



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

**Límite de provincias paleoproterozoicas Yavapai y Mazatzal en el noroeste de Sonora y suroeste de Arizona: Estudios de U-Pb y Hf en zircones de rocas proterozoicas y laramídicas**

**TESIS**

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

PRESENTA:  
**WALTER VLADIMIR REATEGUI PALOMINO**

DIRECTOR DE TESIS

**DR. ALEXANDER IRIONDO PERRÉE**  
CENTRO DE GEOCIENCIAS - UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

**DR. ROBERTO MALDONADO VILLANUEVA**  
CENTRO DE GEOCIENCIAS – UNAM

**DR. LUIGI SOLARI**  
CENTRO DE GEOCIENCIAS – UNAM

**DR. PETER SCHAAF**  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA – UNAM

**DR. MARTÍN VALENCIA**  
ESTACIÓN REGIONAL DEL NOROESTE – UNAM

QUERÉTARO, MÉXICO

ENERO 2020



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## DECLARATORIA DE ETICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



WALTER CASTRO

## AGRADECIMIENTOS

Estoy profundamente agradecido al Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México por abrirme sus puertas y darme la oportunidad de crecer profesionalmente y como persona, brindándome experiencias increíbles.

Un agradecimiento importante al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante año y medio de maestría y a las instituciones que otorgaron el proyecto de investigación PAPIIT/UNAM (IN-1117118/bajo la dirección de A. Iriundo).

Quiero agradecer a mi asesor de tesis, el Dr. Alexander Iriundo Perrée, por depositar su confianza en mí, permitiéndome formar parte de su proyecto y grupo de investigación y por asesorarme y ayudarme a concluir este trabajo. Al Dr. Carlos González León por ser parte de mi comité tutor. También agradezco el apoyo en campo al Dr. Aldo Izaguirre, Dr. Dan Mijgins, Dr. Francisco Paz, Marta Gallegos y a los MScs. Anaid Fragoso y Harim Arvizu. Un agradecimiento a Eric Alegría por permitir quedarnos en su casa por algunos días en el pueblo de Ajo.

Es importante agradecer a las personas que laboran en los parques del suroeste de Arizona y en especial al Dr. Abigail Rosenberg (Barry M. Goldwater Air Force Range), al Sr. Sid Slone y a la Sra. Mary Kralovec (Cabeza Prieta National Wildlife Refuge) y al Dr. Tim Tibbitts (Organ Pipe Cactus National Monument) que nos apoyaron con los permisos para ingresar a los parques y obtener las muestras para este estudio. También un agradecimiento al Ing. Federico Godínez Leal por el permiso otorgado para el ingreso y muestreo en la Reserva de la Biosfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar.

Agradezco al Dr. Eduardo González Partida por todo el apoyo brindado para el desarrollo de los análisis de mis muestras y por la confianza depositada en mí para ser parte de su grupo de trabajo.

Le estoy muy agradecido al Dr. Carlos Ortega Obregón por la paciencia y la orientación a la hora de trabajar en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) durante los fechamientos U-Pb y los estudios isotópicos de Hf. Muchas gracias mi buen!! También agradezco al Sr. Juan Vázquez Ramírez y al Sr. Oscar Aguilar Moreno por todas las láminas que prepararon para mi tesis y también por el apoyo a la hora de hacer los cortes de las probetas.

Mil gracias a mi compañera del equipo de investigación Brighith Fonseca por todas las discusiones y orientaciones acerca de este trabajo.

Gracias al Dr. Uwe Martens que me abrió el verdadero panorama en la realización de proyectos de tesis y artículos científicos durante el nutritivo taller de redacción técnica.

Infinitas gracias a mi familia, a mi madre, mi hermana, mis sobrinos y a mi padre, que todos a la distancia, siempre estuvieron al pendiente de mi desarrollo personal y profesional.

Estoy enormemente agradecido a mi futura esposa Ana Karen Hernández y a toda su espectacular familia, que me han hecho sentir parte de su familia y siempre me apoyaron en todos mis proyectos.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todos mis compañeros del Centro de Geociencias, que desde un principio, me extendieron la mano, compartimos buenos momentos y nos apoyamos en tiempos complicados.

Aprovecho estas líneas para agradecer eternamente a mis profesores, amigos y en especial a mi tutor Franco Urbani de la Universidad Central de Venezuela, que me formaron tanto como ingeniero, geólogo y como profesional muy ético siempre. Mil gracias!

<b>ÍNDICE</b>	<b>Pág.</b>
Resumen	1
Abstract	3
 <i>Capítulo 1. Introducción</i>	 5
 <i>Capítulo 2. Antecedentes geológicos, geoquímicos e isotópicos de rocas paleoproterozoicas, mesoproterozoicas y cretácicas del suroeste de Estados Unidos de América (EUA) y noroeste de México</i>	 8
2.1 Provincias corticales paleoproterozoicas	8
2.1.1 Provincia Mojave	10
2.1.2 Provincia Yavapai	13
2.1.3 Provincia Mazatzal	16
2.2 Magmatismo Mesoproterozoico	19
2.3 Rocas laramídicas (batolito Gunnery Range)	20
 <i>Capítulo 3. Técnicas analíticas</i>	 23
3.1 Preparación de muestras, separación y caracterización de zircones para análisis geocronológico U-Pb	24
3.2 Caracterización de zircones por medio de imágenes de catodoluminiscencia para análisis geocronológico U-Pb	26
3.3 Geocronología U-Pb en zircones por LA-ICPMS	27
3.4 Método analítico Lu-Hf en zircones por LA-MC-ICPMS	28
 <i>Capítulo 4. Resultados petrográficos</i>	 32
4.1 Gneis granítico de biotita rico en cuarzo	33
4.2 Gneis granítico feldespático microclínico de biotita	34
4.3 Gneises monzograníticos	35
4.4 Gneises sienograníticos	37
4.5 Gneises tonalíticos	37
4.6 Monzogranitos	37
4.7 Pegmatita granítica feldespática de microclino	41
4.8 Sienogranitos	41
4.9 Tonalita de dos micas	41
 <i>Capítulo 5. Resultados geocronológicos U-Pb en zircón</i>	 44
5.1 Resultados de geocronología U-Pb de rocas paleo y mesoproterozoicas	44
5.1.1 Gneis monzogranítico melanocrático de biotita (QTB-3)	46
5.1.2 Sienogranito de dos micas (ADN-01)	49
5.1.3 Gneis monzogranítico de dos micas (Gila-01)	50
5.1.4 Gneis sienogranítico de biotita (Espanto-2)	51
5.1.5 Gneis sienogranítico de biotita (Welton-E)	53
5.1.6 Gneis sienogranítico melanocrático de dos micas (McDonalds)	55

5.2 Resultados de geocronología U-Pb de rocas laramídic	57
5.2.1 Monzogranito leucocrático de biotita (Drifhills)	58
5.2.2 Gneis tonalítico anfíbolítico de dos micas (Mohawk-1)	62
5.2.3 Sienogranito leucocrático de dos micas (SR-3)	64
5.2.4 Sienogranito leucocrático de dos micas (Pinta)	67
<b>Capítulo 6. Estudios isotópicos de Lu-Hf en zircones</b>	<b>70</b>
6.1 Resultados isotópicos de Hf en zircones de rocas proterozoicas	70
6.2 Resultados isotópicos de Hf en zircones de rocas laramídic	79
<b>Capítulo 7. Discusión de resultados</b>	<b>89</b>
7.1 Características petrográficas	89
7.2 Geocronología U-Pb en zircones de rocas proterozoicas	89
7.3 Geocronología U-Pb en zircones de rocas laramídic	90
7.4 Límite entre provincias paleoproterozoicas Mazatzal y Yavapai	91
7.5 Rocas laramídic y sus núcleos heredados. Asimilaciones corticales asociadas a dominios paleoproterozoicos	92
7.6 Comparación de datos isotópicos de Hf en zircones de rocas paleo y mesoproterozoicas de trabajos previos en el noroeste de Sonora	93
7.7 Propuesta de límite, sutura o zona de debilidad entre los dominios Mazatzal y Yavapai al noroeste de Sonora y suroeste de Arizona	95
<b>Capítulo 8. Conclusiones</b>	<b>99</b>
<b>Referencias</b>	<b>101</b>
<b>Apéndices</b>	
<b>Apéndice A. Geocronología U-Pb de rocas proterozoicas</b>	<b>113</b>
Tabla A.1 Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA	114
<b>A.2 Descripción de zircones de rocas proterozoicas</b>	<b>126</b>
A.2.1 Gneis sienogranítico de biotita (Wilton-02)	126
A.2.2 Gneis granítico de biotita rico en cuarzo (Ajo-2)	128
A.2.3 Gneis tonalítico (Cooper)	131
A.2.4 Gneis tonalítico de biotita (14-1/2)	132
A.2.5 Gneis sienogranítico de biotita (QTB-6)	134
A.2.6 Gneis sienogranítico de biotita (Pilotknob)	136
A.2.7 Sienogranito leucocrático de dos micas (Aztec-02)	138
A.2.8 Gneis sienogranítico de biotita (Cabeza-11)	140
A.2.9 Gneis sienogranítico de biotita (Telegraph)	143
A.2.10 Sienogranito leucocrático de biotita (Ajo-4)	144
A.2.11 Gneis monzogranítico de biotita (Ajo-3)	146
A.2.12 Gneis monzogranítico de biotita (Cabeza-9)	147
A.2.13 Gneis granítico feldespático microclínico de biotita (Chpass-	149

A.2.14 Gneis sienogranítico de biotita (Lewis-01)	151
<i>A.3 Mosaicos de imágenes de catodoluminiscencia de zircones de rocas proterozoicas</i>	154
<b><i>Apéndice B. Geocronología U-Pb de rocas laramídicas</i></b>	159
Tabla B.1 Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides laramídicos del NW de Sonora, México y del SW de Arizona, USA	160
<i>B.2 Descripción de muestras laramídicas</i>	172
B.2.1 Tonalita de dos micas (Chop-3)	172
B.2.2 Gneis tonalítico de dos micas (Cucapah-1)	174
B.2.3 Sienogranito de biotita (Choya)	176
B.2.4 Monzogranito de biotita (QTB-1)	178
B.2.5 Sienogranito leucocrático de dos micas (SR-7)	181
B.2.6 Monzogranito de biotita (Bettylee)	184
B.2.7 Monzogranito leucocrático de biotita (Gila-2)	187
B.2.8 Monzogranito de dos micas (Mohawk-3)	190
B.2.9 Monzogranito leucocrático de dos micas (Tinajas-1)	193
B.2.10 Monzogranito de dos micas (Tinajas)	196
B.2.11 Pegmatita granítica feldespática de microclina (Tinajas-2)	199
B.2.12 Monzogranito de dos micas (Tinajas-4)	201
<i>B.3 Mosaicos de imágenes de catodoluminiscencia de zircones de rocas laramídicas</i>	204
<b><i>Apéndice C. Estudios isotópicos de Lu-Hf en zircones</i></b>	208
Tabla C.1 Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora	209
Tabla C.2 Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides laramídicos del SW de Arizona y NW de Sonora	215



