6	0.89	160	0.42	376.2	12.9
LM04_50	0.442815	3.90	0.058886	3.37	0.961	0.054554	1.15	368.8	12.1	394.0	25.6	372.2	12.1	0.94	780	0.86	368.8	12.1
GLR-02c ortogneis de hornblenda - WSU																		
GLR02c_1	0.556419	3.77	0.071192	3.29	0.959	0.056701	1.12	443.3	14.1	479.9	24.6	449.2	13.6	0.92	519	1.05	443.3	14.1
GLR02c_2	0.573970	3.74	0.073993	3.24	0.957	0.056276	1.14	460.2	14.4	463.3	25.0	460.6	13.7	0.99	424	0.73	460.2	14.4
GLR02c_3	0.559175	3.87	0.072862	3.40	0.959	0.055676	1.14	453.4	14.9	439.5	25.2	451.0	14.0	1.03	506	0.98	453.4	14.9
GLR02c_4	0.586700	3.75	0.075607	3.27	0.958	0.056297	1.12	469.8	14.8	464.1	24.7	468.8	14.0	1.01	664	1.12	469.8	14.8
GLR02c_5	0.598784	4.17	0.073857	3.59	0.948	0.058817	1.38	459.4	15.9	560.3	29.8	476.5	15.7	0.82	451	0.77	459.4	15.9
GLR02c_6	0.577243	3.89	0.073228	3.39	0.957	0.057188	1.18	455.6	14.9	498.8	25.7	462.7	14.4	0.91	409	0.82	455.6	14.9
GLR02c_7	0.584618	3.72	0.075649	3.22	0.956	0.056065	1.14	470.1	14.6	454.9	25.2	467.4	13.9	1.03	723	0.67	470.1	14.6
GLR02c_8	0.559985	3.81	0.072300	3.26	0.950	0.056190	1.24	450.0	14.2	459.9	27.2	451.5	13.8	0.98	430	1.05	450.0	14.2
GLR02c_9	0.571796	4.31	0.074775	3.87	0.965	0.055477	1.17	464.9	17.3	431.5	25.8	459.2	15.8	1.08	543	0.43	464.9	17.3
GLR02c_10	0.527332	4.67	0.069113	4.17	0.959	0.055354	1.35	430.8	17.4	426.6	29.9	430.0	16.2	1.01	348	0.71	430.8	17.4
GLR02c_11	0.543104	4.05	0.071285	3.48	0.948	0.055273	1.34	443.9	14.9	423.3	29.7	440.5	14.4	1.05	257	0.88	443.9	14.9
GLR02c_12	0.563217	4.04	0.072512	3.58	0.962	0.056350	1.15	451.3	15.6	466.2	25.3	453.6	14.7	0.97	457	0.91	451.3	15.6
GLR02c_13	0.586597	4.16	0.075730	3.57	0.946	0.056195	1.40	470.6	16.2	460.1	30.7	468.7	15.5	1.02	384	0.94	470.6	16.2
GLR02c_14	0.569518	4.36	0.073928	3.80	0.951	0.055888	1.39	459.8	16.8	447.9	30.7	457.7	15.9	1.03	329	1.05	459.8	16.8
GLR02c_15	0.574124	4.19	0.074376	3.38	0.924	0.056001	1.67	462.5	15.1	452.4	36.7	460.7	15.4	1.02	154	0.76	462.5	15.1
GLR02c_16	0.613366	3.83	0.078225	3.28	0.951	0.056885	1.23	485.5	15.3	487.1	27.0	485.7	14.7	1.00	403	0.51	485.5	15.3
GLR02c_17	0.587372	4.10	0.075640	3.55	0.951	0.056336	1.32	470.0	16.1	465.7	28.9	469.2	15.3	1.01	418	0.98	470.0	16.1
GLR02c_18	0.572909	4.07	0.072960	3.45	0.943	0.056967	1.41	454.0	15.1	490.3	30.8	459.9	15.0	0.93	268	0.80	454.0	15.1
GLR02c_19	0.573788	4.05	0.073662	3.43	0.943	0.056511	1.40	458.2	15.1	472.5	30.7	460.5	14.9	0.97	261	0.72	458.2	15.1
GLR02c_20	0.575958	4.04	0.074629	3.40	0.940	0.055990	1.43	464.0	15.2	452.0	31.5	461.9	14.9	1.03	252	0.75	464.0	15.2
GLR02c_21	0.568941	4.37	0.075073	3.71	0.941	0.054980	1.53	466.6	16.7	411.4	33.8	457.3	16.0	1.13	148	0.99	466.6	16.7
GLR02c_22	0.564073	4.26	0.072099	3.56	0.935	0.056759	1.56	448.8	15.4	482.2	34.2	454.2	15.5	0.93	269	0.90	448.8	15.4
GLR02c_23	0.572115	3.85	0.073855	3.30	0.951	0.056199	1.25	459.3	14.6	460.2	27.4	459.4	14.1	1.00	382	0.90	459.3	14.6
GLR02c_24	0.576385	4.17	0.074464	3.61	0.951	0.056155	1.34	463.0	16.1	458.5	29.5	462.1	15.4	1.01	347	0.62	463.0	16.1
GLR02c_25	0.587901	3.84	0.073145	3.33	0.955	0.058310	1.19	455.1	14.6	541.4	25.9	469.5	14.3	0.84	378	0.82	455.1	14.6
GLR02c_26	0.607069	3.94	0.076492	3.45	0.957	0.057577	1.19	475.1	15.8	513.7	25.9	481.7	15.0	0.92	596	0.97	475.1	15.8
GLR02c_27	0.579729	3.79	0.073895	3.33	0.961	0.056916	1.10	459.6	14.8	488.3	24.1	464.3	14.0	0.94	520	0.74	459.6	14.8
GLR02c_28	0.578928	4.00	0.072328	3.43	0.948	0.058069	1.32	450.2	14.9	532.4	28.6	463.8	14.8	0.85	250	0.77	450.2	14.9
GLR02c_29	0.551560	4.10	0.069619	3.69	0.967	0.057476	1.07	433.9	15.5	509.9	23.5	446.0	14.7	0.85	928	0.30	433.9	15.5

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
GLR02c_30	0.529553	4.41	0.068824	3.73	0.938	0.055820	1.58	429.1	15.5	445.2	34.8	431.5	15.4	0.96	157	0.83	429.1	15.5
GLR02c_31	0.585237	3.98	0.073912	3.44	0.952	0.057444	1.27	459.7	15.2	508.6	27.7	467.8	14.8	0.90	356	0.99	459.7	15.2
SB-0405 ortogneis de biotita y granate - WSU																		
SB04_1	0.562073	3.80	0.073398	3.30	0.955	0.055556	1.17	456.6	14.5	434.7	25.9	452.9	13.8	1.05	591	0.78	456.6	14.5
SB04_2	0.615433	3.77	0.078479	3.22	0.950	0.056892	1.23	487.0	15.1	487.3	26.9	487.0	14.5	1.00	301	1.81	487.0	15.1
SB04_3	0.537382	3.54	0.070205	3.07	0.961	0.055532	1.03	437.4	13.0	433.7	22.9	436.7	12.5	1.01	1202	0.21	437.4	13.0
SB04_4	0.590051	3.71	0.075671	3.18	0.953	0.056570	1.17	470.2	14.4	474.8	25.8	470.9	13.9	0.99	325	1.27	470.2	14.4
SB04_5	0.583552	3.75	0.074808	3.28	0.960	0.056592	1.09	465.1	14.7	475.7	24.0	466.7	13.9	0.98	617	1.16	465.1	14.7
SB04_6	0.572987	3.50	0.073156	3.06	0.964	0.056823	0.98	455.1	13.4	484.7	21.6	459.9	12.9	0.94	1365	0.66	455.1	13.4
SB04_7	0.604310	3.59	0.077889	3.05	0.951	0.056287	1.16	483.5	14.2	463.7	25.6	480.0	13.6	1.04	511	0.92	483.5	14.2
SB04_8	0.593489	3.58	0.076571	3.09	0.957	0.056230	1.09	475.6	14.1	461.5	24.1	473.1	13.4	1.03	663	1.09	475.6	14.1
SB04_9	0.568595	3.53	0.072997	3.09	0.963	0.056510	1.00	454.2	13.5	472.4	22.1	457.1	12.9	0.96	1897	0.98	454.2	13.5
SB04_10	0.571144	3.63	0.073142	3.13	0.956	0.056650	1.11	455.1	13.8	477.9	24.4	458.8	13.3	0.95	496	1.69	455.1	13.8
SB04_11	0.583102	3.55	0.074735	3.07	0.958	0.056604	1.07	464.6	13.7	476.1	23.6	466.5	13.2	0.98	575	1.21	464.6	13.7
SB04_12	0.565464	3.55	0.072779	3.07	0.958	0.056366	1.07	452.9	13.4	466.8	23.6	455.1	13.0	0.97	489	1.54	452.9	13.4
SB04_13	0.575839	3.51	0.073080	3.07	0.964	0.057165	0.99	454.7	13.5	497.9	21.6	461.8	12.9	0.91	1387	0.59	454.7	13.5
SB04_14	0.572006	3.74	0.071711	3.17	0.947	0.057868	1.26	446.5	13.6	524.8	27.3	459.3	13.7	0.85	499	1.24	446.5	13.6
SB04_15	0.623468	3.75	0.080145	3.21	0.951	0.056437	1.21	497.0	15.3	469.6	26.5	492.0	14.5	1.06	468	1.30	497.0	15.3
SB04_16	0.562058	3.53	0.072806	3.13	0.969	0.056006	0.92	453.0	13.7	452.6	20.3	452.9	12.8	1.00	3303	0.99	453.0	13.7
SB04_17	0.639399	3.66	0.081902	3.18	0.959	0.056638	1.09	507.5	15.5	477.5	23.9	501.9	14.4	1.06	585	1.76	507.5	15.5
SB04_18	0.587396	3.55	0.075159	3.07	0.959	0.056699	1.06	467.2	13.8	479.9	23.2	469.2	13.2	0.97	680	0.71	467.2	13.8
SB04_19	0.589312	3.80	0.075231	3.15	0.938	0.056829	1.38	467.6	14.2	484.9	30.3	470.4	14.2	0.96	240	0.81	467.6	14.2
SB04_20	0.592593	3.99	0.074807	3.30	0.935	0.057469	1.47	465.1	14.8	509.6	32.1	472.5	15.0	0.91	207	0.76	465.1	14.8
SB04_21	0.587265	3.88	0.073766	3.20	0.935	0.057757	1.44	458.8	14.2	520.6	31.3	469.1	14.5	0.88	283	0.82	458.8	14.2
SB04_22	0.604132	3.90	0.075624	3.28	0.943	0.057956	1.36	469.9	14.9	528.1	29.5	479.9	14.8	0.89	263	1.91	469.9	14.9
SB04_23	0.591020	3.98	0.075518	3.37	0.943	0.056778	1.38	469.3	15.2	482.9	30.3	471.5	14.9	0.97	313	1.59	469.3	15.2
SB04_24	0.574257	4.10	0.073917	3.38	0.933	0.056362	1.54	459.7	15.0	466.6	33.8	460.8	15.1	0.99	139	0.94	459.7	15.0
SB04_25	0.618476	3.53	0.078288	3.07	0.960	0.057313	1.04	485.9	14.3	503.6	22.7	488.9	13.6	0.96	878	0.83	485.9	14.3
SB04_26	0.589477	3.77	0.074609	3.22	0.950	0.057319	1.23	463.9	14.4	503.8	26.8	470.5	14.1	0.92	308	1.02	463.9	14.4
SB04_27	0.601838	3.73	0.075481	3.12	0.942	0.057845	1.31	469.1	14.1	523.9	28.5	478.4	14.1	0.90	286	0.64	469.1	14.1
SB04_28	0.547176	3.56	0.071008	3.13	0.964	0.055904	0.99	442.2	13.4	448.6	21.9	443.1	12.7	0.99	1927	0.58	442.2	13.4
SB04_29	0.570767	3.55	0.074025	3.14	0.967	0.055938	0.95	460.4	13.9	449.9	20.9	458.5	13.0	1.02	3392	1.00	460.4	13.9

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
SB04_30	0.602248	3.77	0.075877	3.20	0.948	0.057582	1.26	471.5	14.5	513.9	27.4	478.7	14.3	0.92	347	0.80	471.5	14.5
SB04_31	0.606801	4.63	0.074930	3.45	0.895	0.058751	2.18	465.8	15.5	557.9	46.8	481.5	17.6	0.83	45	1.33	465.8	15.5
SB04_32	0.584073	3.84	0.075637	3.19	0.939	0.056022	1.38	470.0	14.4	453.2	30.4	467.1	14.3	1.04	184	1.19	470.0	14.4
SB04_33	0.585530	3.87	0.075220	3.29	0.946	0.056473	1.31	467.5	14.8	471.0	28.8	468.0	14.4	0.99	300	0.90	467.5	14.8
SB04_34	0.594540	4.01	0.075347	3.41	0.945	0.057246	1.37	468.3	15.4	501.0	29.9	473.8	15.1	0.93	207	0.79	468.3	15.4
SB04_35	0.578606	3.79	0.074416	3.39	0.969	0.056408	0.98	462.7	15.1	468.5	21.6	463.6	14.0	0.99	1674	0.58	462.7	15.1
SB04_36	0.585200	3.51	0.074922	3.02	0.957	0.056666	1.07	465.7	13.6	478.5	23.4	467.8	13.1	0.97	596	1.08	465.7	13.6
SB04_37	0.601982	3.67	0.077080	3.10	0.947	0.056659	1.24	478.7	14.3	478.3	27.2	478.5	13.9	1.00	338	1.02	478.7	14.3
SB04_38	0.583594	3.65	0.073940	3.03	0.941	0.057260	1.30	459.9	13.4	501.6	28.4	466.8	13.6	0.92	308	1.39	459.9	13.4
SB04_39	0.575472	3.70	0.073322	3.13	0.947	0.056940	1.25	456.1	13.8	489.2	27.2	461.5	13.6	0.93	390	0.72	456.1	13.8
SB04_40	0.608229	3.83	0.078724	3.17	0.937	0.056051	1.40	488.5	14.9	454.4	30.7	482.4	14.6	1.08	311	1.16	488.5	14.9
SB04_41	0.577957	3.55	0.073164	3.05	0.957	0.057309	1.08	455.2	13.4	503.5	23.6	463.1	13.1	0.90	730	2.78	455.2	13.4
SB04_42	0.591112	3.84	0.075132	3.26	0.946	0.057078	1.30	467.0	14.7	494.5	28.4	471.6	14.4	0.94	219	0.86	467.0	14.7
SB04_43	0.580045	4.12	0.073802	3.54	0.949	0.057019	1.35	459.0	15.7	492.3	29.6	464.5	15.2	0.93	291	2.03	459.0	15.7
SB04_44	0.578110	4.33	0.073631	3.48	0.920	0.056961	1.77	458.0	15.4	490.0	38.6	463.2	16.0	0.93	103	1.50	458.0	15.4
SB04_45	0.586585	3.89	0.073810	3.21	0.935	0.057656	1.44	459.1	14.2	516.7	31.3	468.7	14.5	0.89	200	1.23	459.1	14.2
SB05_1	0.795090	4.14	0.090791	3.51	0.942	0.063533	1.45	560.2	18.8	726.1	30.4	594.1	18.5	0.77	112	0.88	560.2	18.8
SB05_2	0.579794	3.62	0.074017	3.07	0.950	0.056829	1.18	460.3	13.6	484.9	25.9	464.3	13.4	0.95	459	0.66	460.3	13.6
SB05_3	0.589621	3.65	0.075644	3.11	0.950	0.056549	1.19	470.1	14.1	474.0	26.2	470.6	13.7	0.99	437	0.71	470.1	14.1
SB05_4	0.567943	3.62	0.071012	3.08	0.951	0.058023	1.18	442.3	13.2	530.6	25.6	456.7	13.2	0.83	468	0.53	442.3	13.2
SB05_5	0.631466	3.71	0.078369	3.24	0.959	0.058456	1.10	486.4	15.2	546.9	23.8	497.0	14.5	0.89	496	0.64	486.4	15.2
SB05_6	3.918753	3.47	0.279289	3.06	0.968	0.101793	0.92	1587.8	43.0	1657.1	17.0	1617.6	27.7	0.96	715	0.70	1657.1	17.0
SB05_7	1.779192	3.87	0.141370	3.39	0.959	0.091304	1.14	852.4	27.0	1453.0	21.5	1037.9	24.9	0.59	270	0.40	1453.0	21.5
SB05_8	0.623917	4.10	0.079367	3.24	0.919	0.057031	1.70	492.3	15.4	492.7	37.0	492.3	15.9	1.00	365	0.86	492.3	15.4
SB05_9	0.593587	3.92	0.075249	3.21	0.932	0.057228	1.49	467.7	14.4	500.3	32.4	473.2	14.7	0.93	597	0.95	467.7	14.4
SB05_10	0.569924	3.69	0.072706	3.18	0.955	0.056868	1.15	452.4	13.9	486.4	25.2	458.0	13.5	0.93	609	0.54	452.4	13.9
SB05_11	0.569719	3.66	0.072260	3.12	0.951	0.057199	1.19	449.8	13.5	499.2	26.0	457.8	13.4	0.90	441	0.94	449.8	13.5
SB05_12	0.569370	3.55	0.073595	3.07	0.959	0.056127	1.06	457.8	13.6	457.4	23.3	457.6	13.0	1.00	861	0.65	457.8	13.6
SB05_13	0.588089	3.73	0.074998	3.03	0.933	0.056888	1.41	466.2	13.6	487.2	30.9	469.6	13.9	0.96	311	0.61	466.2	13.6
SB05_14	0.598326	3.65	0.075822	3.06	0.944	0.057249	1.26	471.1	13.9	501.2	27.6	476.2	13.8	0.94	229	0.82	471.1	13.9
SB05_15	0.547651	3.83	0.071308	3.22	0.943	0.055718	1.34	444.0	13.8	441.1	29.4	443.5	13.7	1.01	241	1.26	444.0	13.8
SB05_16	4.624185	3.56	0.290893	3.13	0.964	0.115326	1.00	1646.0	45.2	1885.0	17.9	1753.6	29.3	0.87	240	0.67	1885.0	17.9

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
SB05_17	0.617066	3.59	0.076646	3.09	0.956	0.058408	1.11	476.1	14.2	545.1	24.0	488.0	13.8	0.87	452	0.81	476.1	14.2
SB05_18	0.549044	3.76	0.068900	3.15	0.943	0.057811	1.31	429.5	13.1	522.6	28.5	444.4	13.4	0.82	345	0.54	429.5	13.1
SB05_19	0.585606	4.26	0.075187	3.36	0.915	0.056505	1.80	467.3	15.1	472.3	39.3	468.1	15.9	0.99	126	0.48	467.3	15.1
SB05_20	0.617389	3.78	0.078983	3.16	0.942	0.056709	1.33	490.0	14.9	480.2	29.2	488.2	14.5	1.02	304	0.79	490.0	14.9
SB05_21	0.553553	3.72	0.071246	3.30	0.966	0.056366	1.00	443.7	14.1	466.8	22.0	447.3	13.4	0.95	2211	0.80	443.7	14.1
SB05_22	0.576669	3.79	0.074647	3.17	0.942	0.056046	1.33	464.1	14.2	454.2	29.3	462.3	14.0	1.02	255	0.80	464.1	14.2
SB05_23	0.587766	3.70	0.074628	3.23	0.960	0.057139	1.08	464.0	14.4	496.9	23.6	469.4	13.8	0.93	601	0.64	464.0	14.4
SB05_24	0.762274	3.89	0.093012	3.12	0.925	0.059456	1.55	573.3	17.1	583.9	33.4	575.3	17.0	0.98	142	1.40	573.3	17.1
SB05_25	0.575911	4.17	0.074615	3.20	0.908	0.055996	1.85	463.9	14.3	452.2	40.5	461.8	15.4	1.03	109	1.34	463.9	14.3
SB05_26	0.589021	3.75	0.076332	3.22	0.952	0.055982	1.20	474.2	14.7	451.6	26.4	470.2	14.0	1.05	436	0.80	474.2	14.7
SB05_27	0.612537	4.11	0.077713	3.29	0.922	0.057183	1.67	482.5	15.3	498.6	36.4	485.2	15.7	0.97	176	1.12	482.5	15.3
SB05_28	0.593911	3.75	0.075008	3.14	0.942	0.057443	1.32	466.3	14.1	508.6	28.7	473.4	14.1	0.92	224	0.77	466.3	14.1
SB05_29	0.570151	4.00	0.074333	3.31	0.935	0.055646	1.48	462.2	14.8	438.3	32.6	458.1	14.6	1.05	144	0.70	462.2	14.8
SB05_30	1.104364	3.97	0.102179	3.46	0.955	0.078411	1.22	627.2	20.6	1157.3	24.1	755.5	20.9	0.54	343	0.86	1157.3	20.6
SB05_31	0.569549	3.63	0.073503	3.18	0.962	0.056215	1.04	457.2	14.0	460.9	22.8	457.7	13.3	0.99	1227	0.73	457.2	14.0
SB05_32	0.559091	4.41	0.071275	3.40	0.907	0.056908	1.95	443.8	14.6	488.0	42.6	450.9	15.9	0.91	105	0.97	443.8	14.6
SB05_33	0.717914	4.37	0.091748	3.24	0.896	0.056768	2.06	565.9	17.5	482.5	44.8	549.4	18.4	1.17	64	0.65	565.9	17.5
SB05_34	0.588885	3.66	0.075426	3.07	0.946	0.056641	1.25	468.8	13.9	477.6	27.3	470.2	13.7	0.98	512	1.53	468.8	13.9
SB05_35	0.559859	3.97	0.072090	3.13	0.919	0.056342	1.65	448.7	13.6	465.9	36.1	451.4	14.4	0.96	335	0.52	448.7	13.6
SB05_36	0.563896	3.93	0.071943	3.17	0.927	0.056864	1.55	447.9	13.7	486.2	33.9	454.1	14.3	0.92	126	0.97	447.9	13.7
SB05_37	0.565630	3.53	0.072246	3.08	0.963	0.056799	1.01	449.7	13.4	483.7	22.0	455.2	12.9	0.93	659	0.90	449.7	13.4
SB05_38	0.566318	3.75	0.073324	3.20	0.950	0.056032	1.22	456.2	14.1	453.6	26.9	455.6	13.7	1.01	423	0.69	456.2	14.1
SB05_39	0.583769	3.74	0.074882	3.08	0.936	0.056557	1.38	465.5	13.8	474.3	30.2	466.9	13.9	0.98	296	0.62	465.5	13.8
SB05_40	0.605020	3.56	0.076722	3.11	0.963	0.057211	1.01	476.5	14.3	499.7	22.1	480.4	13.5	0.95	1012	0.93	476.5	14.3
SB05_41	0.564539	3.81	0.072308	3.20	0.943	0.056641	1.33	450.0	13.9	477.6	29.2	454.5	13.9	0.94	296	1.08	450.0	13.9
SB05_42	0.587561	3.62	0.075302	3.06	0.948	0.056607	1.21	468.0	13.8	476.3	26.6	469.3	13.5	0.98	414	0.67	468.0	13.8
SB05_43	0.723672	4.04	0.091264	3.39	0.939	0.057526	1.45	563.0	18.2	511.8	31.5	552.8	17.1	1.10	189	1.60	563.0	18.2
SB05_44	0.629096	4.17	0.078799	3.24	0.912	0.057919	1.80	489.0	15.2	526.7	39.0	495.5	16.2	0.93	122	0.85	489.0	15.2
SB05_45	1.519924	3.60	0.142730	3.19	0.967	0.077256	0.96	860.1	25.6	1127.8	19.0	938.4	21.8	0.76	692	0.42	1127.8	19.0
SDB-01 ortogneis de biotita y granate - WSU																		
SDB01_1	0.629711	4.44	0.080099	3.94	0.964	0.057037	1.23	496.7	18.8	492.9	26.9	495.9	17.3	1.01	599	1.10	496.7	18.8
SDB01_2	0.643283	4.63	0.081800	3.58	0.914	0.057055	1.98	506.9	17.4	493.6	43.2	504.3	18.2	1.03	110	1.11	506.9	17.4

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
SDB01_3	0.636166	5.13	0.076902	3.45	0.879	0.060017	2.67	477.6	15.9	604.2	56.7	499.9	20.1	0.79	52	0.59	477.6	15.9
SDB01_4	0.592631	4.10	0.074420	3.61	0.964	0.057774	1.15	462.7	16.1	521.2	25.0	472.5	15.4	0.89	829	1.04	462.7	16.1
SDB01_5	0.596508	3.90	0.078295	3.34	0.956	0.055274	1.21	485.9	15.6	423.3	26.7	475.0	14.7	1.15	535	0.66	485.9	15.6
SDB01_6	0.613537	5.02	0.076730	3.65	0.895	0.058012	2.39	476.6	16.7	530.2	51.4	485.8	19.2	0.90	90	0.61	476.6	16.7
SDB01_7	0.669995	4.71	0.079564	3.58	0.909	0.061093	2.09	493.5	17.0	642.5	44.3	520.7	19.0	0.77	75	0.89	493.5	17.0
SDB01_8	0.638384	3.90	0.081189	3.30	0.951	0.057046	1.28	503.2	15.9	493.3	28.0	501.3	15.3	1.02	614	0.71	503.2	15.9
SDB01_9	0.659178	4.57	0.084538	3.98	0.955	0.056571	1.42	523.2	20.0	474.8	31.0	514.1	18.3	1.10	606	0.24	523.2	20.0
SDB01_10	0.602933	3.86	0.077981	3.39	0.966	0.056095	1.06	484.1	15.8	456.1	23.3	479.1	14.6	1.06	1010	0.68	484.1	15.8
SDB01_11	0.546850	3.62	0.070603	3.11	0.960	0.056194	1.08	439.8	13.2	460.0	23.7	442.9	12.9	0.96	895	0.15	439.8	13.2
SDB01_12	0.607414	4.74	0.079178	3.44	0.897	0.055657	2.25	491.2	16.2	438.7	49.3	481.9	18.0	1.12	96	1.42	491.2	16.2
SDB01_13	0.649249	4.17	0.082450	3.51	0.946	0.057129	1.41	510.7	17.2	496.5	30.9	508.0	16.5	1.03	383	0.57	510.7	17.2
SDB01_14	1.220970	4.23	0.128258	3.79	0.970	0.069065	1.08	777.9	27.7	900.7	22.1	810.2	23.3	0.86	518	0.21	777.9	27.7
SDB01_15	0.688781	6.28	0.083807	4.30	0.876	0.059627	3.26	518.8	21.4	590.0	69.2	532.1	25.7	0.88	84	0.54	518.8	21.4
SDB01_16	0.604448	3.72	0.078105	3.17	0.957	0.056146	1.15	484.8	14.8	458.2	25.3	480.1	14.1	1.06	1258	0.42	484.8	14.8
SDB01_17	0.599832	5.04	0.077816	4.29	0.943	0.055924	1.73	483.1	19.9	449.4	38.1	477.1	19.0	1.08	248	1.62	483.1	19.9
SDB01_18	0.669142	5.18	0.080254	3.76	0.894	0.060491	2.48	497.6	18.0	621.2	52.6	520.2	20.9	0.80	153	0.87	497.6	18.0
SDB01_19	0.627741	5.20	0.078733	4.19	0.923	0.057845	2.09	488.6	19.7	523.9	45.3	494.7	20.2	0.93	649	0.44	488.6	19.7
SDB01_20	0.641526	5.23	0.081564	4.47	0.943	0.057063	1.80	505.4	21.7	494.0	39.3	503.3	20.6	1.02	495	0.45	505.4	21.7
SDB01_21	1.084426	5.89	0.073145	4.02	0.877	0.107562	3.06	455.1	17.6	1758.5	54.9	745.8	30.7	0.26	39	0.63	1758.5	54.9
SDB01_22	0.632745	6.28	0.080181	5.40	0.941	0.057253	2.18	497.2	25.8	501.3	47.3	497.8	24.4	0.99	256	0.99	497.2	25.8
SDB01_23	0.589129	5.62	0.077610	5.13	0.969	0.055072	1.42	481.8	23.8	415.2	31.4	470.3	20.9	1.16	632	0.58	481.8	23.8
SDB01_24	0.611535	5.89	0.077042	4.43	0.899	0.057588	2.72	478.4	20.4	514.1	58.7	484.5	22.5	0.93	69	0.75	478.4	20.4
SDB01_25	0.615028	4.69	0.079213	3.66	0.917	0.056330	1.98	491.4	17.3	465.4	43.2	486.7	18.0	1.06	94	0.49	491.4	17.3
SDB01_26	0.600459	4.99	0.078620	4.01	0.923	0.055411	2.01	487.9	18.8	428.8	44.3	477.5	18.8	1.14	120	0.46	487.9	18.8
SDB01_27	0.586629	3.78	0.075007	3.28	0.963	0.056742	1.08	466.2	14.8	481.5	23.7	468.7	14.1	0.97	1269	0.31	466.2	14.8
SDB01_28	0.461271	4.63	0.059716	4.09	0.960	0.056041	1.34	373.9	14.8	454.0	29.5	385.1	14.7	0.82	395	0.14	373.9	14.8
SDB01_29	1.370952	4.43	0.144837	3.75	0.946	0.068673	1.50	872.0	30.5	888.9	30.8	876.6	25.7	0.98	100	1.16	888.9	30.5
SDB01_30	0.672466	5.06	0.083986	4.06	0.922	0.058091	2.04	519.9	20.2	533.2	44.2	522.2	20.4	0.98	98	0.35	519.9	20.2
SDB01_31	2.254115	5.24	0.206957	4.38	0.935	0.079020	1.93	1212.6	48.2	1172.6	37.7	1198.1	36.2	1.03	95	0.51	1172.6	37.7
SDB01_32	0.657352	6.07	0.082027	4.65	0.903	0.058141	2.74	508.2	22.7	535.1	58.9	513.0	24.2	0.95	79	0.78	508.2	22.7
SDB01_33	0.786008	6.17	0.085432	5.37	0.946	0.066749	2.06	528.5	27.2	830.0	42.4	588.9	27.2	0.64	322	0.43	528.5	27.2
SDB01_34	0.611239	6.18	0.072608	4.68	0.900	0.061076	2.83	451.8	20.4	641.9	59.8	484.3	23.5	0.70	235	0.49	451.8	20.4