## **Resumen**

El basamento del suroeste de Arizona en Estados Unidos de América y noroeste de Sonora en México está caracterizado por rocas proterozoicas (gneises en su mayoría), figurando la distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas del suroeste de Laurentia (Mojave, Yavapai y Mazatzal), definidas por trabajos previos de isótopos de Nd en roca total y en últimos años por medio de isótopos de Lu-Hf en zircones. Dichas rocas proterozoicas colindan con rocas más jóvenes cretácicas (batolito Gunnery Range), llevando consigo a asociaciones isotópicas proterozoicas. Para este estudio se midieron las composiciones isotópicas de Lu-Hf en zircones de rocas graníticas de edades paleo y mesoproterozoicas, y también en zircones de rocas graníticas laramídicas, que poseen núcleos heredados proterozoicos, con el fin de obtener rangos cuantitativos de valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y edades modelo a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ). Este esfuerzo enfocado en las rocas graníticas proterozoicas pretende identificar provincias o dominios del basamento paleoproterozoico y para los zircones con edades de cristalización laramídicas, establecer rangos en mezclas de magmas derivados de la fusión de diversas fuentes corticales (Mojave, Yavapai o Mazatzal) que originaron a los granitoides laramídicos en conjunto con sus núcleos heredados proterozoicos.

Las rocas proterozoicas fueron inicialmente fechadas mediante U-Pb en zircones, obteniendo rangos de edades paleoproterozoicas que van de 1733 Ma a 1636 Ma y otras dos muestras con edades mesoproterozoicas (~1.4 Ga). Estas edades de cristalización fueron utilizadas para calcular los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y promedios de las edades modelo  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ . En las relaciones isotópicas de Hf se observó un conjunto de datos relativamente agrupados en un rango de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que va de 0.281912 a 0.281981, con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que van de +9 a +5 y edades modelo  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  con un rango de ~1.8 a ~2.1 Ga, interpretándose como una corteza de componentes magmáticos empobrecidos que se asocian al dominio tipo Mazatzal. Por otra parte, se obtuvieron otro conjunto de datos relativamente dispersos, con relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que van de 0.281672 a 0.281830, con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que van de 0 a +3 y edades modelo  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  con un rango de ~2.2 a 2.4 Ga, interpretándose como una corteza de componentes magmáticos menos empobrecidos que se asocian al dominio tipo Yavapai.

Las rocas laramídicas presentan un rango de edades de cristalización U-Pb que van desde 96 Ma a 64 Ma, un rango de edades de núcleos heredados paleoproterozoicos que van de 1637 Ma a 1750 Ma y algunos núcleos heredados con edades mesoproterozoicas de 1493 Ma y 1444 Ma. Las edades de cristalización de las rocas laramídicas y las edades de los núcleos heredados fueron

utilizadas para calcular los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y promedios de las edades modelo  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ . Los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de tres rocas laramídicas corresponden a la asimilación de una corteza poco evolucionada (no Mojave), y que, además, no presentan núcleos heredados. El resto de los zircones laramídicos poseen valores isotópicos de Hf más evolucionados, correspondiendo al rango de evolución del dominio tipo Mazatzal y siendo interpretados como resultado de una posible asimilación de una corteza paleoproterozoica de características isotópicas tipo Mazatzal. Por otra parte, se lograron calcular medias ponderadas en los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de los núcleos heredados de tres muestras, siendo estos datos estadísticamente representativos como para incluirlos dentro del rango de evolución del dominio tipo Mazatzal, consiguiendo aumentar el rango de evolución de Hf para dicho dominio.

Estas variaciones en los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y edades modelo  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ , sugieren la fusión de dos diferentes fuentes corticales que originaron estas rocas proterozoicas; por un lado, una fuente cortical más primitiva (Mazatzal) y, por otra, una fuente moderadamente más evolucionada (menos empobrecida que el dominio Mazatzal) (Yavapai). En el caso de los granitoides laramídicos, los valores isotópicos sugieren la fusión de dos diferentes fuentes corticales, una producto de una asimilación de una corteza poco evolucionada y otra correspondiendo a valores de mezcla de una fuente de corteza algo más evolucionada con asimilación cortical del dominio tipo Mazatzal, sumando el antecedente de que estos zircones de rocas laramídicas tienen núcleos heredados paleoproterozoicos con valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  también correspondientes al dominio tipo Mazatzal.

## ***Abstract***

The basement of southwest Arizona in the United States of America and northwest of Sonora in Mexico is characterized by Proterozoic rocks (mostly gneisses), including the tentative distribution of the paleoproterozoic provinces of southwest Laurentia (Mojave, Yavapai and Mazatzal), defined by whole rock Nd isotopes and in recent years by means of Lu-Hf isotopes in zircons. These Proterozoic rocks adjoin on younger Cretaceous rocks (Gunnery Range batholith), carrying with them proterozoic isotopic associations. For this study, the isotopic compositions of Lu-Hf were measured in zircons of granitic rocks of Paleoproterozoic and Mesoproterozoic ages, and in zircons of Laramide granitic rocks, which possess Proterozoic inherited cores, in order to obtain quantitative ranges of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and two-step model ages ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) values. This effort focused on Proterozoic granitic rocks is intended to identify provinces or domains of the Paleoproterozoic basement and for zircon grains with Laramide crystallization ages, establish ranges in mixtures of magmas derived from the fusion of various cortical sources (Mojave, Yavapai or Mazatzal) that originated Laramide granitoids in conjunction with their inherited Proterozoic cores.

The Proterozoic rocks were initially dated by U-Pb in zircons, obtaining paleoproterozoic ages ranging from 1733 Ma to 1636 Ma and two other samples with Mesoproterozoic ages ( $\sim 1.4$  Ga). These crystallization ages were used to calculate the values of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  model age averages. In the isotopic relationships of Hf, a relatively grouped data set was observed in ranging from 0.281912 to 0.281981, with values of  $\epsilon\text{Hf}(t)$  ranging from +9 to +5 and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  model age with a range from  $\sim 1.8$  to  $\sim 2.1$  Ga, being interpreted as a crust of impoverished magmatic components that are associated with the Mazatzal domain. On the other hand, another set of relatively dispersed data was obtained, with  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios ranging from 0.281672 to 0.281830, with values of  $\epsilon\text{Hf}(t)$  ranging from 0 to +3 and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  model age with a range of  $\sim 2.2$  to 2.4 Ga, being interpreted as a crust of less impoverished magmatic components that are associated with the Yavapai domain.

Laramide rocks have a U-Pb crystallization ages ranging from 96 Ma to 64 Ma, and ages of inherited Paleoproterozoic cores ranging from 1637 Ma to 1750 Ma and some inherited cores with Mesoproterozoic ages of 1493 Ma and 1444 Ma. The ages of crystallization of the Laramide rocks and the ages of the inherited cores were used to calculate the values of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  model age averages. The values of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  and  $\epsilon\text{Hf}(t)$  of three Laramide rocks correspond to the assimilation of a poorly evolved crust (not Mojave), and which also do not have inherited cores.

The rest of the Laramide zircons have more evolved isotopic Hf values, corresponding to the range of evolution of the Mazatzal type domain and being interpreted as a result of a possible assimilation of a Paleoproterozoic crust of Mazatzal isotopic characteristics. On the other hand, we were able to calculate weighted averages in the values of  $\epsilon\text{Hf}(t)$  of the inherited cores of three samples, these data being statistically representative to include them within the evolution range of the Mazatzal domain, managing to increase the range of evolution of Hf for that domain.

These variations in the values of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  model a ge, suggest the melting of two different cortical sources that originated these Proterozoic rocks; on the one hand, a more primitive crustal source (Mazatzal) and, on the other, a moderately more evolved source (less impoverished than the Mazatzal domain) (Yavapai). In the case of Laramide granitoids, isotopic values suggest the melting of two different crustal sources, a product of an assimilation of a poorly evolved crust and another, corresponding to mixing values of a somewhat more evolved crust source with crustal assimilation of the domain Mazatzal, adding the antecedent that these zircons of Laramide rocks have inherited Paleoproterozoic cores with values of  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  also corresponding to the Mazatzal domain.

## Capítulo 1. Introducción

El margen de la suroeste de Laurentia, formado por rifting continental durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano, es lógicamente uno de los márgenes más importantes en las reconstrucciones de Rodinia por considerarse Laurentia la parte central del supercontinente Rodinia. Cualquier esfuerzo para reconstruir este margen SW de Laurentia requiere de una caracterización precisa de la naturaleza y tiempo de vulcanismo, plutonismo, metamorfismo y deformación de las rocas proterozoicas de esta región. Esto es precisamente lo que se ha estado realizando en la geología del suroeste de Estados Unidos de América y noroeste de México.

El suroeste de los Estados Unidos de América (EUA) ha sido objeto de numerosos estudios del basamento, que han permitido caracterizar y proponer diversas divisiones de las rocas paleoproterozoicas en el margen continental del suroeste de Laurentia en tres diferentes provincias: Mojave, Yavapai y Mazatzal, que han sido definidas principalmente por estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd y Lu-Hf) (Zartman, 1974; Condie, 1981; Bennet y DePaolo, 1987; Rämö y Calzia, 1998; Wooden y Dewitt, 1991; Eisele e Isachsen, 2001; Rämö *et al.*, 2003; Wooden *et al.*, 2012; Holland *et al.*, 2015; Mako *et al.*, 2015; Chapman *et al.*, 2018). El modelo tectónico clásico del crecimiento del margen suroeste de Laurentia durante el Proterozoico es el de la amalgama de arco de islas, que defienden Whitmeyer y Karlstrom (2007), entre otros, y lo asemejan a lo que sucede hoy en día en las Aleutianas o en las islas de Indonesia. Este modelo considera a Mojavia como un microcontinente cuyo origen pudo remontarse al Arcaico y que se encontraba a una distancia indefinida del núcleo cratónico antiguo de Norteamérica. Un complejo de arco de islas, que conformaría la provincia Yavapai, colisionó contra Mojavia hace ~1.7 Ga (orogénia Yavapai, también llamada Ivanpah en California). No se conoce con claridad si primeramente Mojavia colisionó de forma independiente contra el cratón de Wyoming y luego lo hizo Yavapai, o si por el contrario primero ocurrió la amalgama de ambas provincias y posteriormente la anexión a Laurentia. De cualquier forma, tras Yavapai llegó otro complejo de arco de islas, Mazatzal, y también se acrecionó al margen suroeste de Laurentia (1.65–1.60 Ga; orogénia Mazatzal).

Al noroeste de México también diversos trabajos han permitido establecer una hipótesis sobre la distribución de las provincias paleoproterozoicas y su relación con las provincias existentes en el suroeste de EUA, enfocándose principalmente en gneises, gabros y granitoides foliados de edad Paleoproterozoica (~1.7 Ga), intrusionados por granitos de ~1.4 Ga y ~1.1 Ga (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003; Iriondo *et al.*, 2003; Castiñeiras *et al.*, 2004 y 2006; Iriondo *et al.*, 2004;

Farmer *et al.*, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Soto-Verdugo, 2006; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009; Amato *et al.*, 2009; Izaguirre, 2009; Iriondo y P remo, 2011; Iriondo *et al.*, 2013; Solari *et al.*, 2018). En la zona fronteriza entre EUA y México, al suroeste de Arizona, existen una diversidad de afloramientos proterozoicos, en forma de sierras alargadas en dirección NW-NE (Figura 1), que aún no han sido estudiados y son de importancia para reconstrucción y continuación de los basamentos paleoproterozoicos mencionados anteriormente, así como también, las rocas graníticas más jóvenes que colindan geológicamente con las rocas graníticas proterozoicas, con la finalidad de encontrar posibles relaciones isotópicas en tres ambientes tectónicos. Los afloramientos de rocas proterozoicas están siendo intruidas por rocas ígneas graníticas cretácicas (batolito Gunnery Range) (Shafiqullah *et al.*, 1980; Nourse *et al.*, 2005; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011).

El objetivo de este trabajo, en primer lugar, es realizar la evaluación e integración de los análisis geocronológicos U-Pb y estudios isotópicos de Lu-Hf en zircones de rocas graníticas proterozoicas, con el fin de diferenciar basamentos paleoproterozoicos al suroeste de Arizona y noroeste de Sonora. En segundo lugar, se estudiarán las rocas cretácicas con el fin de establecer una diferenciación de fuentes litosféricas y poder relacionarlas con los basamentos paleoproterozoicos, como una herramienta en los nuevos estudios isotópicos de Hf en rocas más jóvenes.

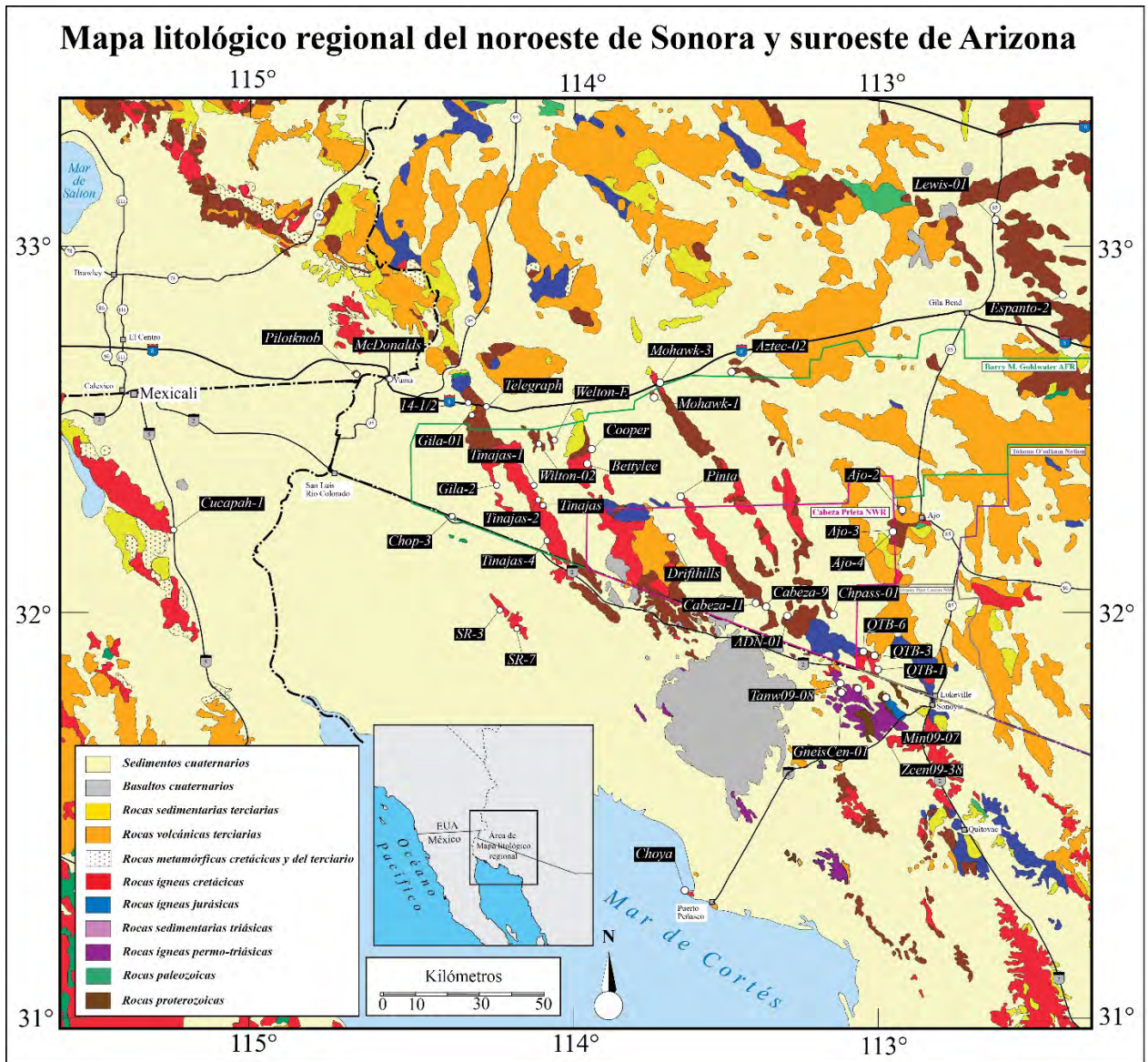


Figura 1. Mapa litológico regional del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona con las muestras usadas para este estudio. Tomado y modificado de [Iriondo et al. \(2005\)](#).

## *Capítulo 2. Marco geológico, geoquímico e isotópico de las rocas paleoproterozoicas, mesoproterozoicas y cretácicas del suroeste de Estados Unidos de América (EUA) y noroeste de México*

### **2.1 Provincias corticales paleoproterozoicas**

El basamento de la porción suroeste de Estados Unidos de América se construyó mediante la adición progresiva de una serie de arcos volcánicos y terrenos oceánicos predominantemente empobrecidos, ensamblándose a los ~1.8 Ga y conformando las provincias corticales del suroeste de Laurentia (Mojave, Yavapai y Mazatzal), que fueron definidas principalmente por estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos (Sm-Nd y sus edades modelos y en los últimos años se ha trabajado con los isótopos de Lu-Hf). Cada provincia se puede definir como un dominio geográfico de dimensiones continentales que está constituido por rocas paleoproterozoicas con características geológicas y con firmas geoquímicas e isotópicas que hacen posible la discriminación entre cada una de ellas. Geográficamente, entre las provincias, existen límites difusos (suturas) que pueden ser ocasionalmente zonas de transición debido a su edad y a la naturaleza de la formación de las mismas.

Uno de los primeros trabajos realizados con la finalidad de diferenciar los basamentos proterozoicos al oeste de los Estados Unidos de América fue el de [Zartman \(1974\)](#), en donde definió patrones característicos en la composición isotópica de Pb en rocas ígneas mesozoicas y cenozoicas, dando como resultado tres áreas o provincias isotópicas; el área I, que conforma parte de los estados de Utah, Arizona, sur de Nevada y el sureste de California, se caracteriza por tener isótopos de Pb no radiogénico cuyo posible material de origen sean rocas de basamento cristalino precámbrico de la corteza inferior o del manto. El área II, que comprende la zona centro y norte de Nevada, contienen isótopos de Pb radiogénico cuyo posible material de origen sean rocas sedimentarias miogeosinclinales isotópicamente homogeneizadas y erosionadas de la corteza superior precámbrica adyacente. Por último, el área III, en el centro y norte de California, posee una composición isotópica de Pb intermedia entre el área I y II, cuyo posible material de origen sean rocas eugeosinclinales sedimentarias, volcánicas y plutónicas, posiblemente asociadas a procesos de subducción (Figura 2.1a).

[Condie \(1981\)](#) realizó una diferenciación de provincias de la corteza precámbrica del suroeste de los Estados Unidos de América, definidas principalmente en base a fechamientos U-Pb en zircones e isócronas de Rb-Sr en rocas supracorticales, reconociendo así, tres provincias de norte a sur: una de 1.72 a 1.80 Ga, otra de 1.65 a 1.72 Ga y una última de 1.1 a 1.2 Ga. Los datos



geoquímicos y de isótopos de Sr indican una fuente de manto superior agotada de forma variable para los basaltos y una fuente de la corteza inferior de corta duración ( $< 100$  Ma) para granitos y magmas volcánicos félsicos (Figura 2.1a).

Posteriormente [Bennet y DePaolo \(1987\)](#), determinaron relaciones isotópicas iniciales de Nd y sus edades modelo en rocas ígneas y metamórficas para mapear los límites de las provincias al oeste de los Estados Unidos de América. La provincia 1 está compuesta de rocas corticales del centro de Utah y el noreste de Nevada y que se caracteriza por tener valores promedios de  $\epsilon_{Nd}$  (1.7 Ga)  $\sim 0$  y  $T_{DM} \sim 2.0 - 2.3$  Ga. La provincia 2 cubre Colorado y el sur de Utah y el noroeste de Arizona y tiene valores de  $\epsilon_{Nd}$  (1.7 Ga)  $\sim +3$  y  $T_{DM} \sim 1.8 - 2.0$  Ga. La provincia 3, que comprende las rocas del basamento de Nuevo México y el sur de Arizona, tiene valores de  $\epsilon_{Nd}$  (1.7 Ga)  $\sim +5$  y  $T_{DM} \sim 1.7 - 1.8$  Ga (Figura 2.1a).