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
SDB01_35	0.607796	4.73	0.076388	3.88	0.932	0.057726	1.79	474.5	17.7	519.4	38.8	482.2	18.0	0.91	1528	0.25	474.5	17.7
SDB01_36	0.544047	5.86	0.069507	4.94	0.935	0.056787	2.16	433.2	20.6	483.3	46.9	441.1	20.8	0.90	323	0.51	433.2	20.6
SDB01_37	0.597722	5.33	0.077001	4.68	0.953	0.056318	1.67	478.2	21.5	464.9	36.5	475.8	20.1	1.03	329	0.95	478.2	21.5
SDB01_38	0.642569	4.84	0.081658	4.33	0.964	0.057090	1.33	506.0	21.0	495.0	29.1	503.9	19.0	1.02	639	1.27	506.0	21.0
SDB01_39	0.665559	4.63	0.088950	3.40	0.901	0.054285	2.15	549.3	17.9	382.9	47.7	518.0	18.6	1.43	99	0.71	549.3	17.9
SDB01_40	0.586759	4.25	0.074436	3.54	0.942	0.057190	1.50	462.8	15.8	498.9	32.7	468.8	15.8	0.93	278	1.48	462.8	15.8
SDB01_41	0.649352	4.58	0.082294	3.73	0.930	0.057247	1.77	509.8	18.2	501.1	38.4	508.1	18.2	1.02	204	0.55	509.8	18.2
SDB01_42	0.580573	3.97	0.074039	3.49	0.965	0.056890	1.10	460.4	15.5	487.3	24.0	464.8	14.7	0.94	2334	0.42	460.4	15.5
SDB01_43	0.587094	4.48	0.073647	3.56	0.923	0.057835	1.82	458.1	15.7	523.5	39.4	469.0	16.7	0.88	114	0.95	458.1	15.7
SDB01_44	0.588391	4.21	0.075107	3.44	0.935	0.056836	1.58	466.9	15.5	485.2	34.5	469.8	15.7	0.96	293	0.65	466.9	15.5
SDB01_45	0.490029	3.80	0.064687	3.34	0.967	0.054960	1.02	404.1	13.1	410.6	22.7	404.9	12.6	0.98	2877	0.13	404.1	13.1
STPD-14 anfibolita (en paragneis) - ALC																		
STPD1-24	0.258847	2.46	0.036991	1.93	0.78	0.050751	1.53	234.2	4.4	229.5	35.2	233.7	5.1	1.02	2493	0.07	234.2	4.4
STPD1-22	0.323580	4.22	0.044812	4.16	0.99	0.052370	0.71	282.6	11.5	301.6	16.2	284.7	10.5	0.94	1018	0.04	282.6	11.5
STPD1-21	0.344312	2.72	0.047000	2.44	0.90	0.053132	1.19	296.1	7.1	334.5	27.0	300.4	7.1	0.89	990	0.05	296.1	7.1
STPD1-9	0.397333	4.07	0.054926	3.97	0.98	0.052466	0.90	344.7	13.3	305.8	20.5	339.7	11.8	1.13	1749	0.01	344.7	13.3
STPD1-31	0.447189	4.76	0.059484	4.70	0.99	0.054524	0.79	372.5	17.0	392.7	17.8	375.3	14.9	0.95	1225	0.05	372.5	17.0
STPD1-17	0.469368	3.17	0.061397	3.04	0.96	0.055446	0.89	384.1	11.3	430.2	19.9	390.8	10.3	0.89	1151	0.04	384.1	11.3
STPD1-32	0.467969	10.18	0.062340	9.90	0.97	0.054444	2.37	389.8	37.5	389.4	53.2	389.8	33.0	1.00	2703	0.09	389.8	37.5
STPD1-20	0.523069	6.36	0.062619	6.01	0.94	0.060583	2.08	391.5	22.8	624.5	45.0	427.2	22.2	0.63	54	0.00	391.5	22.8
STPD1-7	0.482421	3.87	0.062623	3.74	0.97	0.055872	0.96	391.6	14.2	447.3	21.3	399.7	12.8	0.88	499	0.12	391.6	14.2
STPD1-40	0.486805	3.18	0.062645	3.09	0.97	0.056360	0.75	391.7	11.8	466.5	16.5	402.7	10.6	0.84	661	0.01	391.7	11.8
STPD1-2	0.487257	1.88	0.063204	1.39	0.74	0.055913	1.26	395.1	5.3	448.9	28.0	403.0	6.3	0.88	1215	0.07	395.1	5.3
STPD1-39	0.496161	2.04	0.063793	1.63	0.80	0.056409	1.22	398.7	6.3	468.5	27.0	409.1	6.9	0.85	72	0.02	398.7	6.3
STPD1-25	0.482045	2.13	0.064115	1.63	0.76	0.054529	1.38	400.6	6.3	392.9	31.0	399.5	7.0	1.02	1650	0.00	400.6	6.3
STPD1-4	0.492357	1.98	0.064773	1.78	0.90	0.055129	0.86	404.6	7.0	417.5	19.2	406.5	6.6	0.97	682	0.05	404.6	7.0
STPD1-36	0.493569	3.77	0.065177	3.64	0.97	0.054923	0.97	407.0	14.4	409.1	21.8	407.3	12.6	1.00	1058	0.04	407.0	14.4
STPD1-29	0.505272	2.96	0.065328	2.76	0.93	0.056095	1.07	407.9	10.9	456.1	23.7	415.3	10.1	0.89	624	0.05	407.9	10.9
STPD1-16	0.510030	2.29	0.065465	1.99	0.87	0.056505	1.13	408.8	7.9	472.3	25.0	418.5	7.8	0.87	252	0.03	408.8	7.9
STPD1-8	0.500871	2.59	0.065686	2.29	0.89	0.055303	1.20	410.1	9.1	424.5	26.8	412.3	8.8	0.97	1028	0.05	410.1	9.1
STPD1-6	0.505809	2.88	0.065850	2.76	0.96	0.055709	0.83	411.1	11.0	440.8	18.5	415.6	9.8	0.93	458	0.05	411.1	11.0
STPD1-30	0.497623	2.37	0.066025	2.00	0.84	0.054663	1.27	412.2	8.0	398.4	28.4	410.1	8.0	1.03	1585	0.05	412.2	8.0

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
STPD1-37	0.491277	3.07	0.066610	2.58	0.84	0.053491	1.66	415.7	10.4	349.7	37.4	405.8	10.3	1.19	2230	0.06	415.7	10.4
STPD1-10	0.503607	3.71	0.066730	3.50	0.94	0.054735	1.21	416.4	14.1	401.4	27.2	414.1	12.6	1.04	1244	0.07	416.4	14.1
STPD1-11	0.491405	4.26	0.066750	3.55	0.83	0.053393	2.37	416.5	14.3	345.5	53.5	405.9	14.3	1.21	3020	0.05	416.5	14.3
STPD1-27	0.507376	1.52	0.066790	1.32	0.87	0.055096	0.75	416.8	5.3	416.1	16.7	416.7	5.2	1.00	389	0.03	416.8	5.3
STPD1-18	0.495097	2.86	0.066840	1.79	0.62	0.053722	2.23	417.1	7.2	359.4	50.4	408.4	9.6	1.16	3111	0.08	417.1	7.2
STPD1-3	0.507334	4.52	0.066915	4.11	0.91	0.054988	1.87	417.5	16.6	411.7	41.9	416.7	15.4	1.01	2214	0.06	417.5	16.6
STPD1-23	0.512217	3.74	0.067295	3.51	0.94	0.055204	1.29	419.8	14.3	420.5	28.8	419.9	12.9	1.00	1352	0.07	419.8	14.3
STPD1-5	0.501393	3.81	0.067370	3.50	0.92	0.053977	1.52	420.3	14.2	370.1	34.2	412.6	12.9	1.14	2193	0.06	420.3	14.2
STPD1-14	0.505908	3.06	0.067406	2.68	0.88	0.054434	1.48	420.5	10.9	389.0	33.2	415.7	10.4	1.08	1522	0.05	420.5	10.9
STPD1-12	0.515219	2.11	0.068288	1.86	0.88	0.054720	1.00	425.8	7.6	400.8	22.3	422.0	7.3	1.06	162	0.02	425.8	7.6
STPD1-26	0.521765	3.74	0.068417	3.38	0.90	0.055311	1.60	426.6	13.9	424.8	35.8	426.3	13.0	1.00	1764	0.05	426.6	13.9
STPD1-13	0.522774	1.91	0.068816	1.81	0.95	0.055096	0.60	429.0	7.5	416.1	13.5	427.0	6.6	1.03	611	0.05	429.0	7.5
STPD1-19	0.531183	3.34	0.069360	3.00	0.90	0.055544	1.46	432.3	12.5	434.2	32.6	432.6	11.7	1.00	87	0.02	432.3	12.5
STPD1-34	0.522270	3.12	0.069493	2.95	0.95	0.054507	1.00	433.1	12.4	392.0	22.4	426.7	10.9	1.10	1022	0.00	433.1	12.4
STPD1-15	0.530485	1.86	0.070628	1.61	0.87	0.054475	0.93	439.9	6.9	390.7	20.9	432.1	6.6	1.13	826	0.05	439.9	6.9
STPD1-33	0.524539	4.52	0.070861	3.92	0.87	0.053687	2.25	441.3	16.7	357.9	50.8	428.2	15.8	1.23	3664	0.00	441.3	16.7
STPD1-28	0.557614	2.08	0.071357	1.55	0.75	0.056675	1.38	444.3	6.7	478.9	30.6	450.0	7.6	0.93	202	0.03	444.3	6.7
STPD1-38	0.542111	3.20	0.071762	3.10	0.97	0.054789	0.80	446.8	13.4	403.6	17.9	439.8	11.4	1.11	446	0.05	446.8	13.4
STPD1-35	0.566043	3.81	0.072586	3.66	0.96	0.056558	1.06	451.7	16.0	474.4	23.4	455.5	14.0	0.95	774	0.03	451.7	16.0
STPD4-7	0.258831	2.00	0.036773	1.77	0.89	0.051048	0.92	232.8	4.0	243.0	21.3	233.7	4.2	0.96	1844	0.04	232.8	4.0
STPD4-8	0.268056	3.26	0.037524	3.19	0.98	0.051810	0.69	237.5	7.4	277.1	15.9	241.1	7.0	0.86	1275	0.01	237.5	7.4
STPD4-22	0.274148	3.35	0.037963	3.30	0.99	0.052375	0.57	240.2	7.8	301.8	13.0	246.0	7.3	0.80	768	0.00	240.2	7.8
STPD4-9	0.276210	2.07	0.038631	1.79	0.86	0.051857	1.06	244.3	4.3	279.1	24.2	247.6	4.6	0.88	1451	0.00	244.3	4.3
STPD4-4	0.345255	8.30	0.047396	8.28	1.00	0.052832	0.65	298.5	24.1	321.6	14.8	301.1	21.6	0.93	746	0.02	298.5	24.1
STPD4-23	0.356241	3.66	0.047973	3.58	0.98	0.053857	0.78	302.1	10.6	365.1	17.7	309.4	9.8	0.83	824	0.05	302.1	10.6
STPD4-40	0.371198	2.95	0.049168	2.88	0.97	0.054755	0.68	309.4	8.7	402.2	15.1	320.5	8.1	0.77	362	0.00	309.4	8.7
STPD4-19	0.362789	6.74	0.049552	6.70	0.99	0.053100	0.81	311.8	20.4	333.1	18.3	314.3	18.2	0.94	722	0.02	311.8	20.4
STPD4-39	0.395252	5.97	0.053338	5.92	0.99	0.053744	0.77	335.0	19.3	360.3	17.3	338.2	17.2	0.93	174	0.01	335.0	19.3
STPD4-6	0.427975	4.07	0.056596	3.98	0.98	0.054845	0.86	354.9	13.7	405.9	19.2	361.7	12.4	0.87	754	0.02	354.9	13.7
STPD4-37	0.451605	1.68	0.059941	1.23	0.73	0.054643	1.14	375.3	4.5	397.6	25.5	378.4	5.3	0.94	1071	0.04	375.3	4.5
STPD4-28	0.455733	4.09	0.060849	3.99	0.97	0.054319	0.92	380.8	14.7	384.3	20.7	381.3	13.0	0.99	905	0.04	380.8	14.7
STPD4-36	0.475850	1.55	0.061758	1.41	0.91	0.055883	0.65	386.3	5.3	447.7	14.5	395.2	5.1	0.86	378	0.07	386.3	5.3

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
STPD4-17	0.475867	6.92	0.063378	6.50	0.94	0.054456	2.38	396.1	25.0	389.9	53.5	395.2	22.7	1.02	4386	0.10	396.1	25.0
STPD4-31	0.478296	3.47	0.063438	3.02	0.87	0.054682	1.71	396.5	11.6	399.2	38.3	396.9	11.4	0.99	2261	0.10	396.5	11.6
STPD4-1	0.496144	2.72	0.063564	2.51	0.92	0.056610	1.06	397.3	9.7	476.4	23.5	409.1	9.2	0.83	172	0.02	397.3	9.7
STPD4-29	0.488263	3.38	0.064335	3.20	0.95	0.055043	1.07	401.9	12.5	414.0	23.8	403.7	11.3	0.97	557	0.04	401.9	12.5
STPD4-16	0.495257	2.04	0.064350	1.86	0.91	0.055819	0.83	402.0	7.2	445.1	18.6	408.5	6.9	0.90	277	0.01	402.0	7.2
STPD4-12	0.495639	2.73	0.064380	2.63	0.96	0.055836	0.73	402.2	10.3	445.8	16.3	408.7	9.2	0.90	426	0.05	402.2	10.3
STPD4-10	0.485231	4.21	0.064629	3.91	0.93	0.054453	1.54	403.7	15.3	389.8	34.6	401.7	14.0	1.04	1950	0.04	403.7	15.3
STPD4-32	0.491420	2.42	0.065088	2.24	0.92	0.054758	0.92	406.5	8.8	402.3	20.6	405.9	8.1	1.01	924	0.03	406.5	8.8
STPD4-26	0.513215	2.89	0.065229	2.74	0.95	0.057063	0.93	407.3	10.8	494.0	20.4	420.6	10.0	0.82	281	0.04	407.3	10.8
STPD4-11	0.503989	2.49	0.065701	2.24	0.90	0.055635	1.09	410.2	8.9	437.8	24.2	414.4	8.5	0.94	795	0.06	410.2	8.9
STPD4-24	0.513454	5.34	0.065726	5.14	0.96	0.056659	1.48	410.4	20.4	478.3	32.7	420.8	18.4	0.86	1033	0.23	410.4	20.4
STPD4-33	0.495167	4.91	0.065784	4.37	0.89	0.054593	2.24	410.7	17.4	395.6	50.2	408.4	16.5	1.04	1992	0.21	410.7	17.4
STPD4-13	0.497490	3.05	0.066075	2.87	0.94	0.054606	1.05	412.5	11.4	396.1	23.6	410.0	10.3	1.04	1105	0.05	412.5	11.4
STPD4-14	0.498233	3.19	0.066779	3.04	0.95	0.054111	0.97	416.7	12.3	375.7	21.7	410.5	10.8	1.11	1229	0.04	416.7	12.3
STPD4-34	0.510995	1.56	0.067277	1.18	0.76	0.055087	1.02	419.7	4.8	415.7	22.8	419.1	5.3	1.01	244	0.03	419.7	4.8
STPD4-25	0.504726	2.64	0.067628	2.38	0.90	0.054129	1.13	421.8	9.7	376.4	25.5	414.9	9.0	1.12	1460	0.05	421.8	9.7
STPD4-27	0.511614	3.93	0.067847	3.71	0.94	0.054690	1.31	423.2	15.2	399.6	29.3	419.5	13.5	1.06	1066	0.07	423.2	15.2
STPD4-21	0.518619	4.79	0.067955	4.70	0.98	0.055351	0.90	423.8	19.3	426.4	20.0	424.2	16.6	0.99	1287	0.04	423.8	19.3
STPD4-37	0.509692	3.79	0.069890	3.01	0.79	0.052892	2.32	435.5	12.7	324.2	52.6	418.2	13.0	1.34	3547	0.09	435.5	12.7
STPD4-5	0.559509	2.22	0.071061	2.13	0.96	0.057105	0.62	442.5	9.1	495.6	13.7	451.2	8.1	0.89	599	0.23	442.5	9.1
STPD4-15	0.541290	3.57	0.072691	3.26	0.91	0.054006	1.45	452.4	14.3	371.3	32.7	439.3	12.7	1.22	1934	0.13	452.4	14.3
STPD4-3	0.548997	6.19	0.073215	6.06	0.98	0.054384	1.29	455.5	26.6	387.0	29.1	444.3	22.3	1.18	1789	0.18	455.5	26.6
STPD4-35	1.667010	2.03	0.163572	1.88	0.93	0.073914	0.76	976.6	17.0	1039.1	15.3	996.0	12.9	0.94	99	0.23	1039.1	15.3
STPD4-20	2.345266	3.55	0.207418	3.49	0.98	0.082006	0.67	1215.0	38.6	1245.6	13.1	1226.1	25.3	0.98	83	0.47	1245.6	13.1
CM-08 anfibolita (en ortogneis) - WSU																		
CM08_1	0.597528	9.00	0.075665	8.38	0.966	0.057291	2.34	470.2	37.9	502.8	50.6	475.7	33.6	0.94	340	1.56	470.2	37.9
CM08_2	0.575914	4.28	0.073622	3.67	0.945	0.056752	1.45	457.9	16.2	481.9	31.6	461.8	15.8	0.95	867	2.88	457.9	16.2
CM08_3	0.550084	6.82	0.070498	6.20	0.958	0.056608	1.98	439.2	26.3	476.3	43.3	445.1	24.3	0.92	1310	1.94	439.2	26.3
CM08_4	0.536524	3.77	0.070157	3.25	0.953	0.055481	1.19	437.1	13.7	431.7	26.4	436.1	13.3	1.01	434	1.60	437.1	13.7
CM08_5	0.536154	3.68	0.069944	3.14	0.951	0.055612	1.20	435.8	13.2	436.9	26.5	435.9	13.0	1.00	373	0.34	435.8	13.2
CM08_6	0.542912	3.66	0.070208	3.20	0.960	0.056101	1.08	437.4	13.5	456.4	23.7	440.3	13.0	0.96	620	1.78	437.4	13.5
CM08_7	0.547624	3.68	0.071062	3.17	0.954	0.055907	1.16	442.6	13.5	448.7	25.6	443.4	13.1	0.99	526	1.45	442.6	13.5

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
CM08_8	0.545642	4.05	0.071180	3.29	0.929	0.055613	1.57	443.3	14.1	436.9	34.6	442.1	14.4	1.01	184	1.49	443.3	14.1
CM08_9	0.248161	6.34	0.034431	5.29	0.923	0.052288	2.51	218.2	11.3	298.0	56.2	225.1	12.7	0.73	116	2.10	218.2	11.3
CM08_10	0.555355	4.28	0.072063	3.82	0.963	0.055909	1.19	448.6	16.5	448.8	26.2	448.5	15.4	1.00	678	2.69	448.6	16.5
CM08_11	0.576247	7.08	0.073778	6.55	0.966	0.056664	1.86	458.9	29.0	478.5	40.6	462.0	26.0	0.96	849	2.53	458.9	29.0
CM08_12	0.499771	4.73	0.065087	4.24	0.960	0.055706	1.35	406.5	16.7	440.7	29.8	411.5	15.9	0.92	426	1.46	406.5	16.7
CM08_13	0.497250	4.16	0.065706	3.41	0.930	0.054903	1.59	410.2	13.6	408.3	35.2	409.8	13.9	1.00	130	1.23	410.2	13.6
CM08_14	0.527829	4.40	0.070166	3.59	0.924	0.054575	1.75	437.2	15.1	394.9	38.8	430.4	15.3	1.11	163	1.21	437.2	15.1
CM08_15	0.536622	3.72	0.069716	3.19	0.952	0.055842	1.19	434.4	13.4	446.1	26.3	436.2	13.1	0.97	299	1.62	434.4	13.4
CM08_16	0.519691	4.03	0.068075	3.36	0.938	0.055384	1.46	424.5	13.8	427.7	32.2	424.9	13.9	0.99	210	4.86	424.5	13.8
CM08_17	0.524266	3.97	0.068989	3.27	0.934	0.055131	1.48	430.1	13.6	417.5	32.7	428.0	13.8	1.03	137	1.21	430.1	13.6
CM08_18	0.540731	3.79	0.069583	3.33	0.961	0.056377	1.10	433.6	13.9	467.2	24.1	438.9	13.4	0.93	855	2.46	433.6	13.9
CM08_19	0.555318	3.96	0.070848	3.27	0.934	0.056864	1.48	441.3	13.9	486.3	32.4	448.5	14.3	0.91	193	1.73	441.3	13.9
CM08_20	0.502216	3.73	0.065748	3.15	0.946	0.055416	1.27	410.5	12.5	429.0	28.0	413.2	12.6	0.96	257	1.80	410.5	12.5
CM08_21	0.462969	5.21	0.060675	4.51	0.942	0.055357	1.79	379.7	16.6	426.7	39.4	386.3	16.6	0.89	148	1.20	379.7	16.6
CM08_22	0.537383	4.07	0.069771	3.61	0.963	0.055877	1.14	434.8	15.2	447.5	25.2	436.7	14.3	0.97	2224	1.81	434.8	15.2
CM08_23	0.530182	4.03	0.069589	3.39	0.940	0.055273	1.43	433.7	14.2	423.3	31.6	431.9	14.1	1.02	256	0.96	433.7	14.2
CM08_24	0.509631	3.80	0.066008	3.31	0.957	0.056012	1.15	412.1	13.2	452.9	25.3	418.2	13.0	0.91	1232	0.42	412.1	13.2
CM08_25	0.507912	4.41	0.065630	3.77	0.943	0.056145	1.52	409.8	15.0	458.1	33.4	417.0	15.0	0.89	491	2.13	409.8	15.0
CM08_26	0.535748	4.12	0.070272	3.41	0.934	0.055310	1.53	437.8	14.4	424.8	33.9	435.6	14.5	1.03	221	1.35	437.8	14.4
CM08_27	0.538921	3.60	0.070584	3.11	0.957	0.055392	1.10	439.7	13.2	428.1	24.4	437.7	12.7	1.03	683	2.60	439.7	13.2
CM08_28	0.504583	3.64	0.067338	3.18	0.961	0.054362	1.05	420.1	12.9	386.1	23.4	414.8	12.3	1.09	563	2.38	420.1	12.9
CM08_29	0.473274	3.97	0.061837	3.33	0.940	0.055525	1.41	386.8	12.5	433.4	31.2	393.4	12.9	0.89	255	1.45	386.8	12.5
CM08_30	0.503553	4.46	0.066142	3.42	0.905	0.055232	1.99	412.9	13.7	421.6	43.8	414.1	15.0	0.98	121	0.75	412.9	13.7
CM08_31	0.543662	3.69	0.070900	3.06	0.940	0.055629	1.33	441.6	13.0	437.6	29.3	440.8	13.1	1.01	251	1.73	441.6	13.0
GLR-02b anfibolita (en ortogneis de Aracay) - WSU																		
GLR02b_1	0.584219	3.75	0.074415	3.08	0.935	0.056956	1.40	462.7	13.7	489.8	30.5	467.2	13.9	0.94	375	0.95	462.7	13.7
GLR02b_2	0.986835	7.93	0.077091	7.21	0.955	0.092868	2.37	478.7	33.2	1485.2	44.3	697.1	39.2	0.32	469	0.59	1485.2	44.3
GLR02b_3	0.474017	3.82	0.062978	3.18	0.939	0.054605	1.37	393.7	12.1	396.1	30.5	394.0	12.4	0.99	343	1.69	393.7	12.1
GLR02b_4	0.480200	3.68	0.062990	3.18	0.955	0.055307	1.14	393.8	12.1	424.6	25.3	398.2	12.1	0.93	678	0.85	393.8	12.1
GLR02b_5	0.795575	3.67	0.095630	3.09	0.946	0.060355	1.25	588.7	17.4	616.3	26.8	594.3	16.4	0.96	247	0.48	588.7	17.4
GLR02b_6	0.534082	4.24	0.066446	3.27	0.908	0.058313	1.87	414.7	13.1	541.5	40.4	434.5	14.9	0.77	213	1.16	414.7	13.1
GLR02b_7	0.555337	3.69	0.070697	3.14	0.950	0.056987	1.21	440.4	13.4	491.0	26.5	448.5	13.3	0.90	295	1.10	440.4	13.4