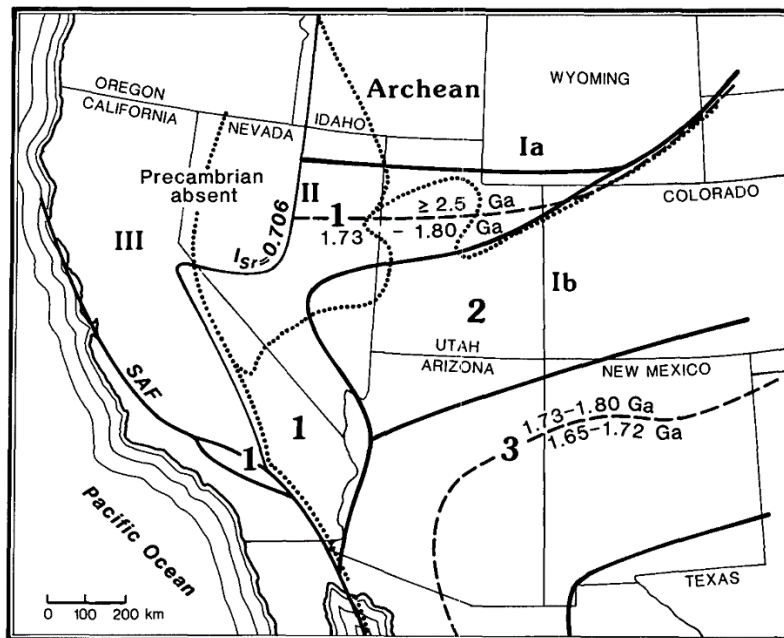


Figura 2.1a Comparación de los límites de la corteza definidos en función de las edades de cristalización (líneas discontinuas) ([Condie, 1981](#)), isótopos de Pb (líneas de puntos) ([Zartman, 1974](#)) e isótopos de Nd (líneas continuas gruesas) ([Bennet y DePaolo, 1987](#)).

[Iriondo y Premo \(2011\)](#) presentan una visión general sobre el significado y evolución de las provincias paleoproterozoicas en el suroeste de Estados Unidos de América y al noroeste de México, también se introducen algunos conceptos geológicos novedosos para la geología de Sonora, como el de la existencia de un doblez oroclinal que denominan “doblezo oroclinal Caborca”. También se introduce como concepto novedoso la existencia de una zona de debilidad cortical paleoproterozoica en dirección NW-SE, asociada espacialmente a las rocas de la provincia Yavapai mexicana, que pudo haber condicionado notablemente algunos eventos geológicos desde tiempos

proterozoicos hasta el Cuaternario y que permite conciliar muchos aspectos de la geología de Sonora (Figura 2.1b)

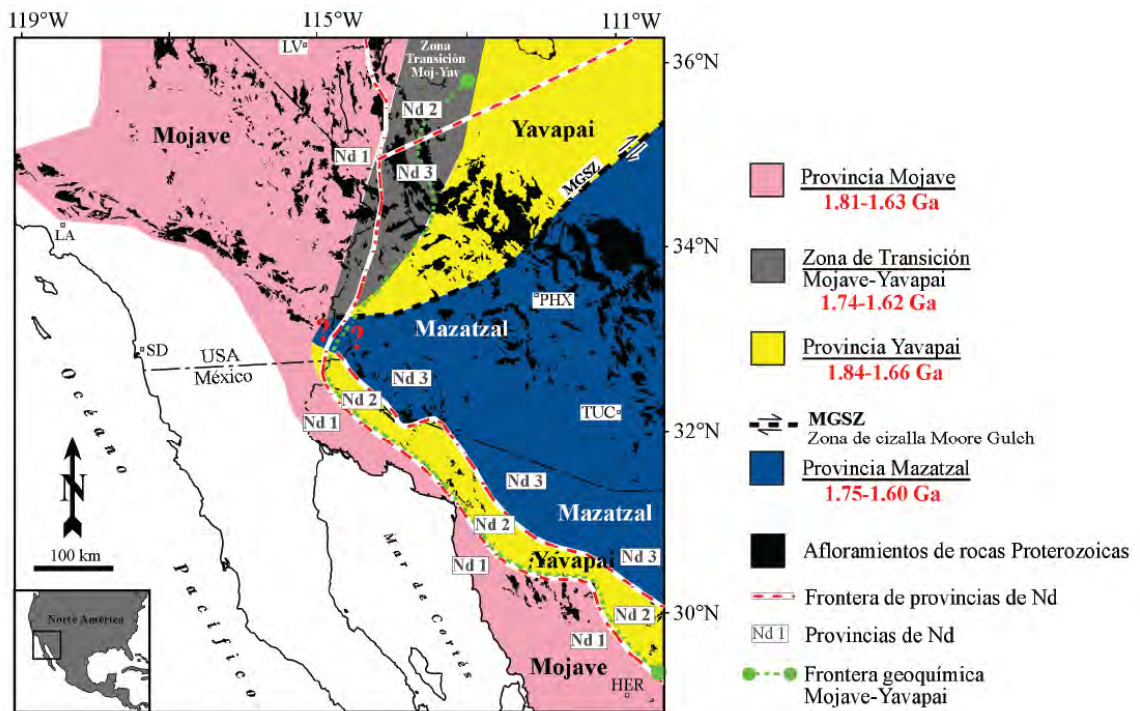


Figura 2.1b Distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el suroeste de Laurentia incluyendo los afloramientos del noroeste de México (Iriondo y Premo, 2009). El rango de edades de cristalización para cada una de las provincias está basado en la recopilación de edades de [Iriondo et al. \(2004\)](#). También se presenta, de forma tentativa, la extensión de la traza de fronteras de Nd y de las series geoquímicas al internarse hacia México ([Iriondo y Premo, 2009](#)). Las abreviaciones son LA: Los Ángeles, SD: San Diego, LV: Las Vegas, PHX: Phoenix, TUC: Tucson, HER: Hermosillo.

A continuación, se presentará el estado actual del conocimiento de los aspectos geológicos, geoquímicos e isotópicos de las provincias corticales paleoproterozoicas del suroeste de Estados Unidos de América y noroeste de México:

### 2.1.1 Provincia Mojave

La provincia cortical Mojave, localizada al sur de Nevada y centro-sur de California, se caracteriza por afloramientos aislados en la provincia de Basin and Range de gneises paleoproterozoicos (1.78 - 1.68 Ga.) con un alto grado metamórfico (anfíbolita a granulita), que contienen evidencia isotópica de materiales corticales más antiguos ([Bennett y DePaolo, 1987](#); [Karlstrom y Bowring, 1988, 1993](#); [Wooden et al., 1988](#)). Se ha propuesto que la provincia Mojave se originó a partir de la renovación de una antigua corteza continental preexistente de edad Arqueana y/o Paleoproterozoica (~2.7 - 2.0 Ga). Se estima que algunos magmas precursores de

rocas ígneas de esta provincia posiblemente asimilaron hasta un ~40% de la corteza preexistente (Wooden y Miller, 1990; Rämö y Calzia, 1998).

Las rocas plutónicas que conforman la provincia Mojave en el suroeste de Estados Unidos de América son de composición variable (monzogranito, sienogranito, granodiorita y diorita), con edades de cristalización de ~1.6 a 1.8 Ga y características petrogenéticas generalmente asociadas a ambientes de “intraplaca” (Wooden y DeWitt, 1991; Bender, 1994). Estas rocas presentan fábricas ortognésicas y en general un alto grado metamórfico (anfíbolita a granulita) asociado a la orogenia Ivanpah (~1.7 Ga) (Young *et al.*, 1989; Wooden y Miller, 1990; Wooden *et al.*, 1994). Esta orogenia de formó rocas produciendo pliegues con ejes verticalizados con vergencia estructural NE y una foliación subvertical de intensidad variable con orientación NE (Karlstrom y Bowring, 1991). Anderson *et al.* (1993) y Bender (1994) destacan que la mayoría de los intrusivos pre- y sinorogénicos de la provincia Mojave son monzogranito y, en menor medida, sienogranito, granodiorita y diorita. Estos autores también destacan que los intrusivos presentan relaciones altas de Fe/Mg, valores elevados de K<sub>2</sub>O, y están enriquecidos en elementos LILE (Rb, Ba, Y, Th) y tierras raras (REE). También mencionan que, para los diagramas de discriminación de ambiente tectónico de formación de granitos, de acuerdo con la clasificación de Pearce *et al.* (1984), la mayoría de los granitos paleoproterozoicos de la provincia Mojave presentan composiciones que caen en el campo de granitos intraplaca.

Los datos isotópicos Sm-Nd existentes para rocas ígneas paleoproterozoicas (~1.7 Ga) de la provincia Mojave muestran valores iniciales de  $\epsilon_{Nd}$  de -3 a +1 (tendencias negativas) y puntualmente entre -5 y -1.4 para rocas graníticas en la región de Death Valley (Rämö y Calzia, 1998). Asimismo, estas rocas presentan edades modelo de Nd (T<sub>DM</sub>) de ~2.0 a 2.4 Ga que corresponden a un basamento definido como provincia de Nd I por Bennet y DePaolo (1987).

Wooden *et al.* (2012) realizaron estudios de U-Pb e isotopía en Hf en zircones de rocas de basamento al sur de California proporcionando importantes conocimientos sobre la formación de la provincia Mojave y su incorporación al suroeste de Laurentia, la cual se ensambló en un entorno de margen convergente de larga duración, caracterizado por un plutonismo de arco calco-alcalino entre 1.79 y 1.73 Ga, y continuó con un plutonismo post-Ivanpah relativamente félsico y potásico entre 1.69 y 1.64 Ga. Los valores de  $\epsilon_{Hf(t)}$  para los zircones magmáticos pre-orogenia y post-orogenia Ivanpah presentan un rango muy amplio que va desde +11 a -10, sugiriendo que la provincia Mojave se formó a partir de la mezcla de componentes del manto empobrecido y manto enriquecido.

Holland *et al.* (2015) analizaron plutones de granodiorita antiguos (1.84 - 1.71 Ga) y rocas metasedimentarias antiguas (1.75 Ga esquistos Vishnu) a través de un transecto de 180 km de largo en la zona del Gran Cañón, al noroeste de Arizona, Estados Unidos de América, con la finalidad de diferenciar, mediante estudios isotópicos de Hf en circones, las provincias paleoproterozoicas de Mojave y Yavapai y esclarecer el límite de sutura que separa ambas provincias. Los plutones al este de la zona de cizalladura Crystal datan de 1.74–1.71 Ga y producen valores juveniles de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de +5 a +12 que son característicos de la provincia de Yavapai. Los plutones al oeste de la zona de cizalla Crystal muestran granos paleoproterozoicos juveniles a evolucionados ( $\epsilon\text{Hf}(t)$  de -5 a +10), así como granos de 1.85 Ga y xenocristales Arqueanos ( $\epsilon\text{Hf}(t)$  de -12 a +10). Estos datos respaldan la propuesta de que la zona de cizalladura Crystal marca un límite agudo entre las provincias de la corteza de Mojave y Yavapai.

Recientemente, Chapman *et al.* (2018) realizaron estudios de U-Pb, Lu-Hf y determinación de  $\delta^{18}\text{O}$  en zircones de rocas ígneas del Triásico Temprano al Mioceno, de un transecto de >1300 km a lo largo del suroeste de la Cordillera de los Estados Unidos, con el fin de probar que las composiciones isotópicas reflejan cambios geodinámicos relacionados a múltiples episodios de extensión, contracción y migración del arco magmático durante el Mesozoico al Cenozoico, aprovechando que el registro magmático es casi continuo durante este tiempo. Dichos zircones estudiados contienen núcleos heredados paleoproterozoicos que fueron asociados a la provincia Mojave por sus valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y su ubicación de muestreo: núcleos heredados asociados a la provincia Mojave con edades ~1.7 Ga y un rango de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que va de -1.5 a 2.

En el Complejo Bámori, al noroeste de Sonora, México, Castiñeiras *et al.* (2004) realizaron fechamientos U-Pb en zircones de granitoides félsicos, arrojando una edad de 1770 Ma y unos valores isotópicos de  $\epsilon\text{Nd}$  de +0.5 a -5.0, siendo esta firma isotópica muy relacionada con la provincia de basamento Mojave de Estados Unidos de América. Seguidamente en el resumen de Castiñeiras *et al.* (2006), realizaron estudios geocronológicos y de isótopos de Nd a tres complejos metamórficos al noroeste de Sonora, de este a oeste, Tecolote, Bámori y La Tortuga, cuyas edades varían de 1650 a 1800 Ma y sus valores de  $\epsilon\text{Nd}$  oscilan entre +1.12 a -0.24 y edades modelo de Nd entre 2.08 y 2.21 Ga, indicando una contaminación de una fuente de manto agotada con una fuente cortical enriquecida más antigua, producto posiblemente de la fusión parcial directa de un manto litosférico enriquecido del Arqueano debajo de un margen continental adelgazado de un cratón Arqueano.

Posteriormente en la región de Caborca, se realizaron estudios geocronológicos U-Pb en zircones e isotópicos de Nd en roca total (Farmer *et al.*, 2005), en donde el paragneis del Complejo Bámori ( $\geq 1.7$  Ga) tiene una edad modelo de Nd de 2.4 Ga y contiene zircones detríticos que varían en edad desde el Paleoproterozoico (1.75 Ga) hasta el Arqueano (3.2 Ga) y que a diferencia de la provincia Mojave estadounidense, la corteza Precámbrica Caborca contiene granitos de 1.1 Ga (Granito Aibo), que según los análisis isotópicos de Nd, es gran parte producto de la anatexis del basamento precámbrico local. Los paragneises con edades y características isotópicas similares ocurren en la provincia de Mojave en el sur de California y se propone que la corteza Precámbrica de Caborca es un segmento autóctono aislado de la corteza de la provincia Mojave que comparte una historia geológica proterozoica similar, pero no idéntica, con la provincia Mojave que se encuentra al suroeste de Estados Unidos de América.

En el área de Sierrita Prieta, que se localiza al sur de Trincheras, Sonora, Soto-Verdugo (2006) reporta rocas gnéissicas paleoproterozoicas con edades de U-Pb en zircones de ~1727 a 1733 Ma y valores de  $\epsilon_{Nd}$  en roca total de -1.1 a -0.5 y edades modelo de ~2.0 y 2.1 Ga, indicando que estas rocas también tienen firmas similares a las rocas presentes en la provincia paleoproterozoica Mojave.

Amato *et al.* (2009) realizaron estudios en la zona del Rancho La Lamina al noroeste de Sonora, en donde las edades de U-Pb en zircones y los valores de isótopos de Nd de las rocas Proterozoicas indican la presencia de un basamento tipo “Caborca”. Los granitoides tienen edades de 1763 - 1737 Ma, con valores de  $\epsilon_{Nd}$  de +1.4 a -4.3, asociándolo a la provincia de Mojave (Farmer *et al.*, 2005).

### **2.1.2 Provincia Yavapai**

La provincia paleoproterozoica Yavapai, en sus afloramientos más representativos en la zona suroccidental y centro de Arizona, se compone de rocas plutónicas de composición variable (cuarzodiorita, tonalita, granito y granodiorita) y edades de ~1710 a 1750 Ma. A esta provincia se le asocian rocas volcánicas, volcanoclásticas y rocas de piroclástico tales como lavas almohadilladas, así como flujos de rocas félsicas. Las características petrogenéticas de las rocas ígneas de esta provincia son mayoritariamente “calcalinas”, es decir, rocas formadas en ambiente de arco volcánico. Estas rocas sufrieron deformación penetrativa alrededor de los ~1.70 Ga durante la orogenia Yavapai (Karlstrom *et al.*, 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Williams, 1991; Duebendorfer *et al.*, 1998). Esta orogenia se relaciona en el tiempo con la orogenia Ivanpah propuesta en la provincia Mojave, y está caracterizada en Arizona por foliación subvertical

de di reción NE que pudi eran r epresentar la acreción/colisión del arco de islas Yavapai, al continente norteamericano (Karlstrom y Bowring, 1991, 1993).

Otras características de las rocas ígneas presentes en la provincia Yavapai incluyen que la mayoría de las rocas tienen una composición en elementos mayores como  $K_2O$  y  $Na_2O$  y traza menos enriquecida que la de las rocas de la provincia Mojave, así como una relación Fe/Mg más baja. Las rocas de la provincia Yavapai no muestran un enriquecimiento notable en elementos de radio iónico grande (LILE), como lo son el Rb, Ba, Pb y de otros elementos traza (Y, Th); ni en tierras raras (REE). El comportamiento de los elementos usados para los diagramas discriminatorios de ambiente de formación de granitos de Pearce *et al.* (1984) (Nb-Y y Rb-(Nb+Y)) sugiere que la gran mayoría de las rocas ígneas de la provincia Yavapai fueron formadas en un ambiente de arco volcánico (Bender, 1994).

Los datos isotópicos Sm-Nd de rocas paleoproterozoicas (~1.7 Ga) de la provincia Yavapai, en contraste con los de la provincia Mojave, muestran valores iniciales de  $\epsilon Nd$  más positivos (+4.7 a +3.5) y edades modelo de ~1.65–1.85 Ga, que son más cercanas a la edad de cristalización de las rocas, y corresponden a rocas de la provincia de Nd 2 (Bennett y DePaolo, 1987). Sin embargo, autores como Wooden y Dewitt (1991) mencionan que para algunas zonas del Yavapai, como las cercanas al Gran Cañón del Colorado en Arizona, los valores de  $\epsilon Nd$  varían entre +3.0 a +0.8 y con correspondientes edades modelo entre ~1.85 y 1.95 Ga.

Al suroeste de Estados Unidos de América, Chapman *et al.* (2018) realizaron estudios de U-Pb, Lu-Hf y determinación de  $\delta^{18}O$  en zircones de rocas ígneas del Triásico Temprano al Mioceno, de un transecto de >1300 km a lo largo del suroeste de la Cordillera de los Estados Unidos, reportando núcleos heredados con edades ~1.7 Ga y un rango de  $\epsilon Hf(t)$  que va de 0 a +5, asociándolo a un basamento tipo Yavapai.

Hacia el noroeste de México, Valenzuela-Navarro *et al.* (2003) reportaron una edad de 1730 Ma para el granito El Crestón, ubicado en los alrededores de la mina de cobre-molibdeno El Crestón en la región de Opodepe (Sonora central). También reportaron un valor de  $\epsilon Nd$  de +3.1 para este granito, considerándolo como basamento paleoproterozoico tipo Yavapai.

En la región de Quitovac, Iriondo *et al.* (2004) realizaron estudios de geocronología U-Pb en zircones e isótopos de Nd en roca total diferenciando así dos bloques de basamento Paleoproterozoico: el bloque “Caborca” con granitoides de edades de 1.71 - 1.69 Ga, caracterizado por un  $\epsilon Nd$  menos agotado (+0.6 a +2.6) y edades modelo de 2.1 - 1.9 Ga, exhibiendo una afinidad

con las rocas de la provincia Yavapai o de la zona de transición Mojave-Yavapai. Por otro lado, el bloque “Norte América” posee granitoides con edades de 1.71 - 1.66 Ga, caracterizado por un  $\epsilon\text{Nd}$  agotado (+3.4 a +3.9) y edades modelo de 1.8 - 1.7 Ga, asociándolo a la provincia Mazatzal o posiblemente a la provincia Yavapai en Arizona.

En la zona fronteriza al suroeste de Arizona y noroeste de Sonora, (Nourse *et al.*, 2005) diferencia dos bloques Paleoproterozoicos, un complejo oriental (1.72 - 1.69 Ga) y un complejo occidental (1.64 - 1.63 Ga), que en base a los análisis isotópicos de Nd tienen valores de  $\epsilon\text{Nd}$  de +2 a +4, superponiéndose con las provincias Yavapai y Mazatzal de Arizona. El complejo oriental tiene la edad apropiada y la firma isotópica de Nd para ser parte de la provincia Mazatzal, pero registra un importante tectonismo y metamorfismo a los 1.6 Ga que es posterior a la orogenia Mazatzal.

En la región de Cerros San Luisito, que se localiza a 10 km al oeste del área Mina La Herradura, Gutiérrez-Coronado *et al.* (2008) reportan un basamento gnéisico tipo Yavapai con edades de cristalización U-Pb de zircones de ~1676–1712 Ma y valores de  $\epsilon\text{Nd}$  de +1.13 a +2.87 con edades modelo de ~1.76 a 1.91 Ga.

Para la zona de Canteras-Puerto Peñasco, al noroeste de Sonora, Arvizu *et al.* (2009) realizaron fechamientos U-Pb en zircones a gneises bandeados proporcionando edades de ~1.7 Ga. También realizaron estudios isotópicos Sm-Nd en roca total presentando valores de  $\epsilon\text{Nd}$  entre +1.9 a -0.6 y edades modelo Nd de 1.91–2.02 Ga. Los estudios isotópicos de Hf en zircones arrojaron valores  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  entre +1.9 a +5.1 y con correspondientes edades modelo de Hf a dos pasos ( $T_{DM}^C$ ) de 2.07–2.50 Ga, concluyendo que dichos protolitos ígneos de estos gneises pudieron haber sido formados por fuentes mantélicas con algún grado de contribución cortical, similar a las rocas de la provincia Yavapai en el suroeste de Estados Unidos de América.