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
GLR02b_8	1.735184	3.47	0.149831	3.03	0.965	0.084017	0.96	900.0	25.4	1293.0	18.6	1021.7	22.1	0.70	415	1.10	1293.0	18.6
GLR02b_9	2.074284	3.43	0.187613	2.99	0.963	0.080210	0.98	1108.4	30.4	1202.2	19.2	1140.3	23.3	0.92	321	0.78	1202.2	19.2
GLR02b_10	0.552381	3.87	0.069771	3.19	0.935	0.057437	1.43	434.8	13.4	508.3	31.2	446.6	13.9	0.86	200	0.77	434.8	13.4
GLR02b_11	0.715291	3.60	0.089459	3.09	0.955	0.058007	1.13	552.3	16.3	530.0	24.5	547.9	15.1	1.04	476	0.41	552.3	16.3
GLR02b_12	0.521146	4.01	0.065729	3.55	0.961	0.057521	1.14	410.4	14.1	511.6	24.9	425.9	13.8	0.80	367	0.39	410.4	14.1
GLR02b_13	0.426555	3.79	0.057508	3.29	0.955	0.053811	1.17	360.5	11.5	363.1	26.2	360.7	11.5	0.99	456	0.36	360.5	11.5
GLR02b_14	0.561541	3.57	0.072167	3.07	0.956	0.056451	1.10	449.2	13.3	470.1	24.2	452.5	13.0	0.96	742	1.57	449.2	13.3
GLR02b_15	3.184183	3.52	0.247035	3.06	0.961	0.093512	1.03	1423.2	39.0	1498.3	19.3	1453.3	26.9	0.95	199	0.46	1498.3	19.3
GLR02b_16	0.559821	3.89	0.071823	3.03	0.917	0.056547	1.64	447.1	13.1	473.9	35.9	451.4	14.1	0.94	246	1.14	447.1	13.1
GLR02b_17	0.567901	3.76	0.071551	3.15	0.943	0.057582	1.32	445.5	13.6	513.9	28.7	456.7	13.8	0.87	200	0.93	445.5	13.6
GLR02b_18	0.805242	3.64	0.097358	3.23	0.967	0.060004	0.97	598.9	18.4	603.7	20.9	599.8	16.4	0.99	436	0.42	598.9	18.4
GLR02b_19	0.522671	3.75	0.068148	3.25	0.955	0.055642	1.16	425.0	13.3	438.1	25.6	426.9	13.0	0.97	505	0.41	425.0	13.3
GLR02b_20	0.534578	3.74	0.070086	3.16	0.946	0.055335	1.27	436.7	13.3	425.8	28.1	434.8	13.2	1.03	377	0.94	436.7	13.3
GLR02b_21	0.515089	3.56	0.066743	3.03	0.952	0.055989	1.14	416.5	12.2	451.9	25.2	421.9	12.2	0.92	426	0.63	416.5	12.2
GLR02b_22	0.529417	3.76	0.068288	3.24	0.954	0.056244	1.18	425.8	13.4	462.0	25.9	431.4	13.1	0.92	375	1.40	425.8	13.4
GLR02b_23	0.537992	3.63	0.069258	3.02	0.942	0.056355	1.28	431.7	12.6	466.4	28.1	437.1	12.8	0.93	297	0.75	431.7	12.6
GLR02b_24	0.524446	3.47	0.067546	2.97	0.956	0.056328	1.07	421.4	12.1	465.3	23.6	428.1	12.0	0.91	553	0.38	421.4	12.1
GLR02b_25	0.537925	3.73	0.070260	3.05	0.934	0.055544	1.41	437.7	12.9	434.2	31.0	437.1	13.2	1.01	294	0.97	437.7	12.9
GLR02b_26	0.558967	3.45	0.071420	3.00	0.963	0.056779	0.98	444.7	12.9	483.0	21.5	450.9	12.5	0.92	1149	1.09	444.7	12.9
GLR02b_27	0.690711	3.74	0.085026	3.07	0.936	0.058935	1.38	526.1	15.5	564.7	29.9	533.2	15.4	0.93	188	1.21	526.1	15.5
GLR02b_28	0.565932	3.50	0.071252	2.98	0.954	0.057623	1.11	443.7	12.8	515.4	24.2	455.4	12.8	0.86	410	0.81	443.7	12.8
GLR02b_29	0.557423	3.76	0.071386	3.05	0.931	0.056650	1.44	444.5	13.1	477.9	31.6	449.8	13.6	0.93	237	1.13	444.5	13.1
GLR02b_30	0.594701	3.88	0.071375	3.10	0.924	0.060448	1.56	444.4	13.3	619.6	33.4	473.9	14.6	0.72	197	0.76	444.4	13.3
CM-01 metagranitoide - WSU																		
CM01_1	0.528089	3.79	0.068271	3.40	0.970	0.056117	0.96	425.7	14.0	457.0	21.1	430.5	13.2	0.93	2626	0.00	425.7	14.0
CM01_2	0.281745	4.51	0.037764	4.16	0.975	0.054126	1.02	239.0	9.7	376.3	22.8	252.0	10.0	0.64	2153	0.00	239.0	9.7
CM01_3	0.304917	4.07	0.042692	3.57	0.956	0.051816	1.23	269.5	9.4	277.3	28.0	270.2	9.6	0.97	614	0.02	269.5	9.4
CM01_4	0.309182	4.13	0.043610	3.61	0.955	0.051435	1.27	275.2	9.7	260.4	28.8	273.5	9.9	1.06	770	0.01	275.2	9.7
CM01_5	0.479438	4.26	0.062912	3.89	0.972	0.055287	1.03	393.3	14.8	423.8	22.7	397.7	13.9	0.93	3696	0.01	393.3	14.8
CM01_6	0.482911	3.80	0.064057	3.39	0.967	0.054692	1.01	400.3	13.1	399.7	22.4	400.1	12.5	1.00	1721	0.01	400.3	13.1
CM01_7	0.365801	4.04	0.049299	3.59	0.963	0.053831	1.13	310.2	10.9	364.0	25.4	316.5	10.9	0.85	1086	0.01	310.2	10.9
CM01_8	0.489290	3.85	0.063938	3.45	0.969	0.055518	0.99	399.5	13.4	433.1	21.9	404.4	12.8	0.92	3512	0.01	399.5	13.4

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
CM01_9	0.508166	3.78	0.066617	3.38	0.968	0.055341	0.99	415.7	13.6	426.0	21.9	417.2	12.9	0.98	2902	0.01	415.7	13.6
CM01_10	0.534665	3.73	0.067386	3.26	0.961	0.057562	1.08	420.4	13.3	513.1	23.6	434.9	13.1	0.82	2082	0.01	420.4	13.3
CM01_13	0.393126	4.07	0.053503	3.53	0.952	0.053306	1.30	336.0	11.5	341.9	29.1	336.7	11.6	0.98	773	0.01	336.0	11.5
CM01_14	0.432160	4.09	0.057099	3.61	0.960	0.054909	1.19	358.0	12.6	408.5	26.4	364.7	12.5	0.88	887	0.01	358.0	12.6
CM01_15	0.531890	4.09	0.067268	3.62	0.960	0.057364	1.18	419.7	14.7	505.5	25.8	433.1	14.3	0.83	2942	0.01	419.7	14.7
CM01_16	0.375214	4.11	0.050778	3.49	0.944	0.053607	1.41	319.3	10.9	354.6	31.6	323.5	11.3	0.90	736	0.01	319.3	10.9
CM01_17	0.292223	3.80	0.040164	3.35	0.962	0.052784	1.07	253.9	8.3	319.5	24.2	260.3	8.7	0.79	1071	0.01	253.9	8.3
CM01_18	0.328365	5.81	0.043685	5.29	0.962	0.054532	1.62	275.6	14.3	393.1	35.9	288.3	14.5	0.70	1148	0.01	275.6	14.3
CM01_19	0.474350	4.24	0.063176	3.87	0.973	0.054472	1.01	394.9	14.8	390.6	22.5	394.2	13.7	1.01	2946	0.00	394.9	14.8
CM01_22	0.514786	3.95	0.067025	3.58	0.974	0.055721	0.94	418.2	14.5	441.3	20.7	421.7	13.5	0.95	4175	0.00	418.2	14.5
CM01_24	0.445730	3.99	0.059032	3.60	0.969	0.054778	1.02	369.7	12.9	403.2	22.7	374.3	12.4	0.92	2786	0.01	369.7	12.9
CM01_25	0.290079	3.93	0.040425	3.45	0.959	0.052059	1.15	255.5	8.6	288.0	26.1	258.6	8.9	0.89	1194	0.01	255.5	8.6
CM01_26	0.327383	3.87	0.045051	3.36	0.955	0.052721	1.20	284.1	9.3	316.8	27.1	287.6	9.6	0.90	817	0.01	284.1	9.3
CM01_27	0.294004	4.05	0.041438	3.60	0.963	0.051472	1.13	261.7	9.2	262.0	25.8	261.7	9.3	1.00	1599	0.01	261.7	9.2
CM01_28	0.438125	3.93	0.057907	3.55	0.971	0.054890	0.98	362.9	12.5	407.7	21.7	368.9	12.1	0.89	2168	0.01	362.9	12.5
CM01_29	0.482924	4.00	0.062806	3.60	0.969	0.055783	1.03	392.7	13.7	443.7	22.8	400.1	13.2	0.88	3278	0.01	392.7	13.7
CM01_30	0.327433	4.60	0.043092	4.23	0.973	0.055125	1.09	272.0	11.3	417.3	24.2	287.6	11.5	0.65	1337	0.01	272.0	11.3
CM01_31	4.506379	3.75	0.298840	3.32	0.965	0.109399	1.02	1685.6	49.0	1789.4	18.6	1732.1	30.7	0.94	200	0.68	1789.4	18.6
CM01_32	0.419650	3.70	0.056364	3.27	0.964	0.054014	1.03	353.5	11.2	371.6	23.1	355.8	11.1	0.95	1795	0.01	353.5	11.2
CM01_33	0.488675	6.03	0.064317	5.68	0.977	0.055121	1.30	401.8	22.1	417.2	28.8	404.0	19.9	0.96	3553	0.01	401.8	22.1
CM01_34	0.335078	5.25	0.046469	4.84	0.970	0.052313	1.31	292.8	13.8	299.1	29.5	293.4	13.3	0.98	830	0.01	292.8	13.8
CM01_35	0.511149	4.22	0.067613	3.83	0.971	0.054846	1.04	421.8	15.6	405.9	23.2	419.2	14.4	1.04	2114	0.01	421.8	15.6
CM01_36	0.465596	4.36	0.062038	3.99	0.972	0.054447	1.05	388.0	15.0	389.6	23.4	388.1	14.0	1.00	4282	0.00	388.0	15.0
CM01_37	0.454717	4.22	0.060007	3.82	0.969	0.054975	1.08	375.7	13.9	411.2	24.0	380.6	13.3	0.91	2113	0.01	375.7	13.9
CM01_38	0.411067	4.96	0.051040	4.52	0.967	0.058429	1.29	320.9	14.1	545.9	28.0	349.6	14.6	0.59	1111	0.01	320.9	14.1
CM01_39	0.362894	4.77	0.047414	4.43	0.976	0.055527	1.06	298.6	12.9	433.5	23.5	314.4	12.8	0.69	2658	0.01	298.6	12.9
CM01_40	0.290714	4.30	0.040475	3.84	0.962	0.052108	1.21	255.8	9.6	290.1	27.5	259.1	9.8	0.88	1542	0.01	255.8	9.6
CM-09 metagranitoide - WSU																		
CM09_1	0.253003	4.28	0.035760	3.89	0.975	0.051330	0.99	226.5	8.7	255.7	22.6	229.0	8.7	0.89	1121	0.23	226.5	8.7
CM09_2	0.253989	4.66	0.036063	4.19	0.969	0.051098	1.20	228.4	9.4	245.2	27.4	229.8	9.5	0.93	614	0.22	228.4	9.4
CM09_3	0.249425	4.65	0.035560	4.16	0.967	0.050890	1.23	225.3	9.2	235.8	28.2	226.1	9.4	0.96	556	0.12	225.3	9.2
CM09_4	0.249295	4.60	0.034908	4.08	0.964	0.051813	1.27	221.2	8.9	277.2	28.9	226.0	9.3	0.80	536	0.20	221.2	8.9

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
CM09_5	0.256984	4.74	0.036798	4.36	0.977	0.050668	1.05	233.0	10.0	225.8	24.2	232.2	9.8	1.03	2242	0.33	233.0	10.0
CM09_6	0.250435	4.56	0.035618	4.15	0.974	0.051012	1.08	225.6	9.2	241.4	24.8	226.9	9.2	0.93	1269	0.17	225.6	9.2
CM09_7	0.248514	4.52	0.035154	4.09	0.972	0.051290	1.10	222.7	9.0	253.9	25.0	225.4	9.1	0.88	928	0.22	222.7	9.0
CM09_8	0.260706	4.41	0.036882	4.02	0.976	0.051284	1.01	233.5	9.2	253.6	23.0	235.2	9.2	0.92	1793	0.28	233.5	9.2
CM09_9	0.247397	4.62	0.035282	4.15	0.968	0.050874	1.21	223.5	9.1	235.1	27.6	224.5	9.3	0.95	667	0.20	223.5	9.1
CM09_10	0.250480	4.52	0.035702	4.01	0.964	0.050902	1.25	226.1	8.9	236.4	28.7	227.0	9.2	0.96	566	0.19	226.1	8.9
CM09_11	0.254804	4.59	0.036255	4.19	0.974	0.050990	1.07	229.6	9.4	240.4	24.5	230.5	9.4	0.96	1230	0.29	229.6	9.4
CM09_12	0.239962	4.64	0.033695	4.22	0.973	0.051669	1.12	213.6	8.9	270.8	25.5	218.4	9.1	0.79	1297	0.23	213.6	8.9
CM09_13	0.253482	4.45	0.036202	4.06	0.976	0.050800	1.02	229.2	9.1	231.8	23.3	229.4	9.1	0.99	2412	0.33	229.2	9.1
CM09_14	0.421622	4.83	0.055110	4.41	0.973	0.055506	1.16	345.8	14.8	432.7	25.7	357.2	14.4	0.80	1076	0.10	345.8	14.8
CM09_15	0.287048	4.56	0.037299	4.09	0.967	0.055835	1.20	236.1	9.5	445.8	26.5	256.2	10.3	0.53	542	0.17	236.1	9.5
CM09_16	0.252584	4.51	0.035906	4.10	0.974	0.051037	1.06	227.4	9.2	242.5	24.2	228.7	9.2	0.94	1023	0.17	227.4	9.2
CM09_17	0.247606	4.62	0.034920	4.20	0.972	0.051443	1.12	221.3	9.1	260.7	25.6	224.6	9.3	0.85	959	0.16	221.3	9.1
CM09_18	0.245694	4.50	0.034496	4.02	0.966	0.051674	1.21	218.6	8.6	271.0	27.5	223.1	9.0	0.81	735	0.25	218.6	8.6
CM09_19	0.251512	4.38	0.035745	3.98	0.975	0.051050	1.02	226.4	8.8	243.1	23.2	227.8	8.9	0.93	1440	0.07	226.4	8.8
CM09_20	0.248447	4.33	0.035397	3.96	0.978	0.050924	0.95	224.2	8.7	237.4	21.8	225.3	8.7	0.94	1698	0.36	224.2	8.7
STPD-56 paragneis (protolito pelítico-psamítico) - ALC																		
STPD5-7	0.274793	2.75	0.038715	2.54	0.925	0.051479	1.04	244.9	6.1	262.3	24.0	246.5	6.0	0.93	568	0.03	244.9	6.1
STPD5-3	0.454349	6.61	0.057530	1.93	0.292	0.057279	6.32	360.6	6.8	502.3	139.4	380.3	21.0	0.72	4	0.07	360.6	6.8
STPD5-34	0.451360	2.07	0.059996	1.79	0.861	0.054563	1.05	375.6	6.5	394.4	23.6	378.2	6.5	0.95	756	0.01	375.6	6.5
STPD5-45	0.474167	6.71	0.061990	6.54	0.974	0.055477	1.51	387.7	24.6	431.5	33.7	394.1	21.9	0.90	614	0.01	387.7	24.6
STPD5-23	0.486869	1.94	0.063441	1.68	0.868	0.055660	0.96	396.5	6.5	438.8	21.4	402.8	6.4	0.90	249	0.04	396.5	6.5
STPD5-43	0.493245	2.17	0.065034	1.95	0.898	0.055008	0.95	406.2	7.7	412.5	21.3	407.1	7.3	0.98	422	0.04	406.2	7.7
STPD5-16	0.518799	3.78	0.065704	2.07	0.547	0.057267	3.17	410.2	8.2	501.8	69.7	424.3	13.1	0.82	9	-0.01	410.2	8.2
STPD5-40	0.497897	2.18	0.066080	1.92	0.882	0.054647	1.03	412.5	7.7	397.8	23.0	410.3	7.4	1.04	372	0.02	412.5	7.7
STPD5-25	0.501133	6.86	0.066286	6.81	0.992	0.054832	0.86	413.7	27.3	405.3	19.3	412.5	23.3	1.02	697	0.04	413.7	27.3
STPD5-22	0.487467	4.35	0.066518	3.06	0.703	0.053151	3.10	415.1	12.3	335.2	70.2	403.2	14.5	1.24	13	0.02	415.1	12.3
STPD5-44	0.510853	2.11	0.066663	1.82	0.864	0.055579	1.06	416.0	7.4	435.6	23.7	419.0	7.3	0.96	402	0.03	416.0	7.4
STPD5-38	0.514635	2.49	0.066992	2.39	0.960	0.055715	0.70	418.0	9.7	441.0	15.6	421.6	8.6	0.95	643	0.02	418.0	9.7
STPD5-29	0.513698	2.77	0.067423	2.63	0.950	0.055258	0.86	420.6	10.7	422.7	19.3	420.9	9.5	1.00	1161	0.06	420.6	10.7
STPD5-24	0.542656	2.22	0.070380	1.94	0.875	0.055921	1.07	438.4	8.2	449.2	23.9	440.2	7.9	0.98	258	0.44	438.4	8.2
STPD5-21	0.526993	4.66	0.070733	4.22	0.906	0.054036	1.97	440.6	18.0	372.5	44.3	429.8	16.3	1.18	2119	0.03	440.6	18.0

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
STPD5-37	0.599301	6.95	0.076210	4.68	0.673	0.057034	5.14	473.5	21.3	492.8	113.4	476.8	26.4	0.96	31	0.00	473.5	21.3
STPD5-9	1.104810	10.84	0.119100	9.74	0.898	0.067278	4.77	725.4	66.8	846.4	99.3	755.7	57.8	0.86	328	0.18	725.4	66.8
STPD5-41	1.504932	2.92	0.155172	2.69	0.921	0.070340	1.14	929.9	23.3	938.3	23.3	932.4	17.8	0.99	569	0.26	938.3	23.3
STPD5-8	1.526523	2.64	0.156440	2.08	0.786	0.070771	1.63	937.0	18.1	950.8	33.4	941.1	16.2	0.99	23	1.28	950.8	33.4
STPD5-6	1.581691	5.28	0.160994	2.58	0.489	0.071254	4.61	962.3	23.1	964.7	94.1	963.0	32.9	1.00	171	0.49	964.7	94.1
STPD5-4	1.445350	7.08	0.146859	5.92	0.836	0.071379	3.88	883.3	48.9	968.3	79.3	907.9	42.5	0.91	110	0.56	968.3	79.3
STPD5-5	1.516029	2.06	0.153440	1.99	0.968	0.071659	0.51	920.2	17.1	976.3	10.4	936.9	12.6	0.94	55	1.06	976.3	10.4
STPD5-10	1.493226	2.97	0.149021	2.91	0.980	0.072674	0.60	895.5	24.3	1004.9	12.1	927.6	18.0	0.89	87	0.47	1004.9	12.1
STPD5-2	1.703324	2.92	0.169673	2.87	0.982	0.072809	0.55	1010.3	26.8	1008.6	11.1	1009.8	18.7	1.00	177	0.37	1008.6	11.1
STPD5-39	1.701812	2.96	0.169329	2.88	0.976	0.072892	0.65	1008.4	26.9	1010.9	13.1	1009.2	18.9	1.00	115	0.49	1010.9	13.1
STPD5-36	1.749506	2.74	0.173333	2.56	0.934	0.073204	0.98	1030.5	24.4	1019.6	19.8	1027.0	17.7	1.01	355	0.38	1019.6	19.8
STPD5-19	1.615003	2.46	0.159843	2.40	0.975	0.073279	0.54	955.9	21.3	1021.7	11.0	976.1	15.4	0.94	129	0.51	1021.7	11.0
STPD5-30	1.686356	2.61	0.166173	2.47	0.946	0.073602	0.85	991.0	22.7	1030.5	17.1	1003.4	16.6	0.96	144	0.48	1030.5	17.1
STPD5-31	1.677692	1.26	0.164645	1.13	0.903	0.073903	0.54	982.5	10.3	1038.8	10.9	1000.1	8.0	0.95	128	0.39	1038.8	10.9
STPD5-20	1.637290	5.70	0.159648	5.55	0.975	0.074381	1.27	954.8	49.3	1051.8	25.7	984.7	35.9	0.91	323	0.10	1051.8	25.7
STPD5-26	1.782525	1.83	0.173654	1.67	0.908	0.074447	0.77	1032.2	15.9	1053.6	15.5	1039.1	11.9	0.98	158	0.53	1053.6	15.5
STPD5-1	1.655337	4.44	0.161246	4.26	0.959	0.074456	1.27	963.7	38.1	1053.9	25.5	991.6	28.1	0.91	64	0.50	1053.9	25.5
STPD5-33	1.704392	2.02	0.165681	1.87	0.924	0.074610	0.77	988.3	17.1	1058.0	15.5	1010.2	12.9	0.93	116	0.58	1058.0	15.5
STPD5-17	1.655591	3.05	0.160786	2.45	0.805	0.074680	1.81	961.1	21.9	1059.9	36.4	991.7	19.3	0.91	20	0.76	1059.9	36.4
STPD5-13	1.705217	3.30	0.165568	3.11	0.941	0.074697	1.12	987.6	28.5	1060.4	22.5	1010.5	21.1	0.93	87	0.32	1060.4	22.5
STPD5-35	2.072642	3.75	0.189578	3.69	0.982	0.079293	0.72	1119.1	37.9	1179.5	14.2	1139.8	25.7	0.95	99	0.58	1179.5	14.2
STPD5-15	4.199244	1.91	0.293308	1.49	0.780	0.103836	1.20	1658.0	21.8	1693.8	22.0	1673.9	15.7	0.98	221	0.80	1693.8	22.0
STPD6-13	0.269598	1.80	0.037368	1.44	0.796	0.052326	1.09	236.5	3.3	299.6	24.9	242.4	3.9	0.79	385	0.01	236.5	3.3
STPD6-47	0.464136	8.27	0.060213	8.14	0.984	0.055906	1.46	376.9	29.8	448.6	32.4	387.1	26.6	0.84	162	0.05	376.9	29.8
STPD6-25	0.469890	5.34	0.060311	4.60	0.861	0.056506	2.72	377.5	16.9	472.3	60.2	391.1	17.3	0.80	606	0.01	377.5	16.9
STPD6-42	0.481786	4.49	0.062182	4.46	0.994	0.056194	0.50	388.9	16.8	460.0	11.2	399.3	14.8	0.85	179	0.02	388.9	16.8
STPD6-27	0.489112	2.12	0.063425	1.99	0.937	0.055930	0.74	396.4	7.6	449.6	16.4	404.3	7.1	0.88	220	0.07	396.4	7.6
STPD6-37	0.493243	3.87	0.064504	3.75	0.969	0.055459	0.96	403.0	14.6	430.7	21.5	407.1	13.0	0.94	136	0.03	403.0	14.6
STPD6-24	0.495365	3.11	0.065031	2.95	0.949	0.055246	0.98	406.1	11.6	422.2	21.8	408.6	10.5	0.96	386	0.04	406.1	11.6
STPD6-12	0.495131	2.74	0.065140	2.62	0.956	0.055128	0.80	406.8	10.3	417.4	17.9	408.4	9.2	0.97	425	0.07	406.8	10.3
STPD6-14	0.501387	2.64	0.065378	2.51	0.952	0.055621	0.81	408.2	9.9	437.3	18.0	412.6	8.9	0.93	274	0.03	408.2	9.9
STPD6-3	0.504344	2.21	0.065379	1.91	0.867	0.055948	1.10	408.3	7.6	450.3	24.5	414.6	7.5	0.91	161	0.01	408.3	7.6

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
STPD6-40	0.530126	2.33	0.066458	0.85	0.365	0.057854	2.17	414.8	3.4	524.2	47.5	431.9	8.2	0.79	19	0.03	414.8	3.4
STPD6-48	0.513518	2.96	0.066931	2.90	0.978	0.055645	0.62	417.6	11.7	438.2	13.8	420.8	10.2	0.95	467	0.06	417.6	11.7
STPD6-29	0.512399	3.53	0.067136	3.44	0.973	0.055354	0.81	418.9	13.9	426.5	18.1	420.1	12.1	0.98	244	0.07	418.9	13.9
STPD6-18	0.533924	5.27	0.067663	4.86	0.922	0.057230	2.05	422.1	19.9	500.4	45.0	434.4	18.6	0.84	45	0.01	422.1	19.9
STPD6-9	0.517756	2.13	0.067745	1.95	0.917	0.055431	0.85	422.6	8.0	429.6	18.9	423.7	7.4	0.98	276	0.09	422.6	8.0
STPD6-6	0.521332	3.81	0.067788	3.72	0.976	0.055778	0.83	422.8	15.2	443.5	18.4	426.0	13.3	0.95	358	0.07	422.8	15.2
STPD6-22	0.521999	2.77	0.068573	2.10	0.757	0.055210	1.81	427.6	8.7	420.7	40.4	426.5	9.6	1.02	63	0.01	427.6	8.7
STPD6-7	0.524334	5.78	0.068934	5.70	0.987	0.055166	0.94	429.7	23.7	419.0	21.1	428.0	20.2	1.03	499	0.02	429.7	23.7
STPD6-38	0.704766	1.66	0.087143	1.52	0.917	0.058656	0.66	538.6	7.9	554.3	14.4	541.6	7.0	0.97	143	0.96	538.6	7.9
STPD6-33	0.764048	2.35	0.094810	1.81	0.772	0.058448	1.49	583.9	10.1	546.6	32.6	576.3	10.3	1.07	88	0.71	583.9	10.1
STPD6-34	0.827686	2.78	0.097226	2.73	0.983	0.061742	0.51	598.1	15.6	665.2	11.0	612.3	12.8	0.90	169	0.50	598.1	15.6
STPD6-50	1.529101	3.78	0.155129	3.74	0.990	0.071489	0.54	929.7	32.4	971.5	11.0	942.1	23.2	0.96	417	0.07	971.5	11.0
STPD6-1	1.412285	3.74	0.142617	3.57	0.955	0.071821	1.12	859.4	28.7	980.8	22.7	894.1	22.2	0.88	116	0.49	980.8	22.7
STPD6-45	1.643872	4.79	0.165752	4.73	0.987	0.071929	0.77	988.7	43.4	983.9	15.6	987.2	30.3	1.00	374	0.26	983.9	15.6
STPD6-44	1.610397	1.94	0.162182	1.87	0.964	0.072016	0.52	968.9	16.9	986.4	10.6	974.3	12.2	0.98	186	0.44	986.4	10.6
STPD6-36	1.440888	3.33	0.144612	3.15	0.946	0.072264	1.08	870.7	25.6	993.4	22.0	906.1	19.9	0.88	92	0.45	993.4	22.0
STPD6-49	1.538893	1.74	0.153608	1.60	0.920	0.072659	0.68	921.2	13.8	1004.5	13.9	946.1	10.7	0.92	82	0.36	1004.5	13.9
STPD6-35	1.637825	5.24	0.163215	5.19	0.990	0.072779	0.75	974.6	46.9	1007.8	15.2	984.9	33.1	0.97	169	0.28	1007.8	15.2
STPD6-20	1.743576	2.57	0.171477	2.39	0.930	0.073745	0.94	1020.2	22.6	1034.5	19.1	1024.8	16.6	0.99	203	0.61	1034.5	19.1
STPD6-26	1.694851	2.44	0.166064	2.38	0.977	0.074021	0.52	990.4	21.9	1042.0	10.5	1006.6	15.6	0.95	108	0.17	1042.0	10.5
STPD6-23	1.676825	2.03	0.164260	1.90	0.933	0.074038	0.73	980.4	17.3	1042.5	14.8	999.8	12.9	0.94	153	0.26	1042.5	14.8
STPD6-21	1.776848	2.29	0.173997	2.21	0.964	0.074064	0.61	1034.1	21.1	1043.2	12.2	1037.0	14.9	0.99	240	0.34	1043.2	12.2
STPD6-46	1.889908	3.57	0.176003	3.47	0.971	0.077879	0.85	1045.1	33.5	1143.8	17.0	1077.5	23.7	0.91	49	0.50	1143.8	17.0
STPD6-8	2.209304	2.80	0.202741	2.69	0.962	0.079034	0.76	1190.0	29.3	1173.0	15.1	1184.0	19.6	1.01	167	0.37	1173.0	15.1
STPD6-4	2.100120	5.20	0.190602	5.15	0.990	0.079913	0.72	1124.6	53.2	1194.9	14.2	1148.8	35.8	0.94	137	0.48	1194.9	14.2
STPD6-30	2.976556	3.87	0.242835	3.79	0.980	0.088900	0.78	1401.4	47.7	1402.0	14.9	1401.7	29.4	1.00	161	0.53	1402.0	14.9
STPD6-10	3.002749	3.31	0.243102	3.21	0.970	0.089584	0.80	1402.8	40.4	1416.6	15.2	1408.3	25.2	0.99	88	0.60	1416.6	15.2
STPD6-41	3.144553	1.82	0.248130	1.65	0.911	0.091913	0.75	1428.8	21.2	1465.6	14.2	1443.7	14.0	0.97	71	0.55	1465.6	14.2
STPD6-17	4.202532	2.30	0.291299	2.06	0.896	0.104633	1.02	1648.0	30.0	1707.9	18.8	1674.5	18.9	0.96	75	0.59	1707.9	18.8
STPD6-16	4.191488	2.43	0.290129	2.31	0.952	0.104779	0.74	1642.2	33.5	1710.4	13.7	1672.4	19.9	0.96	86	0.59	1710.4	13.7
STPD6-19	7.134461	2.31	0.384974	2.22	0.962	0.134409	0.63	2099.5	39.8	2156.3	11.0	2128.4	20.6	0.97	71	0.66	2156.3	11.0

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
8303A paragneis (protolito pelítico-psamítico) - WSU																		
8303A-107	1.635089	2.36	0.153007	2.16	0.971	0.077763	0.58	917.8	18.5	1140.8	11.5	983.8	14.8	0.80	398	0.22	1140.8	11.5
8303A-106	0.916009	2.39	0.089036	2.11	0.956	0.074865	0.72	549.8	11.1	1064.9	14.5	660.2	11.5	0.52	221	0.12	549.8	11.1
8303A-105	1.434091	3.40	0.135897	3.25	0.984	0.076791	0.61	821.4	25.0	1115.8	12.1	903.3	20.2	0.74	342	0.26	1115.8	12.1
8303A-104	1.089886	2.01	0.110719	1.73	0.953	0.071631	0.63	676.9	11.1	975.5	12.8	748.4	10.6	0.69	662	0.08	676.9	11.1
8303A-103	1.736266	1.94	0.158915	1.69	0.957	0.079505	0.59	950.7	14.9	1184.7	11.6	1022.1	12.4	0.80	552	0.15	1184.7	11.6
8303A-102	1.813781	1.91	0.172969	1.64	0.954	0.076306	0.60	1028.4	15.6	1103.1	11.9	1050.4	12.4	0.93	175	0.57	1103.1	11.9
8303A-101	3.101752	2.05	0.234642	1.85	0.970	0.096193	0.52	1358.8	22.6	1551.5	9.7	1433.1	15.6	0.88	645	0.11	1551.5	9.7
8303A-100	1.478357	2.25	0.153426	1.83	0.925	0.070117	0.89	920.1	15.7	931.8	18.2	921.6	13.6	0.99	97	0.24	931.8	18.2
8303A-99	2.321818	2.11	0.207635	1.88	0.965	0.081371	0.58	1216.2	20.8	1230.4	11.3	1219.0	14.9	0.99	419	0.20	1230.4	11.3
8303A-98	2.214071	2.05	0.200412	1.83	0.965	0.080392	0.56	1177.5	19.7	1206.6	11.0	1185.5	14.3	0.98	366	0.23	1206.6	11.0
8303A-97	1.916026	2.08	0.180056	1.86	0.966	0.077435	0.56	1067.3	18.2	1132.4	11.0	1086.7	13.8	0.94	425	0.20	1132.4	11.0
8303A-96	1.347392	2.26	0.140984	1.88	0.934	0.069545	0.84	850.2	15.0	914.9	17.2	866.4	13.1	0.93	132	0.45	914.9	15.0
8303A-95	4.030147	2.78	0.287580	1.93	0.872	0.101978	1.45	1629.4	27.7	1660.4	26.5	1640.3	22.4	0.98	133	0.27	1660.4	26.5
8303A-94	1.650433	2.27	0.164457	1.82	0.919	0.073028	0.94	981.5	16.5	1014.7	18.9	989.7	14.3	0.97	82	0.52	1014.7	18.9
8303A-93	2.000556	1.88	0.185258	1.68	0.969	0.078581	0.49	1095.6	16.9	1161.6	9.7	1115.7	12.7	0.94	1008	0.32	1161.6	9.7
8303A-92	1.404286	2.08	0.139985	1.79	0.950	0.072999	0.68	844.6	14.2	1013.9	13.6	890.7	12.3	0.83	252	0.42	1013.9	13.6
8303A-91	3.026349	1.93	0.245945	1.70	0.963	0.089541	0.55	1417.5	21.6	1415.8	10.4	1414.3	14.6	1.00	262	0.40	1415.8	10.4
8303A-90	1.668624	2.13	0.163627	1.73	0.926	0.074207	0.84	976.9	15.7	1047.1	16.8	996.7	13.4	0.93	118	0.25	1047.1	16.8
8303A-89	2.234758	2.27	0.174416	2.09	0.975	0.093237	0.52	1036.4	20.0	1492.7	9.8	1192.0	15.8	0.69	606	0.09	1492.7	9.8
8303A-88	0.542336	2.52	0.064715	2.22	0.952	0.060983	0.79	404.2	8.7	638.6	16.9	440.0	8.9	0.63	662	0.08	404.2	8.7
8303A-87	2.104904	2.02	0.187002	1.80	0.966	0.081908	0.55	1105.1	18.3	1243.3	10.7	1150.4	13.8	0.89	458	0.20	1243.3	10.7
8303A-86	1.572467	2.18	0.157658	1.89	0.952	0.072579	0.69	943.7	16.6	1002.2	13.9	959.4	13.4	0.94	187	0.28	1002.2	13.9
8303A-85	2.255701	2.15	0.204454	1.81	0.941	0.080284	0.76	1199.2	19.8	1204.0	14.9	1198.6	15.0	1.00	102	0.25	1204.0	14.9
8303A-84	2.099621	2.07	0.194742	1.79	0.952	0.078218	0.66	1147.0	18.8	1152.4	13.0	1148.7	14.1	1.00	163	0.60	1152.4	13.0
8303A-83	1.507598	2.20	0.155513	1.83	0.934	0.070331	0.81	931.8	15.9	938.0	16.6	933.5	13.3	0.99	74	1.69	938.0	16.6
8303A-82	1.391282	2.31	0.144056	1.96	0.939	0.070067	0.82	867.6	15.9	930.3	16.8	885.2	13.6	0.93	97	0.67	930.3	15.9
8303A-81	1.404676	2.85	0.139898	2.51	0.950	0.072844	0.91	844.1	19.8	1009.6	18.4	890.9	16.8	0.84	103	0.93	1009.6	18.4
8303A-80	1.733120	2.76	0.134107	2.59	0.978	0.093757	0.59	811.3	19.7	1503.2	11.0	1020.9	17.6	0.54	185	0.97	1503.2	11.0
8303A-79	1.437824	2.25	0.145649	1.99	0.958	0.071619	0.67	876.5	16.3	975.1	13.6	904.8	13.4	0.90	171	0.72	975.1	13.6
8303A-78	4.590611	1.93	0.301204	1.70	0.963	0.110570	0.54	1697.3	25.4	1808.8	9.8	1747.6	16.0	0.94	117	1.48	1808.8	9.8
8303A-77	1.548627	2.80	0.144511	2.62	0.978	0.077745	0.59	870.1	21.3	1140.4	11.7	949.9	17.1	0.76	487	1.01	1140.4	11.7

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
8303A-76	1.693807	1.89	0.167353	1.67	0.967	0.073427	0.50	997.5	15.5	1025.8	10.1	1006.2	12.0	0.97	598	0.27	1025.8	10.1
8303A-75	1.479262	2.29	0.153928	1.80	0.911	0.069719	0.99	922.9	15.4	920.1	20.2	921.9	13.8	1.00	55	0.55	920.1	20.2
8303A-74	1.495494	2.33	0.155710	2.04	0.953	0.069678	0.73	932.9	17.7	918.9	14.9	928.6	14.1	1.02	132	0.95	918.9	14.9
8303A-73	1.960774	2.38	0.180943	2.01	0.937	0.078616	0.86	1072.1	19.8	1162.5	16.9	1102.1	15.9	0.92	58	0.88	1162.5	16.9
8303A-72	1.489195	2.32	0.157426	1.98	0.943	0.068628	0.80	942.5	17.3	887.6	16.4	926.0	14.0	1.06	108	0.84	887.6	16.4
8303A-71	1.706211	2.16	0.169878	1.90	0.956	0.072866	0.66	1011.4	17.8	1010.2	13.2	1010.9	13.8	1.00	207	0.69	1010.2	13.2
8303A-70	2.554062	2.05	0.215230	1.79	0.955	0.086091	0.63	1256.6	20.4	1340.2	12.2	1287.6	14.9	0.94	127	0.57	1340.2	12.2
8303A-69	3.323534	1.87	0.254976	1.65	0.967	0.094564	0.50	1464.1	21.6	1519.4	9.4	1486.6	14.5	0.96	330	1.67	1519.4	9.4
8303A-68	2.927498	2.02	0.240542	1.76	0.954	0.088295	0.63	1389.5	21.9	1388.9	12.1	1389.0	15.2	1.00	129	0.98	1388.9	12.1
8303A-67	1.177395	2.61	0.119147	2.37	0.966	0.071691	0.69	725.7	16.3	977.2	13.9	790.1	14.2	0.74	206	0.83	977.2	16.3
8303A-66	2.030389	1.88	0.187608	1.65	0.963	0.078516	0.53	1108.4	16.8	1160.0	10.5	1125.7	12.7	0.96	459	0.79	1160.0	10.5
8303A-65	2.369358	2.16	0.187913	1.85	0.947	0.091475	0.72	1110.1	18.9	1456.5	13.6	1233.4	15.3	0.76	136	0.26	1456.5	13.6
8303A-64	1.715944	1.89	0.172755	1.65	0.959	0.072061	0.56	1027.3	15.7	987.7	11.3	1014.5	12.1	1.04	297	0.70	987.7	11.3
8303A-63	1.471335	2.18	0.152547	1.86	0.943	0.069974	0.75	915.2	15.8	927.6	15.4	918.7	13.1	0.99	156	0.44	927.6	15.4
8303A-62	2.607755	1.98	0.221936	1.75	0.962	0.085245	0.56	1292.1	20.4	1321.1	10.9	1302.8	14.4	0.98	311	0.26	1321.1	10.9
8303A-61	1.440962	2.18	0.151429	1.86	0.945	0.069035	0.74	909.0	15.7	899.8	15.2	906.1	13.0	1.01	170	0.54	899.8	15.2
8303A-60	1.476943	1.94	0.153634	1.71	0.964	0.069743	0.54	921.3	14.7	920.8	11.0	921.0	11.7	1.00	623	0.26	920.8	11.0
8303A-59	2.026565	1.97	0.187225	1.71	0.955	0.078528	0.61	1106.3	17.3	1160.3	12.0	1124.5	13.3	0.95	206	0.61	1160.3	12.0
8303A-58	0.348014	2.86	0.047154	2.22	0.900	0.053543	1.29	297.0	6.4	351.9	29.0	303.2	7.5	0.84	832	0.01	297.0	6.4
8303A-57	1.549826	2.04	0.153883	1.83	0.969	0.073067	0.52	922.7	15.7	1015.8	10.5	950.4	12.5	0.91	754	0.37	1015.8	10.5
8303A-56	1.678102	2.09	0.167610	1.72	0.931	0.072635	0.80	998.9	15.9	1003.8	16.1	1000.3	13.2	1.00	114	0.52	1003.8	16.1
8303A-55	1.637001	2.05	0.164343	1.81	0.962	0.072265	0.58	980.9	16.5	993.4	11.7	984.6	12.8	0.99	354	0.45	993.4	11.7
8303A-54	1.659151	2.06	0.164742	1.80	0.957	0.073065	0.62	983.1	16.4	1015.8	12.5	993.1	12.9	0.97	299	0.56	1015.8	12.5
8303A-53	3.133170	2.20	0.242705	1.98	0.968	0.093655	0.57	1400.7	24.9	1501.2	10.7	1440.9	16.8	0.93	475	0.91	1501.2	10.7
8303A-52	1.497116	2.14	0.150729	1.91	0.965	0.072059	0.58	905.0	16.1	987.6	11.8	929.2	12.9	0.92	396	0.30	987.6	11.8
8303A-51	1.749099	2.10	0.160314	1.89	0.968	0.079154	0.55	958.5	16.8	1176.0	10.8	1026.8	13.5	0.82	1116	0.46	1176.0	10.8
8303A-50	1.329032	3.04	0.136309	2.57	0.930	0.070736	1.14	823.8	19.8	949.8	23.2	858.5	17.4	0.87	55	0.47	949.8	19.8
8303A-49	0.319284	1.97	0.043662	1.68	0.951	0.053051	0.64	275.5	4.5	331.0	14.4	281.4	4.8	0.83	1306	0.01	275.5	4.5
8303A-48	1.098240	2.78	0.105496	2.59	0.975	0.075525	0.63	646.5	15.9	1082.5	12.6	752.5	14.7	0.60	362	0.20	1082.5	15.9
8303A-47	0.678890	3.05	0.072154	2.80	0.968	0.068260	0.78	449.1	12.2	876.5	16.1	526.1	12.4	0.51	398	0.36	449.1	12.2
8303A-46	1.673665	1.85	0.166560	1.63	0.965	0.072900	0.51	993.1	15.0	1011.2	10.4	998.6	11.7	0.98	607	0.35	1011.2	10.4
8303A-45	2.385439	2.18	0.207098	1.89	0.950	0.083564	0.70	1213.3	20.9	1282.4	13.6	1238.2	15.5	0.95	165	0.25	1282.4	13.6

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
8303A-44	1.475757	1.91	0.152931	1.66	0.957	0.070008	0.58	917.4	14.2	928.6	11.8	920.5	11.5	0.99	426	0.33	928.6	11.8
8303A-43	1.445201	2.07	0.152021	1.71	0.934	0.068969	0.77	912.3	14.6	897.8	15.8	907.9	12.4	1.02	161	0.75	897.8	15.8
8303A-42	1.692963	1.88	0.166758	1.65	0.963	0.073652	0.53	994.2	15.2	1032.0	10.7	1005.9	11.9	0.96	499	0.34	1032.0	10.7
8303A-41	2.482481	2.43	0.209401	2.18	0.954	0.086188	0.75	1225.6	24.2	1342.4	14.3	1266.9	17.4	0.91	400	0.61	1342.4	14.3
8303A-40	2.179910	2.14	0.197030	2.02	0.982	0.080435	0.42	1159.3	21.4	1207.7	8.2	1174.6	14.8	0.96	1041	0.18	1207.7	8.2
8303A-39	3.049238	2.22	0.242322	2.07	0.975	0.091482	0.50	1398.8	25.9	1456.7	9.5	1420.0	16.8	0.96	228	0.50	1456.7	9.5
8303A-38	1.267209	2.49	0.123431	2.34	0.976	0.074638	0.55	750.3	16.5	1058.8	11.0	831.1	14.0	0.71	355	0.24	1058.8	11.0
8303A-37	0.368387	2.74	0.047689	2.49	0.960	0.056160	0.78	300.3	7.3	458.7	17.2	318.5	7.5	0.65	1132	0.01	300.3	7.3
8303A-36	1.273758	2.54	0.133455	2.21	0.940	0.069389	0.89	807.5	16.7	910.3	18.1	834.1	14.3	0.89	100	0.62	910.3	16.7
8303A-35	0.523897	2.20	0.068691	2.07	0.980	0.055448	0.44	428.3	8.6	430.3	9.9	427.8	7.7	1.00	3448	0.00	428.3	8.6
8303A-34	1.590706	2.33	0.159936	2.17	0.974	0.072307	0.54	956.4	19.2	994.6	10.8	966.6	14.4	0.96	324	0.53	994.6	10.8
8303A-33	0.909482	3.33	0.094748	3.17	0.980	0.069785	0.67	583.6	17.7	922.0	13.7	656.8	16.0	0.63	419	0.25	583.6	17.7
8303A-32	1.584648	2.45	0.157069	2.17	0.950	0.073347	0.78	940.5	19.0	1023.5	15.8	964.2	15.1	0.92	107	0.75	1023.5	15.8
8303A-31	1.837371	2.27	0.168530	2.12	0.977	0.079261	0.50	1004.0	19.7	1178.7	9.8	1058.9	14.8	0.85	562	0.46	1178.7	9.8
8303A-30	0.910698	3.64	0.089122	3.40	0.969	0.074289	0.91	550.3	17.9	1049.3	18.3	657.4	17.5	0.52	115	0.30	550.3	17.9
8303A-29	1.594123	2.18	0.159863	2.04	0.978	0.072496	0.46	956.0	18.1	999.9	9.4	967.9	13.5	0.96	715	0.29	999.9	9.4
8303A-28	1.531924	2.27	0.153199	2.07	0.965	0.072697	0.61	918.9	17.7	1005.5	12.3	943.3	13.8	0.91	217	0.39	1005.5	12.3
8303A-27	1.638380	2.24	0.163349	2.08	0.975	0.072918	0.51	975.4	18.8	1011.7	10.3	985.1	14.0	0.96	347	0.36	1011.7	10.3
8303A-26	1.797637	2.17	0.170791	2.04	0.978	0.076520	0.46	1016.5	19.1	1108.7	9.1	1044.6	14.1	0.92	551	0.63	1108.7	9.1
8303A-25	1.628801	2.66	0.159147	2.19	0.915	0.074406	1.10	952.0	19.3	1052.5	22.1	981.4	16.6	0.90	48	0.42	1052.5	22.1
8303A-24	1.496255	2.58	0.154320	2.19	0.929	0.070489	0.98	925.1	18.8	942.6	20.0	928.9	15.6	0.98	73	0.38	942.6	20.0
8303A-23	1.510928	2.35	0.149088	2.21	0.979	0.073678	0.48	895.9	18.5	1032.7	9.7	934.8	14.2	0.87	544	0.31	1032.7	9.7
8303A-22	1.969065	2.34	0.178459	2.18	0.973	0.080216	0.55	1058.5	21.2	1202.3	10.8	1105.0	15.7	0.88	279	0.42	1202.3	10.8
8303A-21	1.986984	2.29	0.183235	2.12	0.973	0.078836	0.54	1084.6	21.2	1168.0	10.6	1111.1	15.3	0.93	280	0.37	1168.0	10.6
8303A-20	2.158812	2.27	0.194353	2.13	0.973	0.080587	0.53	1144.9	22.3	1211.4	10.5	1167.9	15.6	0.95	167	0.55	1211.4	10.5
8303A-19	2.000328	2.32	0.190522	2.20	0.980	0.076172	0.47	1124.2	22.6	1099.6	9.4	1115.6	15.6	1.02	592	0.68	1099.6	9.4
8303A-18	1.516007	2.32	0.154005	2.21	0.980	0.071418	0.47	923.4	19.0	969.4	9.6	936.9	14.1	0.95	392	0.08	969.4	9.6
8303A-17	2.201140	2.35	0.197785	2.11	0.951	0.080742	0.73	1163.4	22.4	1215.2	14.4	1181.4	16.3	0.96	67	0.83	1215.2	14.4
8303A-16	1.187640	2.36	0.120987	2.25	0.980	0.071218	0.47	736.2	15.6	963.7	9.6	794.9	13.0	0.76	631	0.36	736.2	15.6
8303A-15	1.597847	2.21	0.158486	2.01	0.958	0.073145	0.64	948.4	17.7	1018.0	13.0	969.4	13.7	0.93	95	0.86	1018.0	13.0
8303A-14	2.249751	2.21	0.202708	2.03	0.962	0.080520	0.62	1189.9	22.0	1209.8	12.1	1196.7	15.4	0.98	106	1.50	1209.8	12.1
8303A-13	1.932132	2.18	0.177312	2.08	0.983	0.079057	0.40	1052.3	20.2	1173.6	8.0	1092.3	14.5	0.90	690	0.34	1173.6	8.0

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
8303A-12	3.390841	2.13	0.256667	2.02	0.980	0.095847	0.43	1472.8	26.5	1544.8	8.0	1502.3	16.6	0.95	192	0.51	1544.8	8.0
8303A-11	1.601166	2.19	0.162539	2.04	0.971	0.071470	0.53	970.9	18.4	970.9	10.7	970.7	13.6	1.00	245	1.09	970.9	10.7
8303A-10	1.825333	3.15	0.151246	3.00	0.978	0.087559	0.66	907.9	25.3	1372.8	12.6	1054.6	20.4	0.66	69	1.88	1372.8	12.6
8303A-9	0.299729	2.27	0.042084	2.11	0.968	0.051672	0.57	265.7	5.5	270.9	13.1	266.2	5.3	0.98	766	0.01	265.7	5.5
8303A-8	1.263924	2.28	0.129267	2.16	0.977	0.070937	0.49	783.7	15.9	955.6	10.1	829.7	12.9	0.82	313	0.47	955.6	15.9
8303A-7	1.109215	2.83	0.117859	2.52	0.945	0.068281	0.94	718.2	17.1	877.1	19.4	757.8	15.0	0.82	253	0.80	718.2	17.1
8303A-6	1.849999	2.20	0.161317	2.04	0.969	0.083202	0.55	964.1	18.3	1274.0	10.7	1063.4	14.4	0.76	130	1.10	1274.0	10.7
8303A-5	1.635392	2.12	0.162097	1.96	0.968	0.073196	0.54	968.4	17.6	1019.4	10.9	983.9	13.3	0.95	203	0.83	1019.4	10.9
8303A-4	1.877086	2.39	0.176419	2.16	0.955	0.077194	0.72	1047.4	20.8	1126.2	14.3	1073.0	15.7	0.93	80	0.90	1126.2	14.3
8303A-3	2.123373	2.16	0.193348	1.99	0.968	0.079676	0.55	1139.5	20.8	1189.0	10.9	1156.4	14.8	0.96	135	1.37	1189.0	10.9
8303A-2	1.689469	2.29	0.168724	2.05	0.949	0.072647	0.74	1005.1	19.0	1004.1	14.9	1004.6	14.5	1.00	99	0.81	1004.1	14.9
8303A-1	2.703401	2.24	0.212834	2.04	0.959	0.092153	0.64	1243.9	23.0	1470.5	12.2	1329.4	16.4	0.85	71	0.69	1470.5	12.2
QG-15 paragneis (protolito volcaniclástico) - WSU																		
QG15_1	0.659971	3.61	0.081518	3.10	0.960	0.058737	1.08	505.2	15.0	557.4	23.4	514.6	14.5	0.91	736	1.36	505.2	15.0
QG15_2	4.672913	3.88	0.294752	3.29	0.953	0.115019	1.24	1665.2	48.2	1880.2	22.3	1762.4	31.9	0.89	142	0.71	1880.2	22.3
QG15_3	5.908328	3.69	0.279120	3.21	0.964	0.153573	1.04	1586.9	45.0	2386.1	17.6	1962.5	31.6	0.67	865	0.10	2386.1	17.6
QG15_4	0.641461	3.55	0.079435	3.06	0.963	0.058587	1.02	492.8	14.5	551.8	22.0	503.2	14.0	0.89	1869	1.01	492.8	14.5
QG15_5	0.650638	4.78	0.059520	3.45	0.895	0.079308	2.29	372.7	12.5	1179.8	44.5	508.9	19.0	0.32	360	0.30	372.7	12.5
QG15_6	0.713126	5.21	0.083241	3.25	0.869	0.062154	2.87	515.4	16.1	679.4	60.3	546.6	21.8	0.76	130	0.70	515.4	16.1
QG15_7	4.509207	4.04	0.297307	3.28	0.936	0.110036	1.51	1677.9	48.3	1800.0	27.2	1732.7	33.0	0.93	166	0.66	1800.0	27.2
QG15_8	0.555511	4.13	0.071408	3.47	0.946	0.056440	1.40	444.6	14.9	469.7	30.8	448.6	14.9	0.95	316	0.34	444.6	14.9
QG15_9	2.930358	4.36	0.191896	3.91	0.969	0.110789	1.13	1131.6	40.4	1812.4	20.3	1389.8	32.5	0.62	345	0.60	1812.4	20.3
QG15_10	0.867138	3.74	0.103539	3.26	0.964	0.060761	1.05	635.1	19.7	630.8	22.5	634.0	17.5	1.01	1127	0.29	635.1	19.7
QG15_11	0.638268	3.75	0.082291	3.18	0.954	0.056272	1.20	509.8	15.6	463.1	26.3	501.2	14.7	1.10	682	0.19	509.8	15.6
QG15_12	0.535031	4.45	0.069404	3.74	0.942	0.055929	1.56	432.6	15.6	449.5	34.3	435.1	15.6	0.96	257	0.33	432.6	15.6
QG15_13	0.722578	10.64	0.081409	3.20	1.002	0.064395	7.43	504.5	15.5	754.6	149.6	552.2	44.3	0.67	118	0.92	504.5	15.5
QG15_14	1.879390	3.88	0.178320	3.39	0.963	0.076464	1.10	1057.8	33.0	1107.2	21.9	1073.8	25.4	0.96	246	0.36	1107.2	21.9
QG15_15	0.704392	5.50	0.085911	4.38	0.918	0.059485	2.28	531.3	22.3	584.9	48.8	541.4	22.8	0.91	142	0.69	531.3	22.3
QG15_16	0.825780	5.34	0.099378	4.65	0.950	0.060286	1.72	610.8	27.0	613.9	36.8	611.3	24.2	0.99	1055	0.40	610.8	27.0
QG15_17	0.560649	4.87	0.072299	4.10	0.939	0.056260	1.74	450.0	17.8	462.6	38.0	451.9	17.6	0.97	216	0.48	450.0	17.8
QG15_18	0.592206	4.44	0.073547	3.74	0.944	0.058418	1.53	457.5	16.5	545.5	33.2	472.3	16.6	0.84	248	0.63	457.5	16.5
QG15_19	0.643442	5.96	0.079905	5.03	0.935	0.058422	2.17	495.6	24.0	545.6	46.8	504.4	23.4	0.91	180	0.59	495.6	24.0