Las rocas gnéisicas paleoproterozoicas en el área Mina La Herradura, localizada a ~100 km al noroeste de la ciudad de Caborca, Sonora, presentan edades U-Pb entre ~1714 y 1683 Ma y valores isotópicos  $\epsilon\text{Nd}$  entre +1.7 y +0.5 con un rango de edades modelo de 1.86–1.92 Ga lo que sugiere que las rocas del basamento en el área Mina La Herradura presentan características similares a las de la provincia Yavapai en el SW de Norte América y son similares a otras ocurrencias de este tipo en el noroeste de Sonora (Izaguirre, 2009).

### 2.1.3 Provincia Mazatzal

La provincia paleoproterozoica Mazatzal del sur de Arizona está compuesta por rocas supracorticales de bajo grado metamórfico e intrusiones hipoabisales (1.75-1.62 Ga) con características isotópicas juveniles (empobrecidos); estas rocas fueron de formadas durante la orogenia Mazatzal entre 1.67-1.62 Ga (Karlstrom *et al.*, 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Conway y Silver, 1989). Esta orogenia está caracterizada por fábricas de deformación variable subverticales de orientación NE y se piensa que representen la colisión de un arco de islas (arco Mazatzal) de orientación NE respecto al continente, justo al sureste del arco de islas Yavapai que ya colisionó anteriormente contra el continente durante la orogenia Yavapai (Karlstrom y Bowring, 1991).

Los datos isotópicos Sm-Nd de las rocas ígneas paleoproterozoicas (~1.7) de la provincia Mazatzal muestran valores iniciales de  $\epsilon_{Nd}$  en general muy positivos (+5) que corresponden básicamente a rocas derivadas de un manto primitivo del paleoproterozoico. Las edades modelo de Nd de ~1.7 a 1.8 Ga en conjunto permiten agruparlas para formar la provincia de Nd 3 en el SW de Estados Unidos (Bennett y DePaolo, 1987).

A pesar de que la mayoría de las rocas ígneas expuestas en las provincias Yavapai y Mazatzal tienen las mismas edades de cristalización que las rocas de la provincia Mojave, los estudios isotópicos de Pb y Nd sugieren que las rocas de las provincias Yavapai y Mazatzal no presentan mayor participación de material cortical neoarqueano. Los isótopos sugieren que estas provincias están compuestas de material juvenil similar al que se presenta en ambientes de arco de islas, con magmas derivados de una fuente mantélica parecida al MORB actual, pero algo empobrecido en LREE (Bennett y DePaolo, 1987; Wooden y DeWitt, 1991).

Eisele e Isachsen (2001) realizaron geocronología U-Pb en zircones y estudios isotópicos de Sm-Nd en roca total a rocas metaturbidíticas basales pertenecientes al bloque Pinal y a rocas sedimentarias con componentes volcánico (cuarcitas y rocas metavolcánicas) pertenecientes al bloque Cochise, ambos bloques dentro del dominio Mazatzal y presentes al suroeste de Arizona, en los Estados Unidos de América. Al bloque Cochise se le estimaron zircones detríticos en un rango de 1630 a 1674 Ma, con valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  ~+2.9 a +3.8. Al bloque Pinal se le estimaron zircones detríticos en un rango de 1678 a 1731 Ma, con valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  ~+0.2 a +2.3, disminuyendo de sureste a nor este, lo que indica la entrada progresiva de material más evolucionado hacia el cratón.



Al norte de las montañas Burro, al suroeste de New Mexico, [Rämö et al. \(2003\)](#) realizaron fechamientos U-Pb en zircons de una diabasa toleítica que intruye la corteza tipo Mazatzal, con una edad de 1630 Ma y una firma isotópica de manto agotado de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de +4.2.

Hacia la parte central de Arizona, en la zona de Four Peaks, [Mako et al. \(2015\)](#) realizaron estudios en rocas asociadas a las orogenias Mazatzal y Picuris para establecer las relaciones y restricciones de la estratigrafía y tectonismo de la provincia Mazatzal, resultando edades U-Pb de granitos paleoproterozoicos de 1.68–1.66 Ga y los estudios isotópicos de Hf en un rango de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de +2.0 a +10.5.

Al suroeste de Estados Unidos de América, [Chapman et al. \(2018\)](#) reportan núcleos heredados con edades  $\sim 1.7$ -1.6 Ga y un rango de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  que va de +4 a +10, asociándolo a un basamento tipo Mazatzal.

Hacia el noroeste de Sonora, México, [Iriondo et al. \(2013\)](#) realizaron estudios de Hf en la zona de Quitovac en rocas gneísicas y graníticas paleoproterozoicas ( $\sim 1.66$ –1.78 Ga) definiendo al este, la provincia de Mazatzal, con un rango de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de +1.7 a +9.2 y una edad modelo de  $\sim 1.82$  Ga; al oeste definieron la provincia Yavapai, con un rango de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de -0.9 a +8.7 y una edad modelo promedio de  $\sim 2.05$  Ga. También estudiaron rocas paleoproterozoicas en la zona de Bámuri, al sur de Caborca, obteniendo un rango de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de -3.8 a +1.9 y una edad modelo promedio de  $\sim 2.20$  Ga, asociando esta zona a una corteza similar a la provincia Mojave.

Más recientemente, [Solari et al. \(2017\)](#) mencionan que el basamento cristalino en Sonora está formado por diferentes componentes; al oeste, se tiene la provincia Caborca-Mojave que está caracterizada por el Complejo Bámori, con edades U-Pb de 1.70 a 1.77 Ga, valores de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  con un rango de -0.2 a +3.2, siendo moderadamente juveniles a ligeramente evolucionados y obteniéndose edades modelo de 2.4–2.1 Ga. En la parte intermedia, al este de Hermosillo, las unidades ortogneísicas Palofierral y La Ramada tienen edades U-Pb de 1.64 Ga y 1.70 Ga, con valores de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de  $\sim +8.95$  y +6.43 y edades modelos de 1.79 Ga y 2.0 Ga, respectivamente. Por último, estos autores proponen que al noreste de Sonora se tiene una extensión sur de la provincia Mazatzal, representada por el esquistos Pinal, con edades U-Pb entre 1.69 a 1.67 Ga, con valores de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de +7.54 y +7.88 y edades modelos de 2.1 y 1.8 Ga, respectivamente.

A continuación, se presenta una tabla resumen de los valores isotópicos de Sm-Nd y Lu-Hf promedios de los basamentos paleoproterozoicos al suroeste de Estados Unidos de América y noroeste de México.

**Tabla 2.1** Valores isotópicos de Sm-Nd y Lu-Hf promedios de los basamentos paleoproterozoicos al suroeste de Estados Unidos de América y noroeste de México

Provincia Paleoproterozoica	Edad del intrusivo (Ga)	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ a $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ *	$\epsilon\text{Hf}_{(t)}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	Referencia	Región
Mojave	1.7	0	+3		2.0	Bennet y DePaolo (1987)	Suroeste de EUA
	1.7	-5 a +1	-1 a +4		2.0 a 2.4	Rämö y Calzia (1998)	
	1.79 a 1.64			-10 a +11		Wooden <i>et al.</i> (2012)	
	1.84 a 1.71			-5 a +10		Holland <i>et al.</i> (2015)	
	1.9			-12 a +10		Holland <i>et al.</i> (2015)	
	1.7			-2 a 2		Chapman <i>et al.</i> (2018)	Noroeste de México
	1.8	-5 a +1	-1 a +4			Castiñeiras <i>et al.</i> (2004)	
	1.8 a 1.65	+0 a +1	+3 a +5		2.08 a 2.21	Castiñeiras <i>et al.</i> (2006)	
	1.7				2.4	Farmer <i>et al.</i> (2005)	
	1.7	-1.1 a -0.5	+2		2.0 a 2.1	Soto-Verdugo (2006)	
1.7 a 1.8			-4 a +2	2.2	Iriondo <i>et al.</i> (2013)	Suroeste de EUA	
1.8	-4.3 a +1.4	-4 a +5			Amato <i>et al.</i> (2009)		
1.7	+4 a +5	+7 a +9		1.65 a 1.85	Bennet y DePaolo (1987)		
Yavapai	1.74 a 1.71			+5 a +12		Holland <i>et al.</i> (2015)	Suroeste de EUA
	1.7	+1 a +3	+3 a +6		1.85 a 1.95	Wooden y Dewitt (1991)	
	1.7			0 a +5		Chapman <i>et al.</i> (2018)	
	1.7	+3.1	+6			Valenzuela-Navarro <i>et al.</i> (2003)	Noroeste de México
	1.7	+1 a +3	+3 a +6		1.9 a 2.1	Iriondo <i>et al.</i> (2004)	
	1.7	+1 a +3	+3 a +6		1.76 a 1.91	Gutiérrez-Coronado <i>et al.</i> (2008)	
	1.7	-1 a +2	+1 a +5	+2 a +5	1.91 a 2.02 / 2.07 a 2.50	Arvizu <i>et al.</i> (2009)	
	1.7	+1 a +2	+3 a +5		1.86 a 1.92	Izaguirre (2009)	
	1.7 a 1.8			-1 a +9	2.1	Iriondo <i>et al.</i> (2013)	
1.7			0 a +3	2.1 a 2.4	Solari <i>et al.</i> (2017)	Suroeste de EUA	
1.7	+5		+9	1.7 a 1.8	Bennet y DePaolo (1987)		
1.6 a 1.7	+3 a +4	+6 a +7			Eisele e Isachsen (2001)		
1.7	0 a +2	+2 a +5			Eisele e Isachsen (2001)		
1.6	+4.2	+8			Rämö <i>et al.</i> (2003)		
1.7			+2 a +10		Mako <i>et al.</i> (2015)		
1.6 a 1.7			+4 a +10		Chapman <i>et al.</i> (2018)		
1.7 a 1.6	+2 a +4	+5 a +7			Nourse <i>et al.</i> (2005)		Noroeste de México
1.7	+3 a +4	+6 a +7		1.7 a 1.8	Iriondo <i>et al.</i> (2004)		
1.7 a 1.8			+1.7 a +9.2	1.8	Iriondo <i>et al.</i> (2013)		
1.7			+7.54 a +7.88	1.8 a 2.1	Solari <i>et al.</i> (2017)		

\*Transformación aplicada por medio de fórmula en Vervoort y Blichert-Toft (1999)

## 2.2 Magmatismo Mesoproterozoico

En el suroeste de Laurentia hay registro de dos importantes eventos magmáticos mesoproterozoicos. Un primer evento a los  $\sim 1.4$  Ga que corresponde al emplazamiento de granitos interpretados tradicionalmente como anorogénicos (tipo A). Esta interpretación ha sido cuestionada por [Nyman \*et al.\* \(1994\)](#), quienes en base a observaciones estructurales realizadas en plutones del suroeste de EUA concluyen que el magmatismo es sintectónico y ligado a un régimen de esfuerzos compresivo y transpresivo, y que el emplazamiento de los granitos se produjo a favor de estructuras preexistentes (zonas de cizalla y límites entre provincias). Otros autores relacionan el magmatismo de  $\sim 1.4$  Ga con la coetánea provincia cortical de Granitos y Riolitas, que muchos identifican como un arco continental magmático activo entre  $\sim 1500$  a  $1230$  Ma. [Rivers y Corrigan \(2000\)](#) proponen que el magmatismo de  $\sim 1.4$  Ga se produjo en respuesta al rifting en el retro-arco desencadenado por el roll-back de la placa oceánica subducente hacia el oeste. Más recientemente, [Bickford \*et al.\* \(2015\)](#) asocian estos granitos a inestabilidades en la interacción litosfera-astenosfera en un margen continental activo afectado por la colisión periódica de arcos de islas marginales o exóticos.

El segundo evento magmático mesoproterozoico es el que da lugar a la suite A MCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito) de  $\sim 1.1$  Ga de la provincia Grenville, y a los granitos anorogénicos y anortositas equivalentes en otras regiones de Laurentia. Este evento magmático ha sido relacionado con el colapso orogénico de la corteza sobre-engrosada de Laurentia tras la orogenia Grenvilliana ([McLelland \*et al.\*, 1996](#) y [2010](#)). En Sonora aparece representado por los denominados granitos Aibó y las anortositas El Tecolote. Por relaciones de campo, se sabe que las anortositas son más tardías que los granitos (se ha podido observar esta relación en Sierrita Blanca ([Enríquez-Castillo \*et al.\*, 2009](#)) y Sierra Prieta ([Izaguirre-Pompa, 2009](#))). [Iriondo y Premo \(2011\)](#) advierten una correlación espacial entre el magmatismo de  $1.1$  Ga y la provincia Yavapai, atribuyéndolo a que esta provincia en Sonora constituye una zona de debilidad cortical que facilitó la canalización de los magmas.

[Bennet y DePaolo \(1987\)](#) realizaron un análisis isotópico de Sm-Nd en rocas mesoproterozoicas distribuidas al suroeste de Arizona, suroeste de California y sur de Nevada obteniendo datos de  $\epsilon_{Nd}$  en un rango de  $-3.9$  a  $-1.13$  asociándolas a la provincia de basamento Mojave y a una posible zona de transición entre Mojave y Yavapai.

Hacia el suroeste de Estados Unidos de América, [Goodge y Vervoort \(2006\)](#) realizaron estudios de isotopía en Hf en zircones de los granitos mesoproterozoicos ( $\sim 1.4$  Ga) que intruyen a la corteza de basamento Paleoproterozoico. Los granitos que intruyen el basamento Yavapai tienen

valores más altos de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (+3.3 a +5.4), lo que refleja sus fuentes más juveniles, mientras que los granitos que intruyen el basamento Mojave muestran contribuciones de fuentes corticales más evolucionados con un rango de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de (-1.35 a 1.7).

[Rämö et al. \(2003\)](#) realizó fechamientos U-Pb en zircones e isotopía Sm-Nd en roca total a muestras que se encuentran en la zona de la provincia Mazatzal, granitoides con edad de 1460 Ma y un rango de  $\epsilon\text{Nd}$  de +2.3 a +4.0.

[Wooden et al. \(2012\)](#) mencionan que rocas aortosíticas y rocas intrusivas graníticas a sieníticas de edad Mesoproterozoico (1.4 a 1.2 Ga) derivan completamente del basamento de la provincia de Mojave ya que los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (Granitos alcalinos y cuarcitas (1.4 Ga) = -6.1 a +5; Asociación AMCG (1.2 Ga = -1 a +11) reflejan fuentes de magma intracontinentales y procesos magmáticos en la parte de la provincia Mojave de Laurencia después de la formación de la corteza paleoproterozoica.

En el suroeste de Sonora, [Solari et al. \(2017\)](#) estudiaron el granito de Cananea con una edad U-Pb en zircones de ~1.4 Ga y una isotopía en Hf con un rango de +1 a +7 siendo moderadamente juveniles, mientras que el granito de San Luis, en el rancho Bámori solo está marginalmente más evolucionado con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de -1 a +3. Concluyendo que dichos valores moderadamente juveniles requerirían un componente cortical primitivo con una edad comprendida entre 1.6 y 1.8 Ga.

### **2.3 Rocas laramídicas (batolito Gunnery Range)**

Se cree que la orogenia larámide (~80–40 Ma) está relacionada con la subducción de bajo ángulo o flat-slab de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana ([Coney y Reynolds, 1977](#); [Saleeby, 2003](#); [Liu y Currie, 2016](#)). Esta orogenia dio origen a un proceso de magmatismo relacionado al desarrollo de un arco magmático que habría migrando aparentemente hacia el este, alcanzando su máxima extensión en la región de Big Bend de Texas en USA y en la Sierra Madre Oriental en México durante el Eoceno Tardío ([Fitz-Díaz et al., 2018](#)). [Shafiqullah et al. \(1980\)](#) mencionan que el afloramiento más extenso de estas rocas en el sur de Arizona es el batolito Gunnery Range, expuesto en el área restringida de Yuma Gunnery Range y el noroeste de Sonora, el cual consiste en una serie de intrusiones de granitos de grano grueso, leucocráticos y que con frecuencia contienen dos micas y ocasionalmente granate. [Arnold \(1986\)](#) menciona que el Gunnery Range forma parte de cinco cadenas montañosas paralelas con orientación noroeste al sur del condado de Yuma y en las partes más occidentales de los condados de Pima y Maricopa y

afloramientos menores se extienden a Sonora, México. [Nourse et al. \(2005\)](#) reportan dioritas de grano medio, granodioritas de hornblenda-biotita y granitos leucocráticos con biotita de edad laramídica intruyendo a rocas del basamento proterozoico en la zona fronteriza entre USA y México, al noroeste del campo volcánico de El Pinacate.

Los afloramientos de rocas ígneas laramídicas en el noroeste de México siguen también un alineamiento NW-SE, y comprenden una serie de complejos volcánicos-plutónicos que incluyen derrames de lavas, alomerados y flujos piroclásticos mayormente de composición intermedia; grandes plutones graníticos que intrusionan localmente a las rocas volcánicas comagmáticas; y finalmente, una serie de cuerpos intrusivos tardíos emplazados a diferentes profundidades, que incluyen una variedad de diques de lamprófido, aplita y pegmatita, así como troncos subvolcánicos, algunos de los cuales funcionaron como centros de mineralización importante a escala regional ([Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011](#)).

Los granitos laramídicos son más abundantes que los proterozoicos y muestran una orientación estructural general noroeste-sureste asociados al evento extensional del Basin and Range del Mioceno. Al suroeste de Arizona estas rocas graníticas laramídicas constituyen el batolito Gunnery Range, definido por [Shafiqullah et al. \(1980\)](#), a partir de estudios geológicos y de fechamientos K-Ar. Este batolito se formó por un proceso de plutonismo y vulcanismo relacionado con un arco magmático migrando hacia el este (orogenia laramíde), asociado a la convergencia hacia el este de la placa oceánica Farallón debajo de la placa Norteamericana ([Coney, 1976](#)), comenzando a los 75 Ma y culminando a los 50 Ma, generando granitos de grano grueso, leucocráticos, que con frecuencia contienen dos micas y ocasionalmente granates. En el trabajo mencionado anteriormente de [Fornash et al. \(2013\)](#), también trabajan con intrusiones graníticas de edades laramídicas (67–73 Ma) con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que van de -9.3 a -7.5 indicando que estos granitos probablemente se derivaron de fuentes dominadas por el granito mesoproterozoico Oracle, respaldando esta conclusión con la presencia de abundantes núcleos heredados de zircón de 1.4 Ga que producen valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  dentro del rango observado de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  para el granito Oracle. [Chapman et al. \(2018\)](#) sugieren que los datos isotópicos de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  en zircones de rocas ígneas del Triásico temprano al Mioceno están relacionados con la migración del magmatismo a diferentes provincias litosféricas (basamentos proterozoicos). Para rocas con edades U-Pb entre 80 a 60 Ma estos autores obtuvieron rangos de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que van de -10 a -14 y de -6 a -10 en la región de Arizona y que, a su vez, están relacionados con los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de sus núcleos heredados por medio de líneas de evolución de Lu/Hf, ubicándolos con la fusión parcial de sus respectivas fuentes litosféricas a través del tiempo.

Al noroeste de México, al oeste de Quitovac, en Sierra Pinta, [Arvizu e Iriondo \(2011\)](#) en sus estudios isotópicos de Hf e Zircones de granitoides pérmicos reportan dos granitoides cretácicos de carácter pegmatítico con edades de 67 Ma y 68 Ma ([Arvizu et al., 2009](#); [Arvizu-Gutiérrez, 2008](#)) y un rango de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  que va de -8.7 a -10.6 y -7.5 a -11.6 y edades modelos a dos pasos ( $\text{TDM}_2^C$ ) que van de 1.40 a 1.50 Ga y 1.34 a 1.56 Ga, respectivamente. Estos autores proponen la hipótesis sobre la maduración-evolución del arco continental del suroeste de EUA para la generación de los magmas durante la parte superior del Fanerozoico, en la cual sugieren que la participación de la corteza disminuye en la formación de los magmas a medida que evoluciona o madura el arco y, en consecuencia, la participación mantélica aumenta con el tiempo. Esta hipótesis explicaría el aumento de los valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y el rejuvenecimiento de las edades modelo durante la evolución del magmatismo del arco continental en el suroeste de EUA.

### Capítulo 3. Técnicas analíticas

Para la realización de este estudio se tomaron un total de 40 muestras de rocas distribuidas desde el noroeste de Sonoyta, al noroeste de Sonora, México, siguiendo por los alrededores de la zona fronteriza y abarcando parte del suroeste del estado de Arizona, Estados Unidos de América (Tabla 3). La distribución de las muestras se hizo en base a la cantidad de afloramientos de rocas proterozoicas y en los lugares en donde autores previos no habían trabajado en dicha zona. Además, se tomaron muestras de rocas ígneas cretácicas ya que constituyen extensiones de cuerpos rocosos de importante extensión en la zona de estudio. La base cartográfica geológica usada para la ubicación de las muestras en campo es la publicada en [Iriando et al. \(2005\)](#) (Figura 3).

Tabla 3. Tabla de muestras, localidades y coordenadas geográficas.