Cont. Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						Concor-			Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ(%)	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	dancia	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±σ
QG15_20	0.705378	5.36	0.086943	4.23	0.915	0.058861	2.27	537.4	21.8	562.0	48.6	542.0	22.3	0.96	152	0.71	537.4	21.8
QG15_21	0.607018	4.79	0.076423	4.08	0.945	0.057626	1.64	474.7	18.7	515.6	35.5	481.7	18.2	0.92	335	0.47	474.7	18.7
QG15_22	2.934102	5.82	0.190610	5.05	0.947	0.111679	1.93	1124.7	52.0	1826.9	34.6	1390.8	43.2	0.62	122	0.65	1826.9	34.6
QG15_23	0.849048	3.50	0.100862	2.96	0.957	0.061073	1.09	619.5	17.5	641.8	23.3	624.1	16.2	0.97	491	0.55	619.5	17.5
QG15_24	1.911773	3.53	0.175087	2.99	0.958	0.079218	1.09	1040.1	28.7	1177.6	21.4	1085.2	23.3	0.88	216	0.33	1177.6	21.4
QG15_25	0.773464	4.41	0.093099	3.10	0.894	0.060275	2.14	573.8	17.0	613.5	45.6	581.7	19.3	p	221	0.86	573.8	17.0
QG15_26	0.688497	4.27	0.085853	3.22	0.911	0.058182	1.89	531.0	16.4	536.6	40.8	531.9	17.5	0.99	101	0.89	531.0	16.4
QG15_27	0.569697	3.99	0.072481	3.09	0.921	0.057024	1.66	451.1	13.4	492.5	36.3	457.8	14.6	0.92	182	0.56	451.1	13.4
QG15_28	0.603246	4.59	0.078352	3.56	0.915	0.055858	1.96	486.3	16.7	446.7	43.0	479.3	17.4	1.09	83	0.66	486.3	16.7
QG15_29	0.845021	5.15	0.099993	3.72	0.893	0.061311	2.48	614.4	21.8	650.2	52.3	621.9	23.7	0.94	47	0.67	614.4	21.8
QG15_30	0.758107	10.22	0.088247	3.35	0.960	0.062326	7.07	545.2	17.5	685.3	144.1	572.9	43.8	0.80	146	0.63	545.2	17.5
QG15_31	0.723639	4.44	0.084321	3.38	0.912	0.062263	1.94	521.9	16.9	683.1	41.0	552.8	18.8	0.76	103	0.78	521.9	16.9
QG15_32	0.692063	4.92	0.085807	3.73	0.906	0.058514	2.20	530.7	19.0	549.1	47.4	534.0	20.2	0.97	121	0.97	530.7	19.0
QG15_33	0.708485	4.55	0.087446	3.90	0.949	0.058780	1.50	540.4	20.2	559.0	32.3	543.8	19.0	0.97	1055	1.02	540.4	20.2
QG15_34	0.593650	5.41	0.074467	4.64	0.944	0.057837	1.85	463.0	20.7	523.6	40.1	473.2	20.3	0.88	176	0.23	463.0	20.7
QG15_35	0.820070	4.74	0.096149	4.29	0.969	0.061880	1.20	591.8	24.2	670.0	25.6	608.1	21.5	0.88	427	0.78	591.8	24.2
QG15_36	0.973017	5.48	0.108166	4.33	0.915	0.065264	2.32	662.1	27.2	782.8	48.0	690.0	27.1	0.85	43	0.81	662.1	27.2
QG15_37	7.232577	4.00	0.366634	3.45	0.957	0.143120	1.22	2013.5	59.3	2265.3	20.8	2140.5	35.0	0.89	128	0.43	2265.3	20.8
QG15_38	0.947671	19.45	0.099675	3.73	1.343	0.068978	14.05	612.5	21.8	898.1	265.7	676.9	91.8	0.68	69	0.67	612.5	21.8
QG15_39	0.730865	5.32	0.087802	4.45	0.934	0.060391	1.97	542.5	23.1	617.6	42.0	557.1	22.6	0.88	96	1.02	542.5	23.1
QG15_40	0.986416	6.16	0.110717	5.11	0.928	0.064638	2.37	676.9	32.8	762.6	49.1	696.9	30.6	0.89	204	0.49	676.9	32.8
QG15_41	0.885645	23.79	0.088061	5.19	1.218	0.072965	17.10	544.1	27.0	1013.0	312.6	644.0	107.6	0.54	153	0.81	544.1	27.0
QG15_42	0.599827	4.21	0.076320	3.35	0.927	0.057020	1.67	474.1	15.3	492.3	36.5	477.1	15.9	0.96	164	0.70	474.1	15.3
QG15_43	0.566811	4.43	0.071137	3.86	0.956	0.057808	1.35	443.0	16.5	522.5	29.3	456.0	16.2	0.85	1220	0.08	443.0	16.5
QG15_44	2.163700	4.55	0.146600	4.07	0.966	0.107079	1.22	881.9	33.5	1750.3	22.2	1169.5	31.1	0.50	525	0.33	1750.3	22.2
QG15_45	0.651605	4.03	0.081910	3.28	0.936	0.057715	1.50	507.5	16.0	519.0	32.7	509.5	16.0	0.98	179	0.83	507.5	16.0

Cont Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)									Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	Conc (%)	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±2σ
GLR-02b anfibolita (en ortogneis de Aracay) - Central Analytical Facility (Stellenbosch University)																		
G-02b-1	0.6062	0.0226	0.0774	0.0012	0.40	0.0568	0.0019	481	7	484	75	481	18	99.3	155	0.375	481	7
G-02b-2	0.4872	0.0139	0.0644	0.0009	0.49	0.0549	0.0014	402	6	408	55	403	11	98.5	840	0.036	402	6
G-02b-3	0.5001	0.0147	0.0661	0.0009	0.47	0.0549	0.0014	413	6	407	58	412	12	101.5	633	0.101	413	6
G-02b-4	0.5924	0.0199	0.0757	0.0010	0.41	0.0568	0.0017	470	6	483	68	472	16	97.4	2104	0.11	470	6
G-02b-5	0.5957	0.0171	0.0765	0.0011	0.48	0.0565	0.0014	475	7	471	56	474	14	100.8	1816	1.069	475	7
G-02b-6	0.2561	0.0086	0.0366	0.0005	0.42	0.0508	0.0015	232	3	230	70	231	8	100.5	1502	0.009	232	3
G-02b-7	3.4503	0.1020	0.2646	0.0038	0.49	0.0946	0.0024	1513	22	1520	49	1516	45	99.6	100	0.76	1520	49
G-02b-8	0.5070	0.0148	0.0651	0.0009	0.48	0.0565	0.0014	407	6	471	56	416	12	86.4	754	0.009	407	6
G-02b-9	1.9823	0.1019	0.1791	0.0034	0.37	0.0803	0.0038	1062	20	1204	94	1110	57	88.2	21	1.298	1204	94
G-02b-10	2.0119	0.1272	0.1822	0.0039	0.34	0.0801	0.0048	1079	23	1199	117	1120	71	90.0	12	0.826	1199	117
G-02b-11	0.6041	0.0250	0.0769	0.0012	0.38	0.0570	0.0022	478	7	490	84	480	20	97.6	145	0.553	478	7
G-02b-12	0.5944	0.0291	0.0762	0.0011	0.31	0.0566	0.0026	473	7	476	103	474	23	99.5	186	0.51	473	7
G-02b-13	0.5836	0.0276	0.0749	0.0012	0.35	0.0565	0.0025	466	8	471	98	467	22	98.8	203	0.342	466	8
G-02b-14	0.2572	0.0077	0.0367	0.0005	0.49	0.0509	0.0013	232	3	234	60	232	7	99.3	3006	0.027	232	3
G-02b-15	3.5640	0.0962	0.2693	0.0037	0.51	0.0960	0.0022	1537	21	1547	43	1542	42	99.3	379	0.771	1547	43
G-02b-16	0.2503	0.0086	0.0357	0.0005	0.42	0.0508	0.0016	226	3	232	72	227	8	97.7	1154	0.003	226	3
G-02b-17	0.5377	0.0217	0.0688	0.0011	0.38	0.0567	0.0021	429	7	479	83	437	18	89.5	184	0.709	429	7
G-02b-18	0.5777	0.0218	0.0737	0.0011	0.40	0.0569	0.0020	458	7	486	76	463	17	94.2	426	0.631	458	7
G-02b-19	0.9709	0.0447	0.1064	0.0018	0.36	0.0662	0.0028	652	11	813	90	689	32	80.1	52	1.288	652	11
G-02b-20	0.8530	0.0239	0.1019	0.0014	0.50	0.0607	0.0015	625	9	630	53	626	18	99.3	785	0.13	625	9
G-02b-21	0.5362	0.0179	0.0688	0.0010	0.44	0.0565	0.0017	429	6	473	67	436	15	90.6	468	0.034	429	6
G-02b-22	0.6141	0.0246	0.0784	0.0012	0.39	0.0568	0.0021	487	8	483	82	486	20	100.7	162	0.612	487	8
G-02b-23	0.5671	0.0243	0.0724	0.0011	0.37	0.0568	0.0023	451	7	483	88	456	20	93.3	165	0.571	451	7
G-02b-24	12.3031	0.5339	0.5032	0.0105	0.48	0.1773	0.0067	2627	55	2628	63	2628	114	100.0	27	0.208	2628	63
G-02b-25	2.3720	0.0688	0.1530	0.0022	0.49	0.1125	0.0028	918	13	1840	46	1234	36	49.9	223	0.195	1840	46
G-02b-26	0.2633	0.0130	0.0369	0.0005	0.30	0.0517	0.0024	234	3	273	108	237	12	85.6	444	0.007	234	3
G-02b-27	0.5251	0.0173	0.0689	0.0010	0.44	0.0553	0.0016	430	6	423	66	429	14	101.5	385	0.801	430	6
G-02b-28	0.6092	0.0258	0.0780	0.0012	0.38	0.0566	0.0022	484	8	477	87	483	20	101.6	237	0.628	484	8
G-02b-29	0.6106	0.0287	0.0780	0.0013	0.35	0.0568	0.0025	484	8	484	97	484	23	99.9	215	0.608	484	8
G-02b-30	0.5838	0.0316	0.0742	0.0013	0.33	0.0571	0.0029	461	8	494	113	467	25	93.3	284	0.641	461	8
G-02b-31	0.5705	0.0213	0.0729	0.0011	0.40	0.0567	0.0019	454	7	481	76	458	17	94.3	190	0.629	454	7

Cont Tabla 19. Datos isotópicos U-Pb en zircón por LA-ICP-MS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas							Edades (Ma)									Mejor	
Punto no.	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±2σ	Conc (%)	U (ppm)	Th/U	edad (Ma)	±2σ
G-02b-32	0.8837	0.0291	0.1051	0.0015	0.44	0.0610	0.0018	644	9	638	64	643	21	101.0	243	0.364	644	9
G-02b-33	0.2585	0.0104	0.0367	0.0005	0.35	0.0511	0.0019	232	3	245	87	233	9	94.9	1352	0.012	232	3
G-02b-34	0.2497	0.0085	0.0358	0.0006	0.53	0.0506	0.0015	227	4	220	67	226	8	103.0	1242	0.011	227	4
G-02b-35	0.5986	0.0224	0.0765	0.0012	0.41	0.0568	0.0019	475	7	483	75	476	18	98.4	241	0.653	475	7
G-02b-36	0.2589	0.0089	0.0368	0.0005	0.43	0.0510	0.0016	233	3	241	71	234	8	96.8	1087	0.006	233	3
G-02b-37	0.5958	0.0268	0.0760	0.0011	0.33	0.0569	0.0024	472	7	486	94	475	21	97.0	314	0.9	472	7
G-02b-38	0.5819	0.0229	0.0739	0.0011	0.38	0.0571	0.0021	460	7	495	80	466	18	92.9	290	0.637	460	7

Notas:

1. Fila resaltada en azul en rocas metaígneas representa: (1) Pérdida de Pb, (2) análisis con dominios mezclados, (3) zircones heredados. Estos análisis no fueron considerados en el cálculo de las edades.
2. WSU: GeoAnalytical Lab - Washington State University
3. ALC: Arizona LaserChron Center - University of Arizona

Tabla 20. Datos isotópicos U-Pb y $\delta^{18}O$ en zircón por SIMS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

		Relaciones isotópicas					Edades (Ma)				Discd		Mejor			
Punto no.	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	ρ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	(%)	Th/U	edad (Ma)	±σ	$\delta^{18}O$ (‰)	±σ
Ch-02 ortogneis de hornblenda																
Ch02-24	44960	0.26324	0.01289	0.03707	0.00175	0.996	235	11	263	10	11	0.00	235	11	4.26	0.18
Ch02-8	11585	0.28050	0.03591	0.03976	0.00510	0.988	251	32	248	46	-1	0.00	251	32	4.00	0.12
Ch02-13	11640	0.28706	0.01449	0.04039	0.00205	0.980	255	13	266	23	4	0.00	255	13	4.91	0.14
Ch02-1	11228	0.28470	0.03136	0.04051	0.00445	0.996	256	28	240	23	-7	0.00	256	28	4.01	0.11
Ch02-3	16958	0.28820	0.03360	0.04119	0.00480	0.996	260	30	230	23	-13	0.00	260	30	4.57	0.12
Ch02-20	17520	0.28743	0.01139	0.04130	0.00159	0.989	261	10	217	14	-20	0.00	261	10	4.04	0.17
Ch02-9	15773	0.29520	0.03410	0.04151	0.00478	0.998	262	30	267	18	2	0.00	262	30	4.73	0.19
Ch02-19	18650	0.30089	0.01297	0.04236	0.00190	0.973	267	12	264	24	-1	0.00	267	12	4.57	0.12
Ch02-23	19310	0.30781	0.01817	0.04358	0.00254	0.985	275	16	251	23	-9	0.00	275	16	4.49	0.13
Ch02-10	131562	0.31660	0.03855	0.04453	0.00543	1.000	281	33	266	9	-5	0.00	281	33	4.26	0.18
Ch02-7	4845	0.31860	0.03739	0.04531	0.00530	0.994	286	33	241	30	-19	0.00	286	33	4.04	0.17
Ch02-5	9881	0.32440	0.03635	0.04453	0.00497	0.996	281	31	322	24	13	0.01	281	31	4.13	0.12
Ch02-6	13615	0.33810	0.03798	0.04676	0.00517	0.997	295	32	305	20	3	0.00	295	32	4.49	0.13
Ch02-18	5558	0.34486	0.02941	0.04818	0.00322	0.909	303	20	282	85	-8	0.09	303	20	4.01	0.11
Ch02-12	27130	0.36320	0.04944	0.05048	0.00676	0.995	318	41	293	32	-8	0.01	318	41	4.38	0.15
Ch02-16	13310	0.36454	0.02262	0.05065	0.00322	0.972	319	20	294	34	-8	0.01	319	20	4.46	0.09
Ch02-21	9016	0.39682	0.02156	0.05407	0.00314	0.968	339	19	339	33	0	0.00	339	19	4.00	0.12
Ch02-22	3487	0.39831	0.02985	0.05542	0.00457	0.984	348	28	291	36	-20	0.00	348	28	4.00	0.12
Ch02-17	9663	0.40383	0.02167	0.05628	0.00299	0.974	353	18	287	28	-23	0.04	353	18	4.01	0.11
Ch02-2	36711	0.42660	0.04729	0.05732	0.00630	0.997	359	38	370	21	3	0.01	359	38	4.46	0.11
Ch02-14	3327	0.50072	0.03729	0.06262	0.00339	0.791	392	21	530	100	26	0.10	392	21	4.83	0.12
Ch02-15	24730	0.47731	0.02651	0.06306	0.00283	0.822	394	17	408	71	3	0.04	394	17	5.04	0.11
Ch02-4	6618	0.47270	0.08747	0.06548	0.01207	0.997	409	73	301	34	-36	0.01	409	73	4.12	0.18
Ch02-11	19916	0.61950	0.09770	0.08058	0.00997	0.815	500	59	443	204	-13	0.12	500	59	4.40	0.14
QM-02 ortogneis de hornblenda																
QM02-5	2809	0.20870	0.02064	0.02902	0.00280	0.956	184	18	292	67	37	0.01	184	18	6.97	0.16
QM02-1	19512	0.22250	0.02186	0.03248	0.00319	0.993	206	20	180	28	-14	0.00	206	20	7.10	0.12
QM02-12	16221	0.23820	0.02455	0.03377	0.00348	0.996	214	22	247	22	13	0.00	214	22	6.35	0.17
QM02-9	18096	0.25410	0.02683	0.03580	0.00374	0.988	227	23	263	38	14	0.03	227	23	6.75	0.15
QM02-20	1623	0.25109	0.01082	0.03674	0.00109	0.746	233	7	175	67	-33	0.02	233	7	6.60	0.14
QM02-19	997	0.26686	0.01355	0.03703	0.00152	0.890	234	9	297	54	21	0.01	234	9	6.60	0.14
QM02-8	3089	0.26200	0.03397	0.03730	0.00488	0.988	236	30	239	46	1	0.01	236	30	6.60	0.14
QM02-23	15600	0.26845	0.01484	0.03886	0.00193	0.937	246	12	200	45	-23	0.01	246	12	6.84	0.13
QM02-22	25340	0.27589	0.01450	0.03975	0.00208	0.962	251	13	211	33	-19	0.01	251	13	6.84	0.13
QM02-21	15490	0.28743	0.02195	0.04030	0.00294	0.950	255	18	273	55	7	0.03	255	18	6.75	0.15
QM02-11	13245	0.29100	0.03463	0.04115	0.00487	0.988	260	30	254	42	-2	0.01	260	30	6.84	0.13
QM02-15	6719	0.29433	0.01630	0.04155	0.00241	0.978	262	15	258	28	-2	0.00	262	15	6.13	0.14
QM02-3	3634	0.29630	0.03609	0.04188	0.00507	0.979	265	31	255	57	-4	0.01	265	31	7.23	0.15
QM02-14	15960	0.29933	0.01190	0.04192	0.00170	0.972	265	11	276	22	4	0.00	265	11	7.02	0.13
QM02-17	8627	0.33817	0.01473	0.04699	0.00194	0.931	296	12	294	36	-1	0.01	296	12	7.23	0.15
QM02-24	15070	0.36440	0.02866	0.04965	0.00297	0.825	312	18	339	101	8	0.02	312	18	6.35	0.17
QM02-16		0.39505	0.03623	0.05329	0.00449	0.945	335	28	361	68	7	0.02	335	28	7.10	0.12
QM02-2	6373	0.40610	0.05077	0.05670	0.00695	0.980	356	42	283	57	-26	0.02	356	42	5.76	0.08
QM02-18	1675	0.46951	0.06807	0.06309	0.00348	0.474	394	21	370	289	-7	0.25	394	21	4.81	0.13
QM02-7	1786	0.48040	0.07026	0.06585	0.00824	0.876	411	50	325	161	-27	0.08	411	50	4.42	0.17
QM02-6	6150	0.49990	0.07368	0.06751	0.00832	0.832	421	50	359	185	-17	0.28	421	50	4.81	0.13
QM02-13	7634	0.53726	0.04509	0.06976	0.00358	0.679	435	22	447	138	3	0.08	435	22	5.02	0.11
QM02-4	4724	0.52620	0.10670	0.07031	0.00852	0.640	438	51	383	351	-14	0.16	438	51	4.74	0.13
QM02-10	30057	0.55130	0.06571	0.07339	0.00904	0.955	457	54	391	82	-17	0.01	457	54	5.39	0.15
LM-04 ortogneis de hornblenda																
LM04-7	17126	0.24760	0.01210	0.03542	0.00156	0.970	224	10	227	29	1	0.01	224	10	6.40	0.12
LM04-11	6676	0.25980	0.01422	0.03729	0.00185	0.925	236	12	219	48	-8	0.01	236	12	6.08	0.10
LM04-13	34626	0.26870	0.01312	0.03843	0.00188	0.986	243	12	228	19	-7	0.00	243	12	5.87	0.16
LM04-2	1346	0.28170	0.03030	0.04044	0.00231	0.659	256	14	219	190	-17	0.06	256	14	6.00	0.13
LM04-14	61125	0.29080	0.01494	0.04080	0.00199	0.971	258	12	271	28	5	0.01	258	12	6.46	0.15
LM04-1	92678	0.28450	0.01478	0.04093	0.00223	0.953	259	14	214	38	-21	0.01	259	14	6.01	0.15
LM04-3	4764	0.29910	0.02119	0.04146	0.00269	0.833	262	17	300	91	13	0.02	262	17	5.90	0.12
LM04-6	14447	0.31660	0.01527	0.04389	0.00207	0.941	277	13	300	37	8	0.01	277	13	5.99	0.11
LM04-9	56211	0.31160	0.02494	0.04490	0.00279	0.801	283	17	210	111	-35	0.02	283	17	6.05	0.12
LM04-10	20137	0.35220	0.01644	0.04871	0.00224	0.987	307	14	305	17	-1	0.01	307	14	6.22	0.14
LM04-12	3683	0.35540	0.03758	0.05065	0.00221	0.543	319	14	236	207	-35	0.21	319	14	5.77	0.15
LM04-4	15898	0.42570	0.03254	0.05986	0.00271	0.632	375	16	267	136	-41	0.52	375	16	5.81	0.14

Cont. Tabla 20. Datos isotópicos U-Pb y $\delta^{18}O$ en zircón por SIMS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

		Relaciones isotópicas					Edades (Ma)				Discd		Mejor			
Punto no.	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	ρ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	(%)	Th/U	edad (Ma)	±σ	$\delta^{18}O$ (‰)	±σ
STPD-14 anfibolita (en paragneis)																
STPD14-14	59312	0.23580	0.00993	0.03339	0.00141	0.997	212	9	251	8	16	0.00	212	9	7.51	0.10
STPD14-7	12234	0.27210	0.01188	0.03839	0.00164	0.981	243	10	259	20	6	0.02	243	10	7.18	0.13
STPD14-13	20872	0.28330	0.01253	0.04001	0.00175	0.993	253	11	256	12	1	0.00	253	11	7.80	0.12
STPD14-10	11908	0.33520	0.01774	0.04493	0.00228	0.962	283	14	376	33	25	0.00	283	14	7.78	0.13
STPD14-12	14789	0.35480	0.02643	0.04949	0.00457	0.961	311	28	285	67	-9	0.01	311	28	7.74	0.15
STPD14-3	11549	0.38030	0.04898	0.05257	0.00632	0.991	330	39	306	44	-8	0.02	330	39	7.97	0.12
STPD14-4	18629	0.39860	0.03099	0.05331	0.00380	0.986	335	23	381	31	12	0.02	335	23	10.87	0.20
STPD14-11	18695	0.41370	0.02954	0.05698	0.00414	0.951	357	25	314	51	-14	0.00	357	25	7.72	0.17
STPD14-2	2688	0.44350	0.03209	0.05899	0.00382	0.877	370	23	393	78	6	0.03	370	23	8.25	0.11
STPD14-9	23987	0.45340	0.02144	0.05951	0.00278	0.991	373	17	423	14	12	0.02	373	17	8.26	0.15
STPD14-1	37580	0.47860	0.02122	0.06304	0.00279	0.979	394	17	415	20	5	0.02	394	17	8.14	0.14
STPD14-6	39730	0.50030	0.02321	0.06577	0.00310	0.991	411	19	419	14	2	0.02	411	19	8.41	0.15
STPD14-8	17235	0.50070	0.02306	0.06672	0.00307	0.992	416	19	389	13	-7	0.02	416	19	7.40	0.12
STPD14-5	77399	0.50590	0.02455	0.06685	0.00316	0.970	417	19	408	27	-2	0.03	417	19	8.28	0.14
GLR-02b anfibolita (en ortogneis de Aracay)																
GLR02b-2	4275	0.25640	0.01238	0.03516	0.00133	0.925	223	8	324	44	31	0.00	223	8	4.84	0.10
GLR02b-3	5208	0.26080	0.01176	0.03673	0.00155	0.974	233	10	263	24	12	0.01	233	10	6.32	0.13
GLR02b-6	11972	0.30490	0.09945	0.04812	0.00295	0.467	303	18				0.08	303	18	3.78	0.11
GLR02b-5	4151	0.34990	0.06598	0.05301	0.00342	0.512	333	21				0.04	333	21	4.69	0.12
GLR02b-4	6527	0.30190	0.07982	0.05940	0.00340	0.394	372	21				0.17	372	21	5.16	0.12
GLR02b-9	20186	0.42260	0.06585	0.06479	0.00334	0.467	405	20				0.12	405	20	5.40	0.13
GLR02b-8	332005	0.45550	0.16930	0.07191	0.00445	0.454	448	27				0.52	448	27	4.50	0.13
GLR02b-7	38447	0.52720	0.05484	0.07505	0.00351	0.494	467	21				0.50	467	21	3.99	0.11
GLR02b-1	7530	0.59870	0.04250	0.07657	0.00480	0.962	476	29	480	45	1	0.02	476	29	6.01	0.18
CM-01 metagranitoide																
CM01-8	20517	0.25430	0.01294	0.03639	0.00182	0.975	230	11	227	26	-2	0.00	230	11	8.65	0.16
CM01-2	12168	0.25340	0.01040	0.03643	0.00141	0.968	231	9	216	24	-7	0.00	231	9	8.74	0.16
CM01-1	16064	0.25040	0.01119	0.03658	0.00161	0.988	232	10	179	16	-30	0.00	232	10	8.36	0.13
CM01-12	15354	0.27270	0.01246	0.03800	0.00167	0.975	240	10	288	23	16	0.01	240	10	8.59	0.11
CM01-9	8258	0.28020	0.01351	0.03961	0.00187	0.949	250	12	254	35	1	0.00	250	12	8.18	0.11
CM01-6	9833	0.29560	0.01399	0.04169	0.00193	0.971	263	12	260	26	-1	0.00	263	12	8.85	0.11
CM01-11	8217	0.29990	0.01389	0.04199	0.00194	0.992	265	12	276	14	4	0.00	265	12	8.51	0.13
CM01-7	9852	0.29420	0.02958	0.04273	0.00477	0.993	270	30	192	40	-41	0.00	270	30	8.79	0.11
CM01-4	5889	0.32040	0.02014	0.04541	0.00285	0.946	286	18	248	47	-15	0.00	286	18	8.77	0.14
CM01-5	7375	0.36580	0.01742	0.04965	0.00222	0.977	312	14	347	23	10	0.00	312	14	8.20	0.11
CM01-3	7918	0.37640	0.01807	0.05146	0.00232	0.982	324	14	331	21	2	0.00	324	14	8.32	0.17
CM-09 metagranitoide																
CM09-6	72098	0.14950	0.01396	0.02114	0.00191	0.964	135	12	255	57	47	0.11	135	12	5.96	0.08
CM09-4	5316	0.18730	0.02068	0.02658	0.00253	0.872	169	16	246	125	31	0.13	169	16	6.47	0.09
CM09-7	15552	0.19280	0.01985	0.02751	0.00281	0.993	175	18	233	29	25	0.01	175	18	6.85	0.11
CM09-5	16692	0.19960	0.01968	0.02794	0.00275	0.989	178	17	277	34	36	0.03	178	17	6.96	0.15
CM09-11	2975	0.20790	0.02252	0.02855	0.00311	0.975	181	19	321	56	43	0.03	181	19	6.79	0.13
CM09-8	2768	0.19580	0.02130	0.02855	0.00294	0.928	182	18	182	95	0	0.05	182	18	6.62	0.15
CM09-1	24492	0.22540	0.02618	0.03255	0.00353	0.933	207	22	205	97	-1	0.07	207	22	6.42	0.13
CM09-12	3851	0.25790	0.03065	0.03575	0.00380	0.905	226	24	299	115	24	0.06	226	24	6.29	0.17
CM09-9	4388	0.25800	0.03095	0.03660	0.00437	0.984	232	27	247	50	6	0.03	232	27	6.95	0.11
CM09-3	2120	0.26050	0.03306	0.03691	0.00472	0.989	234	29	249	44	6	0.02	234	29	7.14	0.10
CM09-16	15730	0.27103	0.01519	0.03826	0.00196	0.881	242	12	258	61	6	0.06	242	12	6.77	0.10
CM09-2	21151	0.27700	0.03319	0.04042	0.00477	0.977	256	30	181	60	-42	0.12	256	30	6.47	0.16
CM09-13	4419	0.28954	0.01472	0.04085	0.00174	0.838	258	11	259	64	0	0.04	258	11	6.50	0.10
CM09-17	9953	0.29260	0.02707	0.04115	0.00182	0.557	260	11	267	177	2	0.12	260	11	6.95	0.11
CM09-15	9980	0.30371	0.01423	0.04226	0.00193	0.953	267	12	291	33	8	0.02	267	12	6.88	0.12
CM09-18	6651	0.30091	0.01420	0.04244	0.00195	0.950	268	12	260	34	-3	0.0237	268	12		
CM09-10	398	0.30770	0.04403	0.04251	0.00589	0.961	268	36	307	91	13	0.0241	268	36	6.93	0.13
CM09-14	35540	0.30660	0.02045	0.04373	0.00236	0.800	276	15	234	92	-18	0.1227	276	15	6.28	0.17
STPD-56 paragneis (protolito pelítco-psamítico)																
STPD56-13	19240	0.25527	0.01120	0.03519	0.00136	0.870	223	8	312	49	29	0.00	223	8	7.76	0.16
STPD56-19	8794	0.34711	0.01752	0.04768	0.00207	0.906	300	13	320	49	6	0.01	300	13		
STPD56-1	51400	0.36337	0.01712	0.04875	0.00213	0.960	307	13	373	30	18	0.00	307	13	7.98	0.13
STPD56-10	3515	0.36877	0.01952	0.05042	0.00237	0.896	317	15	331	53	4	0.01	317	15	8.41	0.12
STPD56-22	4312	0.42045	0.01628	0.05653	0.00209	0.914	355	13	369	36	4	0.01	355	13		
STPD56-5	6787	0.45210	0.02526	0.05847	0.00288	0.918	366	18	456	49	20	0.00	366	18	7.49	0.12

Cont. Tabla 20. Datos isotópicos U-Pb y $\delta^{18}O$ en zircón por SIMS en muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

		Relaciones isotópicas					Edades (Ma)				Discd		Mejor			
Punto no.	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	ρ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±σ	(%)	Th/U	edad (Ma)	±σ	$\delta^{18}O$ (‰)	±σ
STPD56-14	32340	0.42272	0.02590	0.05856	0.00214	0.721	367	13	301	98	-22	0.03	367	13	8.06	0.08
STPD56-4	4990	0.43696	0.02171	0.05867	0.00285	0.953	368	17	372	34	1	0.00	368	17	8.08	0.11
STPD56-8	4139	0.44811	0.01977	0.05905	0.00192	0.730	370	12	414	67	11	0.01	370	12	9.00	0.08
STPD56-7	3338	0.48936	0.02246	0.06186	0.00276	0.893	387	17	506	46	23	0.01	387	17	9.13	0.10
STPD56-11		0.48116	0.02482	0.06227	0.00288	0.902	389	18	454	50	14	0.01	389	18	8.23	0.16
STPD56-9	42110	0.48420	0.02212	0.06275	0.00281	0.989	392	17	451	15	13	0.00	392	17	7.93	0.11
STPD56-12	41530	0.48041	0.02116	0.06321	0.00281	0.983	395	17	417	19	5	0.01	395	17	8.15	0.09
STPD56-21	9249	0.47920	0.02094	0.06351	0.00271	0.976	397	16	401	22	1	0.01	397	16		
STPD56-24	11170	0.49971	0.02346	0.06385	0.00265	0.920	399	16	482	41	17	0.01	399	16		
STPD56-23	16190	0.48091	0.02466	0.06398	0.00312	0.972	400	19	392	27	-2	0.01	400	19		
STPD56-20	473.8	0.48356	0.05671	0.06540	0.00285	0.470	408	17	355	235	-15	0.02	408	17		
STPD56-15	5796	0.51411	0.02627	0.06676	0.00304	0.936	417	18	447	40	7	0.02	417	18	8.42	0.17
STPD56-18	7915	0.50767	0.02948	0.06686	0.00365	0.958	417	22	415	37	-1	0.02	417	22		
STPD56-17	9332	0.51270	0.02873	0.06817	0.00347	0.947	425	21	394	41	-8	0.01	425	21		
STPD56-3	38840	0.52124	0.02502	0.06862	0.00313	0.944	428	19	416	35	-3	0.03	428	19	8.12	0.16
STPD56-2	7825	0.55225	0.02700	0.07148	0.00328	0.932	445	20	454	39	2	0.02	445	20	8.30	0.16
STPD56-16	15690	0.56040	0.02596	0.07517	0.00351	0.961	467	21	374	29	-25	0.01	467	21	8.79	0.14
STPD56-6	11560	0.56182	0.02633	0.07552	0.00356	0.981	469	21	369	21	-27	0.02	469	21	8.67	0.14

Tabla 21. Datos de isotopía Sm-Nd en roca total de muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

Clasificación	Muestra	εNd[a]	Nd (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2SE	2σ	$^{145}Nds/^{144}Ndn$	(%)2SE	Sm (ppm)	$^{149}Sms/^{147}Smn$	$^{147}Sm/^{144}Nd$[b]	Edad (Ma)[c]	$^{143}Nd/^{144}Ndt$[d]	εNdt[e]	T_{DM} (Ga)[f]
Ortogneis de hornblenda	LM-04	-2.9	19.95	0.512489	0.000004	0.000035	0.024476	0.011031	4.49	0.115157	0.13606	460	0.512079	0.8	1.22
	QM-02	-6.0	44.61	0.512331	0.000004	0.000031	0.009229	0.031422	11.89	0.036658	0.16117	460	0.511845	-3.8	2.15
	QG-25II	-0.9	31.90	0.512592	0.000003	0.000027	0.022844	0.009630	7.58	0.101828	0.14361	460	0.512159	2.3	1.13
	GLR-02C	-8.0	17.84	0.512229	0.000004	0.000029	0.039682	0.006300	3.22	0.232623	0.10920	460	0.511900	-2.7	1.28
	QG-07	-2.0	17.38	0.512534	0.000004	0.000033	0.021585	0.013899	3.85	0.103137	0.13397	460	0.512130	1.8	1.11
	CH-01c	-6.0	24.95	0.512332	0.000004	0.000035	0.016108	0.019245	4.84	0.087892	0.11732	460	0.511979	-1.2	1.23
	MG-14	-0.9	23.68	0.512592	0.000004	0.000032	0.011390	0.021072	5.57	0.051298	0.14213	460	0.512164	2.4	1.11
	QG-11	-6.4	18.53	0.512310	0.000007	0.000056	0.031438	0.007634	4.20	0.147073	0.13684	460	0.511898	-2.8	1.56
Ortogneis de biotita	SB-05	-12.3	32.50	0.512008	0.000003	0.000026	0.021978	0.010920	6.23	0.121449	0.11584	500	0.511629	-7.0	1.68
	SDB-01	-10.9	65.57	0.512077	0.000003	0.000028	0.008146	0.031916	13.44	0.042078	0.12394	500	0.511671	-6.2	1.72
Anfibolita (en ortogneis)	SDB-03	7.4	13.03	0.513019	0.000003	0.000027	0.013894	0.0194	4.22	0.052429	0.20565	460	0.512399	7.0	1.50
	SDB-02	4.3	8.97	0.512856	0.000004	0.000034	0.009285	0.0291	2.89	0.039713	0.19919	460	0.512256	4.2	2.26
	GLR-02b	-1.1	17.96	0.512584	0.000004	0.000029	0.004035	0.0644	4.17	0.018396	0.14042	460	0.512161	2.4	1.10
	CM-08	0.5	22.38	0.512662	0.000003	0.000027	0.004672	0.0492	5.90	0.018784	0.15923	460	0.512182	2.8	1.25
	GLR-02d	-2.5	45.61	0.512510	0.000004	0.000033	0.005942	0.0520	9.26	0.039006	0.13164	460	0.512113	1.4	1.12
	GLR-02d(R)	-2.4	51.94	0.512515	0.000004	0.000033	0.007072	0.0289	10.76	0.036819	0.13434	460	0.512110	1.4	1.14
Anfibolita (en paragneis)	QP-04	6.8	17.30	0.512986	0.000004	0.000033	0.005580	0.0591	5.65	0.018083	0.19754	500	0.512339	6.9	1.17
	QLI-02a	7.6	16.52	0.513026	0.000004	0.000033	0.014417	0.0208	5.54	0.045554	0.20260	500	0.512362	7.3	1.16
	QP-06	7.3	11.49	0.513013	0.000004	0.000035	0.021268	0.0141	4.09	0.063248	0.21526	500	0.512308	6.2	
	LH-08	-0.7	10.86	0.512602	0.000004	0.000036	0.020229	0.0129	2.99	0.077854	0.16633	500	0.512057	1.4	1.59
	SDB-07	10.4	5.40	0.513170	0.000007	0.000060	0.049989	0.0468	2.24	0.127366	0.26948	500	0.512287	5.8	
	QP-03	7.1	11.66	0.513002	0.000004	0.000029	0.020872	0.0111	4.15	0.066328	0.21519	500	0.512298	6.0	
	MG-07A	-10.5	53.22	0.512102	0.000004	0.000030	0.008974	0.0295	10.69	0.047256	0.13025	500	0.511676	-6.1	1.80
	QP-07	-3.9	24.51	0.512436	0.000004	0.000031	0.010279	0.0243	5.01	0.053305	0.12344	500	0.512032	0.9	1.14
	MG-07B	-7.9	6.94	0.512232	0.000006	0.000049	0.023802	0.0177	2.05	0.085288	0.19153	500	0.511604	-7.5	
	LH-02	-5.9	4.38	0.512337	0.000011	0.000087	0.051653	0.0058	1.00	0.240372	0.13756	500	0.511886	-2.0	1.52
	STPD-4	-6.3	12.90	0.512317	0.000003	0.000026	0.007527	0.0257	4.37	0.023510	0.21984	500	0.511597	-7.6	
Metagranitoide	CM-01	-10.222	4.56	0.512114	0.000018	0.000098	0.166954	0.02577	1.07	0.752888	0.15226	500	0.511615	-7.3	2.36
	CM-09	-7.4949	33.20	0.512254	0.000003	0.000025	0.020784	0.03918	4.01	0.182017	0.07840	230	0.512136	-3.9	0.97
Paragneis (protolito pelítico-psamítico)	STPD-6	-11.1	33.31	0.512070	0.000003	0.000023	0.012762	0.01244364	6.28	0.071638	0.12232	500	0.511669	-6.2	1.70
	STPD-5	-9.9	17.49	0.512132	0.000002	0.000017	0.017142	0.00633065	3.63	0.087583	0.12529	500	0.511688	-5.9	1.85
	LH05A	-10.1	46.23	0.512118	0.000004	0.000034	0.0107319	0.023295	7.97	0.065923	0.10421	500	0.511777	-4.1	1.37
	LM-03	-3.7	21.32	0.512450	0.000003	0.000028	0.0387119	0.005941	4.86	0.179939	0.13772	500	0.511999	0.2	1.31
	PeT-02	-14.1	46.24	0.511909	0.000004	0.000033	0.012507	0.06303401	7.81	0.075540	0.13012	500	0.511360	-12.3	2.33
	QMc-01	-17.4	53.47	0.511740	0.000234	0.001691	0.005893	3.32000074	10.23	0.032630	0.12400	500	0.511333	-12.8	2.26
Paragneis (protolito volcaniclástico)	QP-02	-4.2	10.33	0.512425	0.000003	0.000027	0.039275	0.00513	2.39	0.071638	0.15015	500	0.511933	-1.1	1.60
	MG-11	-5.5	15.54	0.512358	0.000005	0.000039	0.027039	0.01257	3.82	0.116323	0.14880	500	0.511871	-2.3	1.72
	LMch-02	-5.8	25.25	0.512340	0.000004	0.000030	0.014835	0.01753	5.13	0.077360	0.12276	500	0.511938	-1.0	1.28
	LMx-02	-10.3	45.35	0.512110	0.000003	0.000022	0.013931	0.02010	7.44	0.089977	0.09911	500	0.511785	-4.0	1.32
	QG-15	-6.6	20.17	0.512299	0.000003	0.000023	0.013925	0.01724	4.34	0.068508	0.13011	500	0.511873	-2.3	1.46

[a] Epsilon Nd es la desviación de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de la muestra con respecto al Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR) por 10^4. $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}$ = 0.512630 (Bouvier et al., 2008).

[b] Las incertidumbres totales en la relación Sm/Nd es de aproximadamente 0.5% (Weber et al., 2018).

[c] Mejor edad, de acuerdo a la edad $^{238}U/^{206}Pb$ en zircón y posterior interpretación de datos.

[d] Se usaron las edades de (c) para el cálculo de valores iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$.

[e] Para el cálculo de épsilon Nd inicial, se utilizaron los siguientes valores para el presente en CHUR: $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1960 y $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512630 (Bouvier et al., 2008).

[f] Las edades modelo de manto empobrecido de Sm-Nd (T_{DMNd}) se calcularon (para $^{147}Sm/^{144}Nd$ <0.16) usando los valores para el presente en el DM:
$^{147}Sm/^{144}Nd_{DM}$ = 0.219 y $^{143}Nd/^{144}Nd_{DM}$ 0.513151 (Liew y Hoffman, 1988). $\lambda^{147}Sm$ = 6.54x10^{-12} a^{-1} (Lugmair y Marti, 1978).

Tabla 22. Datos de isotopía Lu-Hf en roca total de muestras de roca del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

Clasificación	Muestra	Hf(ppm)	εHf[a]	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	2SE	$^{180}HfS/^{177}Hfn$	(%)SD	Lu(ppm)	$^{175}Lus/^{176}Lun$	2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$[b]	2σ	Edad (Ma)[c]	$^{176}Hf/^{177}Hft$[d]	εHft[e]	T_{DM} (Ga)[f]
Ortogneis de hornblenda	LM-04	2.07	1.1	0.282802	0.000030	0.000003	0.622862	0.018865	0.37	12.252127	0.003577	0.025585	0.000003	460	0.282581	3.0	1.74
	QM-02	1.60	4.0	0.282899	0.000024	0.000003	0.517647	0.004240	0.63	32.786841	0.014443	0.056155	0.000152	460	0.282415	-2.9	
	QG-25II	6.69	2.0	0.282842	0.000018	0.000002	0.245811	0.003180	0.80	20.838848	0.010143	0.017054	0.000052	460	0.282695	7.1	0.95
	GLR-02C	3.66	-10.3	0.282480	0.000032	0.000004	0.222323	0.049028	0.23	12.084643	0.006736	0.008969	0.000002	460	0.282403	-3.3	1.34
	QG-07	5.27	-1.7	0.282723	0.000021	0.000002	0.114193	0.063489	0.49	68.578720	0.325727	0.013379	0.000189	460	0.282608	4.4	1.06
	CH-01c	5.00	-3.3	0.282693	0.000030	0.000003	0.429467	0.005310	0.37	7.299324	0.000654	0.010553	0.000006	460	0.282602	3.8	0.94
	MG-14	3.30	-1.8	0.282722	0.000017	0.000002	0.277872	0.023032	0.30	13.825899	0.007314	0.012961	0.000003	460	0.282610	4.5	1.05
	QG-11	2.68	-2.2	0.282724	0.000026	0.000003	0.641874	0.004600	0.62	15.419547	0.002078	0.032993	0.000028	460	0.282439	-2.0	
Ortogneis de biotita	SB-05	3.90	-14.5	0.282375	0.000032	0.000004	0.156106	0.005670	0.36	25.603877	0.003696	0.013164	0.000012	500	0.282252	-7.7	1.78
	SDB-01	2.87	-10.3	0.282481	0.000031	0.000004	0.757525	0.015313	0.45	0.022239	0.000000	0.022239	0.000000	500	0.282272	-7.0	2.41
Anfibolita (en ortogneis)	SDB-03	2.39	9.9	0.283052	0.000035	0.000004	0.433419	0.026418	0.57	23.417726	0.024991	0.033837	0.000026	500	0.282735	9.8	2.00
	SDB-02	1.27	10.8	0.283077	0.000027	0.000003	0.206398	0.047966	0.35	56.272014	0.410940	0.038650	0.001290	500	0.282715	9.0	
	GLR-02b	0.92	6.6	0.282958	0.000031	0.000004	0.126712	0.072211	0.22	79.120886	0.647497	0.033437	0.001419	460	0.282670	6.2	
	CM-08	1.89	4.7739	0.282920	0.000028	0.000003	0.362744	0.004950	0.41	25.479872	0.057029	0.030938	0.000300	460	0.282653	5.6	2.15
	GLR-02d	4.70	-2.8	0.282707	0.000024	0.000003	0.183045	0.004240	0.70	34.908273	0.178278	0.021240	0.000691	460	0.282524	1.0	1.42
Anfibolita (en paragneis)	QP-04	2.72	8.9	0.283024	0.000027	0.000003	0.221125	0.040701	0.89	63.252730	0.657482	0.046612	0.003108	500	0.282459	4.5	
	QLl-02a	2.46	9.9	0.283053	0.000023	0.000003	0.158726	0.049771	0.29	30.661622	0.036535	0.016580	0.000016	500	0.282459	15.5	0.42
	QP-06	1.79	12.3	0.283121	0.000026	0.000003	0.278355	0.033590	0.32	27.192603	0.045114	0.025473	0.000045	500	0.282459	15.0	0.43
	LH-08	1.96	1.9	0.282838	0.000026	0.000003	0.436361	0.004600	0.31	15.354069	0.007211	0.022556	0.000067	500	0.282626	5.5	1.14
	SDB-07	1.70	9.3	0.283049	0.000024	0.000003	0.488811	0.004240	0.41	21.060264	0.007976	0.034395	0.000083	500	0.282726	9.1	1.54
	QP-03	2.50	7.4	0.282993	0.000020	0.000002	0.328187	0.003530	0.59	30.812824	0.056926	0.033657	0.000396	500	0.282677	7.3	1.83
	MG-07A	11.15	-15.5	0.282346	0.000026	0.000003	0.501529	0.004600	0.33	2.529532	0.000080	0.004221	0.000001	500	0.282306	-5.8	1.36
	QP-07	5.87	-5.7	0.282625	0.000026	0.000003	0.404907	0.004600	0.25	4.546142	0.000285	0.006074	0.000002	500	0.282568	3.5	0.92
	MG-07B	0.45	3.0	0.282871	0.000030	0.000003	0.881535	0.005300	0.20	21.820574	0.007865	0.063384	0.000142	500	0.282277	-6.8	
	LH-02	0.82	-0.7	0.282766	0.000032	0.000004	0.251377	0.005660	0.10	19.177325	0.027819	0.017392	0.000157	500	0.282603	4.7	1.16
	STPD-4	0.81	3.1	0.282872	0.000028	0.000003	0.618075	0.004950	0.29	25.823560	0.003998	0.051060	0.000049	500	0.282393	-2.7	
Metagranitoide	CM-01	1.22	-4.3496	0.282662	0.000026	0.000003	0.401510	0.004600	0.22	18.800923	0.005332	0.025717	0.000046	500	0.282470	-1.7	2.33
	CM-09	5.64	-4.7032	0.282652	0.000028	0.000003	0.155780	0.004950	0.08	4.102076	0.000513	0.002023	0.000002	230	0.282640	0.1	0.84
Paragneis (protolito pelítico-psamítico)	STPD-6	4.81	-13.0	0.282417	0.000026	0.000003	0.153591	0.004600	0.37	21.149629	0.006963	0.010970	0.000023	500	0.282314	-5.5	1.56
	STPD-5	3.61	-8.6	0.282543	0.000026	0.000003	0.882442	0.004600	0.30	4.026951	0.000196	0.011852	0.000004	500	0.282432	-1.3	1.36
	LH05A	3.49	-6.0	0.282616	0.000026	0.000003	0.218949	0.004600	0.42	23.735137	0.005144	0.017163	0.000023	500	0.282455	-0.5	1.38
	LM-03	3.38	4.81	0.282908	0.000030	0.000003	0.454059	0.022794	0.68	12.162510	0.002106	0.028818	0.000003	500	0.282638	6.3	1.75
	PeT-02	7.63	-21.1	0.282188	0.000024	0.000003	0.172455	0.004250	0.43	14.006077	0.002348	0.008037	0.000009	500	0.282113	-12.6	1.69
	QMc-01	4.94	-11.7	0.282455	0.000020	0.000002	0.056459	0.003540	0.63	96.069708	0.191733	0.018188	0.000231	500	0.282284	-6.6	1.83
Paragneis (protolito volcaniclástico)	QP-02	1.90	-4.3	0.282662	0.000024	0.000003	0.409799	0.004250	0.22	11.999218	0.001216	0.016513	0.000011	500	0.282507	1.3	1.24
	MG-11	1.458	-0.35	0.282762	0.000022	0.000003	0.802530	0.013333	0.29	10.481552	0.003017	0.028269	0.000003	500	0.282497	1.3	
	LMch-02	5.36	-5.0	0.282643	0.000030	0.000003	0.412827	0.005310	0.47	9.121310	0.000989	0.012505	0.000009	500	0.282526	2.0	1.10
	LMx-02	5.36	-10.4	0.282490	0.000024	0.000003	0.319320	0.004250	0.40	9.930482	0.001376	0.010643	0.000009	500	0.282390	-2.8	1.30
	QG-15	4.02	-8.6	0.282529	0.000023	0.000003	0.098152	0.069790	0.62	67.281326	0.377836	0.022001	0.000418	500	0.282323	-4.8	2.23

[a] Épsilon Hf es la desviación de $^{176}Hf/^{177}Hf$ de la muestra con respecto al Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR) por 10^4. $^{176}Hf/^{177}Hf_{CHUR}$ = 0.282785 (Bouvier et al., 2008).

[b] Las incertidumbres totales en la relación Lu/Hf es de aproximadamente 0.5% (Weber et al., 2018).

[c] Mejor edad, de acuerdo a la edad $^{238}U/^{206}Pb$ en zircón y posterior interpretación de datos.

[d] Se usaron las edades de (c) para el cálculo de valores iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$.

[e] Para el cálculo de épsilon Hf inicial, se utilizaron los siguientes valores para el presente en CHUR: $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0.282785 y $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0.0336 (Bouvier et al., 2008).

[f] Las edades modelo de manto empobrecido de Lu-Hf (T_{DMHf}) se calcularon (para $^{176}Lu/^{177}Hf$ <0.05) usando los valores para el presente en el DM: $^{176}Hf/^{177}Hf_{DM}$ = 0.283224 (Vervoort et al., 2000) y $^{176}Lu/^{177}Hf_{DM}$ = 0.03836 (Weber et al., 2012), considerando $\lambda_{176Lu} = 1.867x10^{-11}$ a^{-1} (Söderlund et al., 2004; Scherer et al., 2001).

Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas Lu-Hf										Señal			Edad U-Pb		Relaciones corregidas por edad						
Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{180}Hf/^{177}Hf$	±2SE	Hf	εHf_0	±2SE	Punto[a] (Ma)	Conc[b] (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[d]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[e]	εHf_t[f]	εHf_t[g]	εHf_t[h]	T_{DM}[i] (Ga)
QG-25 ortogneis de hornblenda																						
QG25I_1	0.282411	29	0.00129	7	0.02950	180	1.467199	36	1.886922	83	13.22	-13.2	1.0	437.4	451.4	0.282400	0.282400	0.282400	-3.9	-3.6	-3.4	1.58
QG25I_2	0.282391	23	0.00088	2	0.01956	49	1.467163	42	1.886907	76	13.92	-13.9	0.8	451.6	451.4	0.282384	0.282384	0.282383	-4.1	-4.1	-4.0	1.62
QG25I_3	0.282382	30	0.00098	4	0.02247	83	1.467150	35	1.886906	68	13.84	-14.3	1.1	411.0	451.4	0.282374	0.282374	0.282373	-5.4	-4.5	-4.3	1.64
QG25I_4	0.282421	26	0.00113	3	0.02550	120	1.467112	46	1.886895	64	15.49	-12.9	0.9	318.1	451.4	0.282414	0.282411	0.282411	-6.0	-3.2	-3.0	1.56
QG25I_5	0.282393	27	0.00129	3	0.02885	76	1.467159	43	1.886936	79	14.28	-13.9	1.0	344.3	451.4	0.282385	0.282382	0.282382	-6.5	-4.2	-4.0	1.62
QG25I_6	0.282395	26	0.00083	2	0.01882	46	1.467155	43	1.886922	26	10.55	-13.8	0.9	431.3	451.4	0.282388	0.282388	0.282388	-4.4	-4.0	-3.8	1.61
QG25I_7	0.282214	41	0.00076	9	0.01820	200	1.467185	30	1.886984	73	13.06	-20.2	1.5	468.8	451.4	0.282207	0.282208	0.282208	-10.0	-10.4	-10.4	2.01
QG25I_8	0.282397	39	0.00093	3	0.02049	78	1.467163	58	1.886940	100	9.94	-13.7	1.4	412.8	451.4	0.282390	0.282389	0.282389	-4.8	-3.9	-3.8	1.61
QG25I_9	0.282365	51	0.00123	2	0.02846	56	1.467142	53	1.887098	96	9.16	-14.9	1.8	439.3	451.4	0.282355	0.282355	0.282354	-5.4	-5.2	-5.0	1.69
QG25I_10	0.282451	41	0.00111	4	0.02460	110	1.467158	60	1.886898	93	12.08	-11.8	1.5	473.4	451.4	0.282441	0.282442	0.282441	-1.6	-2.1	-1.9	1.49
QG25I_11	0.282418	33	0.00134	3	0.03064	76	1.467128	50	1.886888	87	12.47	-13.0	1.2	439.4	451.4	0.282407	0.282407	0.282406	-3.6	-3.3	-3.1	1.57
QG25I_12	0.282417	24	0.00161	6	0.03510	130	1.467139	37	1.886930	57	14.76	-13.0	0.8	437.3	451.4	0.282404	0.282403	0.282403	-3.7	-3.4	-3.3	1.58
QG25I_13	0.282413	22	0.00087	2	0.01945	52	1.467141	35	1.886902	68	14.37	-13.2	0.8	446.1	451.4	0.282406	0.282406	0.282405	-3.5	-3.4	-3.2	1.57
QG25II_1	0.282275	32	0.00241	19	0.06180	520	1.467176	44	1.886922	75	12.94	-18.0	1.1	477.4	451.4	0.282253	0.282255	0.282254	-8.2	-8.7	-8.3	1.90
QG25II_2	0.282416	43	0.00132	2	0.02984	44	1.467174	57	1.886885	95	14.29	-13.0	1.5	453.8	451.4	0.282405	0.282405	0.282405	-3.3	-3.4	-3.2	1.57
QG25II_3	0.282400	37	0.00129	5	0.02860	100	1.467185	42	1.886931	88	13.33	-13.6	1.3	450.8	451.4	0.282389	0.282389	0.282389	-4.0	-3.9	-3.8	1.61
QG25II_4	0.282402	33	0.00071	2	0.01631	45	1.467168	39	1.887030	91	13.76	-13.5	1.2	440.0	451.4	0.282396	0.282396	0.282396	-4.0	-3.7	-3.5	1.59
QG25II_5	0.282435	29	0.00130	13	0.03040	310	1.467173	39	1.886892	83	13.59	-12.4	1.0	451.7	451.4	0.282424	0.282424	0.282424	-2.7	-2.7	-2.5	1.53
QG25II_6	0.282416	28	0.00101	1	0.02310	29	1.467168	42	1.886935	88	11.11	-13.0	1.0	442.3	451.4	0.282408	0.282407	0.282407	-3.5	-3.3	-3.1	1.57
QG25II_7	0.282398	33	0.00138	8	0.02950	160	1.467196	46	1.886987	64	13.23	-13.7	1.2	450.2	451.4	0.282386	0.282386	0.282386	-4.1	-4.0	-3.9	1.61
Ch-02 ortogneis de hornblenda																						
Ch02_1	0.282597	42	0.00131	13	0.03610	360	1.467131	59	1.886736	96	13.28	-6.6	1.5	395.0	421.6	0.282587	0.282587	0.282586	1.8	2.4	3.2	1.18
Ch02_2	0.282608	30	0.00055	1	0.01539	50	1.467166	57	1.886830	84	14.46	-6.3	1.1	411.5	421.6	0.282604	0.282604	0.282603	2.8	3.0	3.8	1.14
Ch02_3	0.282594	41	0.00136	13	0.04480	380	1.467162	56	1.886863	89	13.70	-6.8	1.5	420.5	421.6	0.282583	0.282583	0.282582	2.2	2.3	3.1	1.19
Ch02_4	0.282578	41	0.00043	6	0.01150	150	1.467143	54	1.886820	85	14.56	-7.3	1.5	417.9	421.6	0.282575	0.282575	0.282574	1.9	2.0	2.8	1.21
Ch02_5	0.282655	39	0.00015	1	0.00411	31	1.467151	52	1.886758	77	16.82	-4.6	1.4	397.3	421.6	0.282654	0.282654	0.282654	4.2	4.8	5.6	1.03
Ch02_6	0.282574	33	0.00091	0	0.02502	20	1.467145	50	1.886807	80	14.76	-7.5	1.2	427.3	421.6	0.282567	0.282567	0.282566	1.8	1.7	2.5	1.23
Ch02_7	0.282617	32	0.00032	1	0.00787	30	1.467140	39	1.886797	60	19.47	-5.9	1.1	428.6	421.6	0.282614	0.282615	0.282614	3.5	3.4	4.2	1.12
Ch02_8	0.282577	40	0.00033	0	0.00909	19	1.467142	51	1.886715	81	14.69	-7.4	1.4	412.8	421.6	0.282574	0.282574	0.282574	1.7	1.9	2.8	1.21
Ch02_9	0.282665	34	0.00007	1	0.00231	9	1.467115	51	1.886798	77	17.24	-4.2	1.2	233.8	421.6	0.282665	0.282664	0.282664	0.9	5.1	6.0	1.12
Ch02_10	0.282569	41	0.00068	3	0.01962	67	1.467106	52	1.886889	90	13.90	-7.6	1.5	346.7	421.6	0.282565	0.282564	0.282563	-0.1	1.6	2.4	1.23
Ch02_11	0.282577	32	0.00073	4	0.02131	96	1.467130	49	1.886865	88	13.51	-7.4	1.1	409.7	421.6	0.282571	0.282571	0.282571	1.6	1.8	2.7	1.22
Ch02_12	0.282607	45	0.00051	0	0.01540	34	1.467119	64	1.886765	91	12.01	-6.3	1.6	416.6	421.6	0.282603	0.282603	0.282603	2.8	3.0	3.8	1.15
Ch02_13	0.282569	37	0.00043	3	0.01310	110	1.467083	41	1.886755	92	11.49	-7.6	1.3	420.2	421.6	0.282566	0.282566	0.282565	1.6	1.6	2.5	1.23
Ch02_14	0.282596	35	0.00072	4	0.01980	120	1.467109	52	1.886824	95	11.87	-6.7	1.2	414.3	421.6	0.282590	0.282590	0.282590	2.3	2.5	3.3	1.17
Ch02_15	0.282640	30	0.00045	1	0.01338	15	1.467130	43	1.886721	74	13.93	-5.1	1.1	347.4	421.6	0.282637	0.282636	0.282636	2.5	4.1	5.0	1.07
QM-02 ortogneis de hornblenda																						
QM02_1	0.282672	30	0.00108	4	0.03400	180	1.467160	41	1.886872	82	12.99	-4.0	1.1	431.082346	435.5	0.282663	0.282663	0.282663	5.3	5.4	5.9	0.99
QM02_2	0.282614	39	0.00083	1	0.02498	24	1.467107	51	1.886812	76	15.90	-6.0	1.4	223.6	435.5	0.282611	0.282607	0.282607	-1.2	3.4	4.0	1.11
QM02_3	0.282747	38	0.00053	1	0.01378	21	1.467188	53	1.886828	64	14.51	-1.3	1.3	359.2	435.5	0.282744	0.282743	0.282743	6.5	8.2	8.8	0.80
QM02_4	0.282641	34	0.00021	1	0.00505	35	1.467117	51	1.886919	79	20.90	-5.1	1.2	369.6	435.5	0.282640	0.282639	0.282639	3.1	4.6	5.1	1.04
QM02_5	0.282599	42	0.00153	21	0.04270	580	1.467090	62	1.886830	81	11.74	-6.6	1.5	0.0	435.5	0.282599	0.282587	0.282586	-6.6	2.7	3.2	1.16

Cont. Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas Lu-Hf										Señal			Edad U-Pb		Relaciones corregidas por edad						
Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{180}Hf/^{177}Hf$	±2SE	Hf	εHf_0	±2SE	Punto[a] (Ma)	Conc[b] (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[d]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[e]	εHf_t[f]	εHf_t[g]	εHf_t[h]	T_{DM}[i] (Ga)
QM02_6	0.282661	26	0.00052	1	0.01270	17	1.467133	34	1.886840	71	18.10	-4.4	0.9	377.0	435.5	0.282657	0.282657	0.282657	3.9	5.2	5.7	1.00
QM02_7	0.282609	43	0.00031	3	0.00705	74	1.467114	55	1.886854	87	20.30	-6.2	1.5	432.9	435.5	0.282607	0.282607	0.282606	3.3	3.4	3.9	1.11
QM02_8	0.282593	27	0.00121	8	0.04010	310	1.467132	51	1.886833	72	16.44	-6.8	1.0	228.8	435.5	0.282588	0.282583	0.282583	-1.9	2.6	3.1	1.17
QM02_9	0.282625	26	0.00034	3	0.00883	64	1.467126	51	1.886822	77	14.15	-5.7	0.9	422.2	435.5	0.282622	0.282622	0.282622	3.7	3.9	4.5	1.08
QM02_10	0.282565	39	0.00085	5	0.03120	170	1.467126	57	1.886729	81	13.01	-7.8	1.4	433.2	435.5	0.282558	0.282558	0.282558	1.6	1.7	2.2	1.22
QM02_11	0.282728	20	0.00045	1	0.01123	34	1.467146	33	1.886738	65	15.48	-2.0	0.7	356.7	435.5	0.282725	0.282724	0.282724	5.8	7.6	8.1	0.85
QM02_12	0.282713	25	0.00030	1	0.00721	22	1.467147	46	1.886843	73	14.84	-2.5	0.9	341.5	435.5	0.282711	0.282711	0.282710	5.0	7.1	7.6	0.88
QM02_13	0.282679	28	0.00078	8	0.02190	40	1.467118	38	1.886743	74	12.18	-3.7	1.0	420.7	435.5	0.282673	0.282673	0.282672	5.4	5.7	6.3	0.96
QM02_14	0.282658	24	0.00070	3	0.01801	64	1.467129	35	1.886777	77	11.72	-4.5	0.8	418.6	435.5	0.282653	0.282652	0.282652	4.6	5.0	5.6	1.01
QM02_15	0.282641	25	0.00056	1	0.01569	17	1.467131	32	1.886830	97	12.77	-5.1	0.9	443.0	435.5	0.282636	0.282636	0.282636	4.6	4.5	5.0	1.05
QM02_1a	0.282702	39	0.00377	8	0.09180	240	1.467118	55	1.886770	94	10.66	-2.9	1.4	435.7	435.5	0.282671	0.282671	0.282670	5.7	6.1	6.2	0.97
QM02_2a	0.282644	35	0.00079	3	0.01709	59	1.467139	54	1.886845	75	14.11	-5.0	1.2	415.4	435.5	0.282638	0.282638	0.282637	4.1	4.9	5.0	1.04
QM02_3a	0.282619	33	0.00108	3	0.02337	57	1.467084	36	1.886884	89	16.20	-5.9	1.2	0.0	435.5	0.282619	0.282610	0.282610	-5.9	4.0	4.1	1.11
QM02_4a	0.282657	33	0.00069	2	0.01559	50	1.467129	42	1.886796	71	16.10	-4.5	1.2	419.9	435.5	0.282652	0.282651	0.282651	4.6	5.4	5.5	1.01
QM02_5a	0.282654	29	0.00076	1	0.01680	14	1.467112	52	1.886905	84	17.10	-4.6	1.0	439.6	435.5	0.282648	0.282648	0.282647	4.9	5.3	5.4	1.02
QM02_6a	0.282693	34	0.00078	3	0.01873	83	1.467128	55	1.886760	77	16.68	-3.3	1.2	436.4	435.5	0.282687	0.282687	0.282686	6.2	6.7	6.8	0.93
QM02_7a	0.282678	32	0.00089	3	0.02239	75	1.467136	40	1.886822	79	13.78	-3.8	1.1	424.8	435.5	0.282671	0.282671	0.282670	5.4	6.1	6.2	0.97
QM02_8a	0.282609	30	0.00045	3	0.00983	76	1.467039	27	1.886834	81	22.20	-6.2	1.1	386.5	435.5	0.282606	0.282605	0.282605	2.3	3.8	3.9	1.12
QM02_9a	0.282631	29	0.00204	38	0.04670	870	1.467073	49	1.886795	75	14.60	-5.4	1.0	394.9	435.5	0.282616	0.282614	0.282613	2.8	4.1	4.2	1.10
QM02_10a	0.282642	23	0.00043	2	0.00951	51	1.467114	41	1.886845	63	16.60	-5.1	0.8	478.4	435.5	0.282638	0.282638	0.282638	5.5	5.9	5.1	1.04
QM02_11a	0.282694	30	0.00049	3	0.01014	89	1.467092	49	1.886773	82	17.08	-3.2	1.1	305.9	435.5	0.282691	0.282690	0.282690	3.5	6.8	6.9	0.92
QM02_12a	0.282598	30	0.00062	2	0.01696	40	1.467106	38	1.886772	90	11.28	-6.6	1.1	434.0	435.5	0.282593	0.282593	0.282593	2.9	3.4	3.4	1.14
QM02_13a	0.282679	31	0.00132	9	0.02790	190	1.467093	44	1.886776	77	11.39	-3.7	1.1	417.7	435.5	0.282669	0.282668	0.282668	5.2	6.0	6.1	0.97
QM02_14a	0.282672	33	0.00041	3	0.00812	58	1.467076	47	1.886680	100	12.59	-4.0	1.2	435.2	435.5	0.282669	0.282669	0.282669	5.6	6.0	6.1	0.97
LM-04 ortogneis de hornblenda																						
LM04_1	0.282724	32	0.00122	10	0.04360	340	1.467162	48	1.886753	80	12.95	-2.2	1.1	369.1	449.0	0.282716	0.282714	0.282714	5.8	7.5	7.7	0.87
LM04_2	0.282749	33	0.00117	18	0.03800	630	1.467097	35	1.886841	67	12.90	-1.3	1.2	302.9	449.0	0.282742	0.282739	0.282739	5.2	8.4	8.6	0.81
LM04_3	0.282718	25	0.00081	5	0.02610	160	1.467141	46	1.886835	90	11.22	-2.4	0.9	271.6	449.0	0.282714	0.282711	0.282711	3.5	7.4	7.6	0.88
LM04_4	0.282765	31	0.00121	26	0.04500	1100	1.467195	51	1.886731	88	12.02	-0.7	1.1	409.0	449.0	0.282756	0.282755	0.282755	8.1	8.9	9.2	0.78
LM04_5	0.282747	29	0.00167	2	0.05645	81	1.467162	42	1.886725	83	14.62	-1.3	1.0	429.2	449.0	0.282734	0.282733	0.282733	7.7	8.2	8.4	0.83
LM04_6	0.282766	45	0.00122	9	0.04510	390	1.467191	54	1.886771	68	10.40	-0.7	1.6	412.7	449.0	0.282757	0.282756	0.282756	8.2	9.0	9.2	0.77
LM04_7	0.282790	25	0.00111	11	0.03970	380	1.467082	43	1.886656	95	8.78	0.2	0.9	401.9	449.0	0.282782	0.282781	0.282780	8.8	9.9	10.1	0.72
LM04_8	0.282866	27	0.00029	1	0.00739	30	1.467202	49	1.886742	63	11.48	2.9	1.0	238.6	449.0	0.282865	0.282864	0.282864	8.1	12.8	13.0	0.53
LM04_9	0.282780	26	0.00075	3	0.02660	150	1.467143	50	1.886760	100	10.20	-0.2	0.9	334.3	449.0	0.282775	0.282774	0.282774	7.1	9.6	9.9	0.73
LM04_10	0.282796	27	0.00026	1	0.00751	310	1.467161	35	1.886729	88	10.25	0.4	1.0	239.0	449.0	0.282795	0.282794	0.282794	5.7	10.3	10.6	0.69
LM04_11	0.282751	28	0.00058	1	0.01977	61	1.467097	39	1.886781	96	9.40	-1.2	1.0	287.2	449.0	0.282748	0.282746	0.282746	5.1	8.6	8.9	0.80
LM04_12	0.282795	28	0.00078	4	0.02560	110	1.467111	47	1.886705	83	8.35	0.4	1.0	371.5	449.0	0.282790	0.282788	0.282788	8.4	10.1	10.4	0.70
LM04_13	0.282821	37	0.00029	2	0.00777	54	1.467120	57	1.886829	75	12.77	1.3	1.3	238.2	449.0	0.282820	0.282819	0.282819	6.5	11.2	11.4	0.63
LM04_14	0.282766	23	0.00033	4	0.00910	110	1.467127	37	1.886860	71	12.72	-0.7	0.8	326.3	449.0	0.282764	0.282763	0.282763	6.5	9.2	9.5	0.76
LM04_15	0.282746	35	0.00140	5	0.05100	210	1.467188	54	1.886890	94	9.06	-1.4	1.2	418.9	449.0	0.282735	0.282734	0.282734	7.6	8.2	8.5	0.82
GLR-02c ortogneis de hornblenda																						
GLR02c_1	0.282464	44	0.00126	6	0.02970	140	1.467142	58	1.886903	97	10.16	-11.4	1.6	454.0	458.0	0.282453	0.282453	0.282453	-1.6	-1.5	-1.5	1.46
GLR02c_2	0.282442	41	0.00128	6	0.03050	140	1.467114	77	1.886880	100	10.32	-12.1	1.5	451.3	458.0	0.282431	0.282431	0.282431	-2.5	-2.3	-2.3	1.51

Cont. Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas Lu-Hf										Señal			Edad U-Pb		Relaciones corregidas por edad						
Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{180}Hf/^{177}Hf$	±2SE	Hf	εHf_0	±2SE	Punto[a] (Ma)	Conc[b] (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[d]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[e]	εHf_t[f]	εHf_t[g]	εHf_t[h]	T_{DM}[i] (Ga)
GLR02c_3	0.282435	35	0.00116	7	0.02650	160	1.467068	58	1.886890	100	9.16	-12.4	1.2	459.8	458.0	0.282425	0.282425	0.282425	-2.5	-2.5	-2.5	1.52
GLR02c_4	0.282440	41	0.00190	16	0.05000	420	1.467113	48	1.886782	93	11.38	-12.2	1.5	450.0	458.0	0.282424	0.282424	0.282424	-2.7	-2.6	-2.5	1.53
GLR02c_5	0.282493	47	0.00171	8	0.04140	200	1.467089	59	1.886712	95	11.81	-10.3	1.7	455.6	458.0	0.282478	0.282478	0.282478	-0.7	-0.6	-0.6	1.40
GLR02c_6	0.282442	24	0.00121	4	0.02864	91	1.467107	34	1.886869	57	13.02	-12.1	0.8	453.4	458.0	0.282432	0.282432	0.282432	-2.4	-2.3	-2.3	1.51
GLR02c_7	0.282413	29	0.00118	10	0.02940	260	1.467084	41	1.886735	70	12.23	-13.2	1.0	459.4	458.0	0.282403	0.282403	0.282403	-3.3	-3.3	-3.3	1.57
GLR02c_8	0.281417	29	0.00062	2	0.01469	41	1.467068	46	1.886890	100	9.62	-48.4	1.0	458.2	458.0	0.281411	0.281411	0.281411	-38.4	-38.4	-38.4	3.76
GLR02c_9	0.282390	30	0.00112	7	0.02680	170	1.467069	41	1.886890	69	12.00	-14.0	1.1	464.0	458.0	0.282380	0.282380	0.282380	-4.0	-4.1	-4.1	1.62
GLR02c_10	0.282413	34	0.00116	3	0.02770	62	1.467115	45	1.886847	71	12.47	-13.2	1.2	466.6	458.0	0.282403	0.282403	0.282403	-3.1	-3.3	-3.3	1.57
GLR02c_11	0.282455	34	0.00129	10	0.03130	230	1.467126	51	1.886738	77	14.00	-11.7	1.2	459.3	458.0	0.282444	0.282444	0.282444	-1.8	-1.9	-1.8	1.48
GLR02c_12	0.282320	25	0.00100	9	0.02560	250	1.467061	49	1.886841	73	11.84	-16.4	0.9	459.6	458.0	0.282311	0.282311	0.282311	-6.5	-6.6	-6.5	1.78
GLR02c_13	0.282479	33	0.00149	2	0.03388	38	1.467137	48	1.886840	85	11.44	-10.8	1.2	433.9	458.0	0.282467	0.282466	0.282466	-1.6	-1.1	-1.0	1.43
GLR02c_14	0.281801	78	0.00077	2	0.02040	38	1.467076	49	1.886910	110	9.29	-34.8	2.8	455.1	458.0	0.281794	0.281794	0.281794	-24.9	-24.9	-24.8	2.92
GLR02c_15	0.282442	53	0.00150	4	0.03700	100	1.467106	62	1.886930	100	9.11	-12.1	1.9	464.9	458.0	0.282429	0.282429	0.282429	-2.2	-2.4	-2.3	1.51
SB-0405 ortogneis de biotita y granate																						
SB04_1	0.282287	24	0.00264	12	0.07450	350	1.467111	48	1.886767	94	12.35	-17.6	0.9	437.4	466.8	0.282265	0.282264	0.282262	-8.6	-8.0	-7.4	1.88
SB04_2	0.282283	25	0.00187	19	0.05090	570	1.467134	32	1.886873	64	16.29	-17.8	0.9	456.6	466.8	0.282267	0.282267	0.282265	-8.2	-7.9	-7.2	1.87
SB04_3	0.282308	40	0.00132	5	0.03670	150	1.467133	54	1.886767	75	13.09	-16.9	1.4	446.5	466.8	0.282297	0.282296	0.282296	-7.3	-6.9	-6.2	1.81
SB04_4	0.282299	26	0.00266	14	0.07210	440	1.467073	39	1.886793	64	13.30	-17.2	0.9	485.9		0.282275		0.282274	-7.2		-6.9	1.85
SB04_5	0.282313	24	0.00140	2	0.03722	71	1.467116	32	1.886749	66	13.02	-16.7	0.9	463.9	466.8	0.282301	0.282301	0.282300	-6.8	-6.7	-6.0	1.80
SB04_6	0.282320	29	0.00132	9	0.03680	320	1.467119	40	1.886800	73	13.45	-16.4	1.0	469.9	466.8	0.282308	0.282308	0.282308	-6.4	-6.5	-5.7	1.78
SB04_7	0.282299	31	0.00254	9	0.06580	190	1.467076	53	1.886807	94	9.48	-17.2	1.1	459.0	466.8	0.282277	0.282277	0.282275	-7.7	-7.6	-6.9	1.85
SB04_8	0.282326	26	0.00237	12	0.05940	260	1.467128	43	1.886820	61	18.80	-16.2	0.9	462.7	466.8	0.282305	0.282305	0.282304	-6.7	-6.6	-5.9	1.79
SB04_9	0.282234	27	0.00206	9	0.05720	230	1.467069	49	1.886811	95	10.99	-19.5	1.0	468.3	466.8	0.282216	0.282216	0.282215	-9.7	-9.7	-9.0	1.99
SB04_10	0.282280	36	0.00209	14	0.05930	460	1.467133	51	1.886742	82	9.22	-17.9	1.3	467.5	466.8	0.282262	0.282262	0.282260	-8.1	-8.1	-7.4	1.88
SB04_11	0.282260	28	0.00197	8	0.05260	250	1.467146	34	1.886847	69	11.05	-18.6	1.0	465.8	466.8	0.282243	0.282243	0.282241	-8.8	-8.8	-8.1	1.93
SB04_12	0.282274	31	0.00150	3	0.04150	100	1.467142	41	1.886800	85	9.89	-18.1	1.1	471.5	466.8	0.282261	0.282261	0.282260	-8.0	-8.1	-7.4	1.89
SB04_13	0.282273	23	0.00173	14	0.04420	430	1.467132	41	1.886818	88	10.89	-18.1	0.8	460.4	466.8	0.282258	0.282258	0.282257	-8.4	-8.3	-7.5	1.89
SB04_14	0.282307	24	0.00176	2	0.04176	43	1.467116	27	1.886823	69	17.60	-16.9	0.9	442.2	466.8	0.282292	0.282292	0.282290	-7.6	-7.1	-6.4	1.82
SB04_15	0.282329	31	0.00274	27	0.07370	790	1.467110	43	1.886814	89	7.81	-16.1	1.1	470.2	466.8	0.282305	0.282305	0.282303	-6.5	-6.6	-5.9	1.79
SB05_1	0.282261	34	0.00196	25	0.05150	660	1.467131	40	1.886842	81	9.85	-18.5	1.2	482.5	466.8	0.282243	0.282244	0.282243	-8.4	-8.7	-8.0	1.92
SB05_2	0.282245	25	0.00103	3	0.02685	73	1.467118	47	1.886807	85	10.58	-19.1	0.9	463.9	466.8	0.282236	0.282236	0.282235	-9.1	-9.0	-8.3	1.94
SB05_3	0.282391	30	0.00180	2	0.04606	57	1.467166	27	1.886818	80	12.12	-13.9	1.1	464.0	466.8	0.282375	0.282375	0.282375	-4.2	-4.1	-4.1	1.63
SB05_4	0.282271	28	0.00126	4	0.03340	110	1.467147	40	1.886834	82	11.94	-18.2	1.0	466.3	466.8	0.282260	0.282260	0.282259	-8.2	-8.2	-7.5	1.89
SB05_5	0.282256	18	0.00123	2	0.03140	24	1.467128	38	1.886841	65	13.30	-18.7	0.6	464.1	466.8	0.282245	0.282245	0.282244	-8.8	-8.7	-8.0	1.92
SB05_6	0.282291	26	0.00127	9	0.03120	220	1.467119	39	1.886736	68	15.68	-17.5	0.9	449.8	466.8	0.282280	0.282280	0.282279	-7.8	-7.5	-6.8	1.84
SB05_7	0.282226	35	0.00065	1	0.01673	36	1.467161	45	1.886779	77	16.12	-19.8	1.2	486.4		0.282220		0.282220	-9.2		-8.9	1.98
SB05_8	0.282308	29	0.00215	5	0.05370	140	1.467136	49	1.886815	69	18.20	-16.9	1.0	463.2	466.8	0.282240	0.282289	0.282288	18.1	-7.1	-6.4	1.82
SB05_9	0.282359	49	0.00560	80	0.12600	1700	1.467118	49	1.886775	77	11.43	-15.1	1.7	456.2	466.8	0.282311	0.282310	0.282306	-6.6	-6.4	-5.8	1.78
SB05_10	0.282275	33	0.00186	6	0.04680	140	1.467093	49	1.886841	62	15.69	-18.0	1.2	470.1	466.8	0.282259	0.282259	0.282258	-8.2	-8.2	-7.5	1.89
SB05_11	0.282299	27	0.00110	2	0.02688	61	1.467134	38	1.886807	77	12.20	-17.2	1.0	565.9		0.282287		0.282289	-5.0		-6.4	1.82
SB05_12	0.282262	30	0.00163	4	0.04090	100	1.467127	42	1.886864	74	11.66	-18.5	1.1	462.21	466.8	0.282248	0.282248	0.282247	-8.7	-8.6	-7.9	1.92
SB05_13	0.282276	23	0.00119	4	0.02906	87	1.467096	34	1.886801	82	14.49	-18.0	0.8	471.13	466.8	0.282265	0.282266	0.282265	-7.9	-8.0	-7.3	1.88

Cont. Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas Lu-Hf										Señal			Edad U-Pb		Relaciones corregidas por edad						
Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{180}Hf/^{177}Hf$	±2SE	Hf	εHf_0	±2SE	Punto[a] (Ma)	Conc[b] (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[d]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[e]	εHf_t[f]	εHf_t[g]	εHf_t[h]	T_{DM}[i] (Ga)
SDB-01 ortogneis de biotita y granate																						
SDB01_1	0.282183	41	0.00100	12	0.02650	340	1.467105	51	1.887140	100	7.16	-21.3	1.5	523.2	487.2	0.282173	0.282174	0.282174	-10.0	-10.8	-10.5	2.07
SDB01_2	0.282275	25	0.00116	2	0.02884	68	1.467171	45	1.886909	82	14.03	-18.0	0.9	439.8	487.2	0.282265	0.282264	0.282264	-8.6	-7.6	-7.3	1.87
SDB01_3	0.282200	44	0.00099	6	0.02380	130	1.467127	63	1.887090	100	8.00	-20.7	1.6	497.6	487.2	0.282191	0.282191	0.282191	-9.9	-10.2	-9.9	2.03
SDB01_4	0.282090	31	0.00058	1	0.01538	26	1.467182	46	1.886994	96	8.14	-24.6	1.1	497.2	487.2	0.282085	0.282085	0.282085	-13.7	-13.9	-13.6	2.27
SDB01_5	0.282183	48	0.00125	2	0.03218	42	1.467250	47	1.887040	130	5.29	-21.3	1.7	478.4	487.2	0.282172	0.282172	0.282171	-11.0	-10.8	-10.6	2.07
SDB01_6	0.282166	37	0.00073	10	0.01810	250	1.467169	55	1.887090	100	6.73	-21.9	1.3	487.9	487.2	0.282159	0.282159	0.282159	-11.3	-11.3	-11.0	2.10
CM-08 anfibolita (en ortogneis)																						
CM08_1	0.282697	30	0.00171	9	0.04080	200	1.467141	48	1.886770	110	9.50	-3.1	1.1	470.2	431.4	0.282682	0.282683	0.282682	6.8	6.0	6.6	1.18
CM08_2	0.282715	32	0.00184	9	0.04710	210	1.467127	56	1.886812	92	10.20	-2.5	1.1	435.8	431.4	0.282700	0.282700	0.282699	6.7	6.6	7.2	1.13
CM08_3	0.282752	45	0.00178	6	0.04210	170	1.467192	50	1.886890	100	9.13	-1.2	1.6	437.4	431.4	0.282737	0.282738	0.282737	8.1	7.9	8.6	1.00
CM08_4	0.282729	47	0.00268	11	0.06880	380	1.467080	57	1.886860	100	7.69	-2.0	1.7	448.6	431.4	0.282707	0.282707	0.282706	7.2	6.9	7.5	1.10
CM08_5	0.282752	49	0.00164	17	0.04250	470	1.467092	77	1.886870	100	8.18	-1.2	1.7	443.3	431.4	0.282738	0.282739	0.282738	8.2	8.0	8.6	1.00
CM08_6	0.282747	37	0.00166	12	0.04190	290	1.467144	53	1.886802	87	8.44	-1.3	1.3	410.2	431.4	0.282734	0.282734	0.282733	7.3	7.8	8.4	1.02
CM08_7	0.282729	31	0.00150	4	0.03751	63	1.467154	53	1.886912	88	10.06	-2.0	1.1	433.6	431.4	0.282717	0.282717	0.282716	7.3	7.2	7.8	1.07
CM08_8	0.282718	44	0.00155	2	0.03808	17	1.467097	62	1.886809	97	8.16	-2.4	1.6	430.1	431.4	0.282706	0.282706	0.282705	6.8	6.8	7.4	1.11
CM08_9	0.282754	47	0.00246	5	0.06530	92	1.467112	62	1.886880	120	6.66	-1.1	1.7	434.4	431.4	0.282734	0.282734	0.282733	7.9	7.8	8.4	1.02
CM08_10	0.282771	43	0.00143	6	0.03610	190	1.467175	50	1.886850	110	9.00	-0.5	1.5	441.3	431.4	0.282759	0.282759	0.282759	8.9	8.7	9.3	0.93
CM08_11	0.282721	48	0.00228	7	0.06090	150	1.467078	58	1.886840	110	9.62	-2.3	1.7	441.6	431.4	0.282702	0.282703	0.282701	6.9	6.7	7.3	1.12
CM08_12	0.282734	55	0.00186	3	0.04541	99	1.467114	71	1.886780	110	8.56	-1.8	1.9	420.1	431.4	0.282719	0.282719	0.282718	7.0	7.3	7.9	1.07
CM08_13	0.282760	37	0.00144	1	0.03443	23	1.467141	62	1.886782	94	8.16	-0.9	1.3	437.8	431.4	0.282748	0.282748	0.282748	8.5	8.3	8.9	0.97
CM08_14	0.282729	44	0.00088	7	0.02120	140	1.467087	63	1.886743	82	9.61	-2.0	1.6	409.8	431.4	0.282722	0.282722	0.282721	6.9	7.4	8.0	1.06
CM08_15	0.282728	31	0.00107	6	0.02730	140	1.467112	46	1.886877	97	9.57	-2.0	1.1	410.5	431.4	0.282720	0.282719	0.282719	6.8	7.3	7.9	1.06
GLR-02b anfibolita (en ortogneis de Aracay)																						
GLR02b_1	0.282425	28	0.00182	14	0.04340	320	1.467151	37	1.886828	89	13.06	-12.7	1.0	462.7	462.7	0.282409		0.282409	-3.0		-3.0	2.00
GLR02b_2	0.282485	42	0.00104	4	0.02226	87	1.467097	53	1.886805	75	15.56	-10.6	1.5	360.5	439.3	0.282478	0.282476	0.282476	-2.8	-1.1	-0.7	1.83
GLR02b_3	0.282457	31	0.00134	3	0.03157	56	1.467116	39	1.886748	82	13.73	-11.6	1.1	449.2	439.3	0.282446	0.282446	0.282445	-2.0	-2.2	-1.8	1.93
GLR02b_4	0.282432	24	0.00081	1	0.01876	18	1.467145	36	1.886829	63	14.76	-12.5	0.8	436.7	439.3	0.282425	0.282425	0.282425	-3.0	-2.9	-2.5	2.00
GLR02b_5	0.282443	27	0.00089	2	0.02023	55	1.467147	41	1.886866	66	14.94	-12.1	1.0	431.7	439.3	0.282436	0.282436	0.282435	-2.7	-2.6	-2.1	1.96
GLR02b_6	0.282418	24	0.00155	9	0.03930	230	1.467168	41	1.886779	78	17.41	-13.0	0.8	421.4	439.3	0.282406	0.282405	0.282405	-4.0	-3.6	-3.2	2.06
GLR02b_7	0.282506	39	0.00128	3	0.03233	69	1.467160	71	1.886899	72	13.98	-9.9	1.4	526.1	526.1	0.282493		0.282495	1.4		0.0	1.67
GLR02b_8	0.282421	36	0.00085	3	0.01995	77	1.467133	48	1.886869	75	15.18	-12.9	1.3	443.7	439.3	0.282414	0.282414	0.282414	-3.2	-3.3	-2.9	2.03
GLR02b_10	0.282405	31	0.00071	2	0.01721	48	1.467073	39	1.886785	73	11.17	-13.4	1.1	410.4	439.3	0.282400	0.282399	0.282399	-4.5	-3.9	-3.4	2.08
GLR02b_11	0.282229	33	0.00118	4	0.02827	86	1.467144	43	1.886925	98	13.92	-19.7	1.2	552.3	552.3	0.282217		0.282219	-7.8		-9.8	2.51
GLR02b_12	0.282142	23	0.00125	4	0.03420	110	1.467132	42	1.886802	67	13.80	-22.7	0.8	1202.2	1202.2	0.282113		0.282131	3.2		-12.9	1.98
GLR02b_13	0.282499	24	0.00064	1	0.01340	28	1.467132	40	1.886799	68	14.70	-10.1	0.8	434.8	439.3	0.282494	0.282494	0.282493	-0.6	-0.5	-0.1	1.78
GLR02b_14	0.282311	36	0.00166	1	0.03956	19	1.467098	50	1.886735	76	11.72	-16.8	1.3	588.7	588.7	0.282293		0.282297	-4.3		-7.0	2.22
CM-01 metagranitoide																						
CM01_1	0.282558	34	0.00180	7	0.04000	160	1.467109	43	1.886801	66	18.50	-8.0	1.2	253.9	445.0	0.282549	0.282543	0.282541	-2.7	1.4	2.5	1.38
CM01_2	0.282525	26	0.00275	23	0.06740	700	1.467101	32	1.886856	60	24.70	-9.2	0.9	415.7	445.0	0.282504	0.282502	0.282499	-0.7	-0.1	1.0	1.36
CM01_3	0.282594	27	0.00285	13	0.06640	380	1.467146	45	1.886851	62	19.70	-6.8	1.0	399.5	445.0	0.282573	0.282570	0.282567	1.4	2.3	3.4	1.20
CM01_4	0.282567	30	0.00182	4	0.04008	47	1.467114	41	1.886754	63	19.12	-7.7	1.1	393.3	445.0	0.282554	0.282552	0.282550	0.6	1.7	2.8	1.25
CM01_5	0.282577	41	0.00257	19	0.06860	580	1.467138	47	1.886737	66	21.94	-7.4	1.5	400.3	445.0	0.282558	0.282556	0.282553	0.9	1.8	2.9	1.24

Cont. Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón por LA-ICP-MS de muestras del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

	Relaciones isotópicas Lu-Hf										Señal			Edad U-Pb		Relaciones corregidas por edad						
Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{180}Hf/^{177}Hf$	±2SE	Hf	εHf_0	±2SE	Punto[a] (Ma)	Conc[b] (Ma)	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[c]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[d]	$^{176}Hf/^{177}Hf_t$[e]	εHf_t[f]	εHf_t[g]	εHf_t[h]	T_{DM}[i] (Ga)
CM01_6	0.282510	26	0.00234	11	0.05330	220	1.467122	39	1.886833	55	23.90	-9.7	0.9	419.7	445.0	0.282492	0.282490	0.282488	-1.0	-0.5	0.6	1.38
CM01_8	0.282588	36	0.00403	51	0.10600	1500	1.467163	42	1.886856	55	20.24	-7.0	1.3	269.5	445.0	0.282568	0.282554	0.282550	-1.7	1.8	2.8	1.34
CM01_9	0.282549	31	0.00204	13	0.05280	370	1.467101	52	1.886888	60	22.00	-8.3	1.1	239.0	445.0	0.282540	0.282532	0.282530	-3.4	1.0	2.1	1.40
CM01_10	0.282557	25	0.00209	9	0.04470	150	1.467143	35	1.886837	63	19.06	-8.1	0.9	255.5	445.0	0.282547	0.282540	0.282537	-2.7	1.2	2.4	1.39
CM01_11	0.282563	39	0.00176	3	0.04070	97	1.467142	53	1.886918	90	18.81	-7.8	1.4	362.9	445.0	0.282551	0.282548	0.282547	-0.2	1.5	2.7	1.25
CM-09 metagranitoide																						
CM09_1	0.282674	42	0.00062	7	0.02040	230	1.467147	55	1.886812	85	13.68	-3.9	1.5	226.5	227.9	0.282671	0.282671	0.282671	1.0	1.0	1.1	1.11
CM09_2	0.282673	22	0.00078	3	0.02470	110	1.467133	29	1.886806	74	14.47	-4.0	0.8	222.7	227.9	0.282670	0.282670	0.282670	0.9	1.0	1.0	1.12
CM09_3	0.282723	33	0.00062	2	0.01886	67	1.467139	52	1.886858	89	13.91	-2.2	1.2	225.6	227.9	0.282720	0.282720	0.282720	2.7	2.8	2.8	1.00
CM09_4	0.282674	21	0.00056	3	0.01754	91	1.467116	39	1.886746	71	13.79	-3.9	0.7	221.2	227.9	0.282672	0.282672	0.282672	0.9	1.1	1.1	1.11
CM09_5	0.282673	30	0.00091	10	0.02830	280	1.467127	43	1.886779	73	15.08	-4.0	1.1	225.3	227.9	0.282669	0.282669	0.282669	0.9	1.0	1.0	1.12
CM09_6	0.282633	29	0.00066	3	0.02089	68	1.467146	51	1.886883	74	15.65	-5.4	1.0	223.5	227.9	0.282630	0.282630	0.282630	-0.5	-0.4	-0.4	1.21
CM09_7	0.282696	32	0.00078	3	0.02572	84	1.467163	44	1.886800	84	14.18	-3.1	1.1	233.5	227.9	0.282693	0.282693	0.282693	1.9	1.8	1.8	1.06
CM09_8	0.282704	34	0.00109	2	0.03644	77	1.467114	44	1.886775	69	14.07	-2.9	1.2	226.1	227.9	0.282699	0.282699	0.282699	2.0	2.0	2.1	1.05
CM09_9	0.282675	26	0.00076	1	0.02589	48	1.467151	48	1.886744	65	15.13	-3.9	0.9	229.6	227.9	0.282672	0.282672	0.282672	1.1	1.1	1.1	1.11
CM09_10	0.282722	33	0.00055	2	0.01712	47	1.467146	46	1.886797	68	14.85	-2.2	1.2	229.2	227.9	0.282720	0.282720	0.282720	2.8	2.8	2.8	1.00
CM09_11	0.282651	37	0.00091	8	0.02880	260	1.467146	54	1.886811	67	16.14	-4.7	1.3	218.6	227.9	0.282647	0.282647	0.282647	0.0	0.2	0.2	1.17
CM09_12	0.282699	36	0.00065	3	0.02180	110	1.467177	44	1.886776	73	15.39	-3.0	1.3	226.4	227.9	0.282696	0.282696	0.282696	1.9	1.9	2.0	1.06
CM09_13	0.282577	42	0.00100	11	0.03050	300	1.467142	34	1.886855	70	16.48	-7.4	1.5	227.4	227.9	0.282573	0.282573	0.282573	-2.5	-2.4	-2.4	1.33
CM09_14	0.282662	25	0.00088	1	0.02709	32	1.467129	29	1.886829	69	15.63	-4.3	0.9	221.3	227.9	0.282658	0.282658	0.282658	0.4	0.6	0.6	1.14
QG-15 paragneis (protolito pelítico-psamítico)																						
QG15_1	0.282416	51	0.00208	10	0.04110	150	1.467150	67	1.886960	110	7.38	-13.0	1.8	505.2		0.282396			-2.5			1.56
QG15_2	0.282403	56	0.00239	13	0.05610	330	1.467207	69	1.887230	130	4.71	-13.5	2.0	540.4		0.282379			-2.3			1.58
QG15_3	0.282295	62	0.00088	3	0.02172	88	1.467177	83	1.886980	150	5.60	-17.3	2.2	474.1		0.282287			-7.0			1.82
QG15_4	0.282274	48	0.00126	3	0.03060	97	1.467168	76	1.887000	150	5.52	-18.1	1.7	542.5		0.282261			-6.4			1.84
QG15_5	0.281138	34	0.00037	2	0.01017	68	1.467182	63	1.886940	120	4.47	-58.3	1.2	2265.3		0.281122			-7.5			3.28

Notas:

Fila resaltada en azul representa: (1) Edad U-Pb > 10% discordante, (2) Hf de dominios de crecimiento mezclados o (3) ambos. Estos puntos no se consideraron en las interpretaciones.

Filas con fuente roja en rocas metaígneas representan zircones heredados.

[a] Edad U-Pb aparente de granos de zircón individuales (edades puntuales)

[b] Mejor edad U-Pb de cristalización, obtenida en diagramas de concordia.

[c] $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ calculada a edades de (a).

[d] $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ calculada a edades en (b).

[e] $^{176}Hf/^{177}Hf_t$ calculada a t = 500 Ma en paragneis, ortogneis de biotita y metagranitoide CM-01; t = 460 para ortogneis de hornblenda y anfibolita (en ortogneis); t = 230 Ma para metagranitoide CM-09.

[f] Epsilon Hf es la desviación de $^{176}Hf/^{177}Hf$ de la muestra con respecto al Reservorio Condrítico Uniforme (CHUR) por 10^4. Para los cálculos se utilizaron valores para hoy día del CHUR: $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282785$ y $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0336$ según Bouvier et al. (2008). CHUR y la muestra se calcularon a edades en (a).

[g] Igual que (f) pero el CHUR y la muestra calculados a edades de (b).

[h] Igual que (f) pero el CHUR y la muestra calculados a edades de (e).

[i] Las edades modelo en dos etapas se calcularon como: $T_{DM(Hf)} = (1/0.00001867)\ln(1+m)$, donde

$m = [\{(^{176}Hf/^{177}Hf)_{i,zircon} - (^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM,T}\}/\{(^{176}Lu/^{177}Hf)_{corteza.prom} - (^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}\}+1]+T_{edad.roca}$; donde $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM,T} = (^{176}Hf/^{177}Hf)DM-(^{176}Lu/^{177}Hf)^{(}\lambda*T_{edad.roca})$ (según Weber et al., 2012). Se asumió $(^{176}Lu/^{177}Hf) = 0.015$ (Vervoort et al., 1999; Andersen y Griffin, 2004; Condie et al., 2005) para ortogneises y metagranitoides y $(^{176}Lu/^{177}Hf) = 0.022$ (Zhang et al., 2006) para anfibolitas. El modelo de manto empobrecido (DM) para hoy día está basado en $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{DM} = 0.283224$ (Vervoort et al., 2000) y $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM} = 0.03836$ (Weber et al., 2010), considerando $\lambda_{176Lu} = 1.867x10^{-11}a^{-1}$ (Söderlund et al., 2004; Scherer et al., 2001).

Tabla 24. Análisis isotópicos de Lu-Hf por LA-MC-ICPMS de los zircones de referencia Plešovice (Sláma et al., 2008), FC-1 (Woodhead y Hergt, 2005) y el cristal sintético MunZirc dopado con Yb (Fisher et al., 2011).

Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	ε_{Hf0} [a]	±2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf_i$	ε_{Hfi} [b]	Señal total Hf	Edad (Ma) ±2σ	Corrección expresada en unidad ε_{Hf} [c]
Zircón Plešovice															
Hf-P1	0.282497	26	0.000119	0	0.00468	7	1.467170	40	-10.2	0.9	0.282497	-2.7	16.47	337 ± 1.4	171
Hf-P2	0.282500	44	0.000129	6	0.00595	17	1.467168	69	-10.1	1.6	0.282499	-2.6	10.82	337 ± 1.4	217
Hf-P3	0.282515	38	0.000121	2	0.00575	19	1.467159	53	-9.5	1.3	0.282515	-2.1	11.31	337 ± 1.4	210
Hf-P4	0.282514	44	0.000141	18	0.00661	95	1.467159	62	-9.6	1.6	0.282513	-2.1	9.41	337 ± 1.4	241
Hf-P5	0.282510	43	0.000132	5	0.00635	13	1.467132	55	-9.7	1.5	0.282509	-2.2	10.60	337 ± 1.4	232
Hf-P6	0.282498	42	0.000137	1	0.00575	3	1.467121	61	-10.1	1.5	0.282497	-2.7	10.31	337 ± 1.4	210
Hf-P7	0.282509	25	0.000048	1	0.00191	2	1.467072	39	-9.7	0.9	0.282509	-2.3	9.92	337 ± 1.4	70
Hf-P8	0.282495	34	0.000044	1	0.00169	4	1.467027	43	-10.2	1.2	0.282495	-2.8	8.85	337 ± 1.4	62
Hf-P9	0.282467	32	0.000086	4	0.00319	12	1.467085	54	-11.2	1.1	0.282467	-3.8	9.81	337 ± 1.4	117
Hf-P10	0.282480	36	0.000141	1	0.00514	6	1.467082	54	-10.8	1.3	0.282479	-3.3	9.15	337 ± 1.4	189
Hf-P11	0.282459	27	0.000131	0	0.00497	7	1.467116	40	-11.5	1.0	0.282458	-4.1	8.64	337 ± 1.4	182
Hf-P12	0.282441	32	0.000058	4	0.00206	10	1.467062	42	-12.2	1.1	0.282441	-4.7	11.15	337 ± 1.4	76
Hf-P13	0.282468	40	0.000042	2	0.00157	7	1.467131	59	-11.2	1.4	0.282468	-3.7	11.33	337 ± 1.4	58
Hf-P14	0.282487	36	0.000046	2	0.00167	6	1.467129	54	-10.5	1.3	0.282487	-3.0	10.88	337 ± 1.4	61
Hf-P15	0.282480	45	0.000044	3	0.00159	9	1.467138	71	-10.8	1.6	0.282480	-3.3	5.72	337 ± 1.4	58
Hf-P16	0.282424	37	0.000075	1	0.00250	2	1.467140	49	-12.8	1.3	0.282424	-5.3	9.43	337 ± 1.4	92
Hf-P17	0.282445	36	0.000064	0	0.00240	2	1.467193	64	-12.0	1.3	0.282445	-4.5	8.78	337 ± 1.4	88
Promedio	**0.282481**						**1.467114**		**-10.7**		**0.282481**	**-3.2**			
2σ	**0.000053**						**0.000086**		**1.9**		**0.000053**	**1.9**			
Zircón FC-1															
Hf-FC1-1	0.282174	46	0.001364	1	0.04218	38	1.467146	78	-21.6	1.6	0.282146	2.0	15.15	1099 ± 3.3	1555
Hf-FC1-2	0.282163	38	0.001354	6	0.04198	23	1.467099	53	-22.0	1.3	0.282135	1.7	15.71	1099 ± 3.3	1548
Hf-FC1-3	0.282198	27	0.001181	5	0.04324	77	1.467125	32	-20.7	1.0	0.282174	3.0	16.54	1099 ± 3.3	1586
Hf-FC1-4	0.282190	29	0.001046	6	0.03709	39	1.467148	41	-21.0	1.0	0.282169	2.8	16.95	1099 ± 3.3	1362
Hf-FC1-5	0.282229	25	0.001445	13	0.05219	33	1.467135	32	-19.7	0.9	0.282199	3.9	16.20	1099 ± 3.3	1916
Hf-FC1-6	0.282187	27	0.000555	39	0.01520	130	1.467113	32	-21.1	1.0	0.282176	3.1	16.08	1099 ± 3.3	563
Hf-FC1-7	0.282172	29	0.001020	5	0.02781	6	1.467096	40	-21.7	1.0	0.282151	2.2	14.58	1099 ± 3.3	1030
Hf-FC1-8	0.282214	20	0.002325	20	0.06568	20	1.467122	33	-20.2	0.7	0.282166	2.8	19.20	1099 ± 3.3	2429
Promedio	**0.282198**						**1.467122**		**-20.8**		**0.282164**	**2.7**			
2σ	**0.000042**						**0.000037**		**1.5**		**0.000038**	**1.3**			

Cont. Tabla 24. Análisis isotópicos de Lu-Hf por LA-MC-ICPMS de los zircones de referencia Plešovice (Sláma et al., 2008), FC-1 (Woodhead y Hergt, 2005) y el cristal sintético MunZirc dopado con Yb (Fisher et al., 2011).

Punto no.	$^{176}Hf/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	±2SE	$^{176}Yb/^{177}Hf$	±2SE	$^{178}Hf/^{177}Hf$	±2SE	ε_{Hf0} [a]	±2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf_i$	ε_{Hfi} [b]	Señal total Hf	Edad (Ma) ±2σ	Corrección expresada en unidad ε_{Hf} [c]
Zircón MunZirc															
MZirc-1	0.282141	51	0.002282	76	0.05860	170	1.467113	67	-22.8	1.8	0.282141	-22.8	20.02	0.00	2174
MZirc-2	0.282139	41	0.002683	70	0.07160	130	1.467148	66	-22.8	1.5	0.282139	-22.8	20.06	0.00	2653
MZirc-3	0.282131	39	0.001640	190	0.04070	490	1.467118	60	-23.1	1.4	0.282131	-23.1	19.70	0.00	1512
MZirc-4	0.282167	36	0.001492	1	0.04587	53	1.467119	50	-21.8	1.3	0.282167	-21.8	18.64	0.00	1691
MZirc-5	0.282169	25	0.001427	2	0.03421	22	1.467083	33	-21.8	0.9	0.282169	-21.8	17.30	0.00	1273
MZirc-6	0.282162	25	0.002040	180	0.04740	440	1.467144	38	-22.0	0.9	0.282162	-22.0	15.30	0.00	1766
MZirc-7	0.282138	27	0.001772	77	0.03950	180	1.467089	50	-22.9	1.0	0.282138	-22.9	15.79	0.00	1474
MZirc-8	0.282129	27	0.002217	92	0.05290	230	1.467138	28	-23.2	1.0	0.282129	-23.2	14.36	0.00	1968
MZirc-9	0.282152	32	0.001937	55	0.04720	170	1.467134	36	-22.4	1.1	0.282152	-22.4	7.80	0.00	1755
MZirc-10	0.282113	30	0.002730	48	0.05940	100	1.467172	36	-23.8	1.1	0.282113	-23.8	9.98	0.00	2219
MZirc-11	0.282098	27	0.002009	68	0.04330	140	1.467214	46	-24.3	1.0	0.282098	-24.3	12.52	0.00	1618
Promedio	**0.282140**						**1.467134**		**-22.8**						
2σ	**0.000042**						**0.000071**		**1.5**						

Todas las relaciones isotópicas son valores corregidos.

[a] Calculando usando valores de CHUR de Bouvier et al. (2008): $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282785$ y $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.0336$.

[b] Constante de decaimiento de Söderlund et al. (2004) y Scherer et al. (2001): $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ años^{-1}.

[c] Corrección por interferencia estimada de ($^{176}Yb/^{177}Hf$ + $^{176}Lu/^{177}Hf$)/(0.000028) segúnFisher et al. (2014b)

Tabla 25. Datos de isotopía Rb-Sr en rocas y micas del Complejo Iglesias, Andes de Mérida, Venezuela.

Muestra	Alícuota	Descripción*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2SE	$^{84}Sr/^{86}Sr$	$^{84}Srs/^{86}Srn$	2SE	Sr(ppm)	Rb(ppm)	$^{87}Rb/^{85}Rb$	2SE	$^{87}Rb/^{86}Sr$	(%)SE	t (Ma) ± 2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)i \pm 2\sigma$
LH-01 Paragneis pelítico	LH-01(WR)	Roca total	0.743122	0.000006	0.079785	0.023202	0.000002	112.85	165.23	0.482229	0.000092	4.260093	0.01250	268 ± 15	0.7269 ± 0.0016
	LH-01(RM)	Roca total menos micas	0.731126	0.000011	0.071014	0.014430	0.000005	99.76	5.59	1.918080	0.000350	0.162579	0.03677		
	LH-01d	Mayoritariamente mica oscura (+otros minerales)	0.772359	0.000008	0.073015	0.016432	0.000004	50.42	205.70	0.527663	0.000105	11.896728	0.02460		
	LH-01b	Mica blanca	0.785627	0.000008	0.073992	0.017409	0.000003	39.75	209.70	0.501898	0.000150	15.403900	0.02442		
CM-01 Metagranitoide	CM-01(WR)	Roca total	0.739856	0.000005	0.075666	0.019083	0.000002	122.28	115.35	0.508899	0.000133	2.744354	0.01538	246.5 ± 6.0	0.73591 ± 0.00053
	CM-01(RM)	Roca total menos micas y feldespatos potásicos	0.745047	0.000004	0.075427	0.018844	0.000002	119.61	106.18	0.514980	0.000099	2.582377	0.01474		
	CM-01a	Mica blanca	1.000225	0.000017	0.102638	0.046057	0.000008	12.48	318.78	0.449554	0.000112	76.344891	0.02106		
	CM-01g	Feldespatos	0.745807	0.000009	0.062367	0.005784	0.000006	222.70	212.32	0.422692	0.000089	2.770238	0.11116		
	CM-01c	Mica blanca	1.005294	0.000014	0.107865	0.051285	0.000008	12.59	320.02	0.455046	0.000099	76.068447	0.01886		
	CM-01h	Mica blanca	0.995244	0.000013	0.109519	0.052939	0.000006	13.44	319.63	0.462280	0.000099	71.102336	0.01618		
QLI-04 Paragneis pelítico	QLI-04(WR)	Roca total	0.739856	0.000005	0.080895	0.024312	0.000003	80.29	65.33	0.567524	0.000130	2.367040	0.01596	207.6 ± 4.7	0.7362 ± 0.00053
	QLI-04(RM)	Roca total menos micas	0.733991	0.000007	0.079618	0.023036	0.000004	54.53	7.29	1.423732	0.000341	0.386731	0.012874		
	QLI-04a	Mica blanca	0.784105	0.000006	0.071660	0.015077	0.000002	39.59	209.28	0.486169	0.000097	15.432104	0.016928		
	QLI-04b	Mayoritariamente mica oscura (+otros minerales)	0.786165	0.000005	0.078990	0.022407	0.000002	39.71	208.83	0.535565	0.000098	15.365687	0.013050		
	QLI-04(MO)	Mica oscura	1.421487	0.000043	0.164572	0.108000	0.000031	5.92	439.95	0.433520	0.000091	232.27038	0.03038		

$^{(87}Rb/^{84}Sr)$spike:

MICA-I 269.31246

FSP-I 46.41200

*Más detalles en la Tabla 9 (Capítulo 2).