Muestra	Localidad	Lat. (°N) <sup>†</sup>	Long. (°W) <sup>†</sup>	
QTB-3	Quitobaquito Hills, Organ Pipe Cactus National Monument	31°59'13.7"	113°01'39.8"	Suroeste de Arizona, Estados Unidos de América
ADN-01	Agua Dulce Mountains, Cabeza Prieta Wildlife Refuge	32°06'11.9"	113°18'4.61"	
Wilton-02	Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°33'38.1"	114°07'17.2"	
Ajo-2	Little Ajo Mountains, suroeste Ajo	32°21'12.4"	112°54'46.3"	
Cooper	Cooper Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°33'01.5"	113°57'40.4"	
14-1/2	Foothills Mountain, NE Fortuna Foothills	32°39'56.3"	114°22'53.3"	
QTB-6	Quitobaquito Hills, Organ Pipe Cactus National Monument	31°59'52.0"	113°03'08.0"	
Aztec-02	Noroeste Aztec Hills	32°47'45.7"	113°30'06.2"	
Cabeza-11	Sur de Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wildlife Refuge	32°07'34.7"	113°24'34.3"	
Gila-01	Gila Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°34'23.0"	114°20'52.0"	
Espanto-2	East Gila Bend, Maricopa Mountains	32°59'49.6"	112°26'11.8"	
Telegraph	Telegraph Pass Trail	32°39'36.0"	114°19'14.1"	
Ajo-4	West Ajo Peak, Ajo	32°19'40.7"	112°55'53.1"	
Ajo-3	West Ajo Peak, Ajo	32°19'40.7"	112°55'53.1"	
Cabeza-9	South Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wildlife Refuge	32°07'22.7"	113°23'39.7"	
Chpass-01	South Cholla Pass, Cabeza Prieta Wildlife Refuge	32°05'57.5"	113°10'16.5"	
Lewis-01	Arizona Prison Complex - Lewis - Buckley Unit	33°11'38.9"	112°38'57.2"	
Wilton-E	Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°34'07.9"	114°04'42.9"	
McDonalds	Cerro Restaurante McDonalds, Yuma	32°41'52.0"	114°36'31.0"	
Chop-3	Sureste San Luis Río Colorado, noroeste Reserva de la Biosfera Gran Desierto de Altar	32°21'45.0"	114°24'30.0"	
QTB-1	Quitobaquito Hills, Organ Pipe Cactus National Monument	31°57'33.8"	113°00'57.7"	
Drifhills	Cabeza Prieta Mountains, Cabeza Prieta Wilderness	32°16'38.3"	113°41'39.4"	
Bettylee	Betty Lee Mine, Copper Mountains	32°30'41.7"	113°59'16.7"	
Gila-2	Vapoki Ridge, Gila Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°27'07.3"	114°16'52.4"	
Mohawk-1	Mohawk Mountains, San Cristobal Valley	32°42'0.10"	113°45'43.0"	
Mohawk-3	Mohawk Mountains, San Cristobal Valley	32°43'47.3"	113°44'32.0"	
Tinajas-1	Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°26'14.5"	114°08'37.1"	
Tinajas	Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°23'30.3"	114°06'48.5"	
Tinajas-2	Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°23'57.5"	114°06'56.7"	
Tinajas-4	Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range	32°18'58.6"	114°05'07.3"	
Pinta	Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wilderness	32°25'34.8"	113°39'26.3"	
Pilotknob	Pilot Knob, sureste de California	32°43'53.0"	114°44'43.0"	California, EUA
Choya	Puerto Peñasco	31°20'02.5"	113°37'34.4"	Noroeste de Sonora, México
SR-7	Sierra El Rosario, Sierras Sepultadas	32°04'07.5"	114°11'33.2"	
SR-3	Sierra El Rosario, Sierras Sepultadas	32°06'02.1"	114°13'47.8"	
Zcen09-38	Arroyo La Sangre, Sierra Los Tanques	31°53'57.7"	113°04'30.6"	
Tanw09-08	Noroeste Sierra Los Tanques	31°56'08.0"	113°09'04.0"	
Min09-07	Mina Berrendos, NE zona axial Sierra Los Tanques	31°52'45.2"	112°59'41.7"	
GneisCen-1	Centro Sierra Los Tanques	31°48'53.0"	112°59'29.0"	
Cucapah-1	Sierra de Los Cucapahs, Baja California Norte	32°18'15.3"	115°19'33.4"	

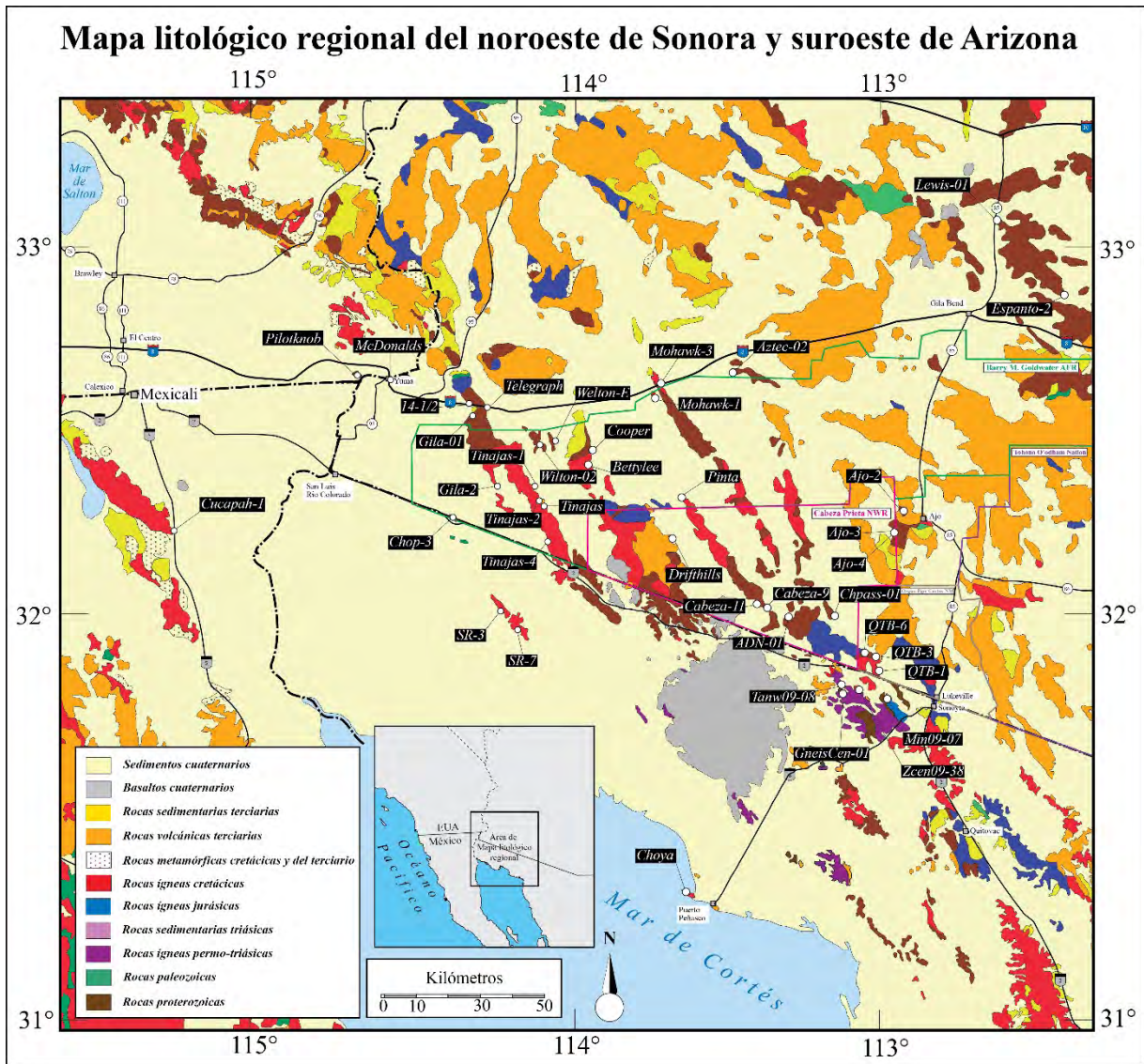


Figura 3. Mapa litológico regional del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona con las muestras usadas para este estudio. Tomado y modificado de [Iriondo et al. \(2005\)](#).

### 3.1 Preparación de muestras, separación y caracterización de zircones para análisis geocronológico U-Pb

La preparación de las muestras inicia en la recolección en campo, en donde se obtiene una cantidad considerable de fragmentos de roca (entre 3 a 6 cm), hasta llegar a una aproximado de ~3–4 kg con su respectiva identificación. Estos fragmentos deben de estar frescos, sin meteorización ni vetillas mineralizadas para evitar cualquier tipo de alteración hidrotermal o de intemperismo que altere la composición química inicial. También se hace la recolección de una muestra de mano representativa y otro fragmento de roca adecuado para realizar una sección delgada de la muestra para su posterior estudio petrográfico. Las láminas delgadas se realizaron en



el Taller de Laminación del Centro de Geociencias (UNAM), con un total de 36 láminas delgadas utilizadas para este trabajo.

La separación y caracterización de los zircons se realizó en el Laboratorio de Caracterización Mineral del Centro de Geociencias (CarMinLab-UNAM), en donde las técnicas aplicadas se enumerarán a continuación: (1) trituración de los fragmentos de muestra con la quebradora de quijadas, en donde se logra obtener dos fracciones de la muestra mediante tamizado (malla 60), una fracción granulométrica mayor a 0.250 mm y otra menor a 0.250 mm; (2) lavado con agua de la fracción que pasa la malla 60 ( $<0.250$  mm) y posterior secado en horno de laboratorio; (3) separación de minerales magnéticos, paramagnéticos y no magnéticos, mediante el separador magnético tipo “Frantz” modelo LB-1; (4) técnica de líquido pesado, en donde la fracción de muestra no magnética es pasada por Ioduro de Metileno (MEI: *Methylene Iodide*), cuya densidad es de  $\sim 3.33$  gr/cm<sup>3</sup>, obteniendo una concentración de minerales mayores a la densidad del MEI por decantación. El zircón, con una densidad de  $\sim 4.66$  gr/cm<sup>3</sup> (Finch y Hanchar, 2003), estará contenido en dicha concentración decantada, la cual fue guardada en pequeños viales de vidrio para su posterior selección y montaje.

La caracterización de los zircons por cada muestra comienza con su selección y montaje a mano, luego de la técnica de líquido pesado (MEI). Alrededor de más de cien granos de zircón de cada muestra fueron seleccionados cuidadosamente bajo una lupa binocular, en donde se eligen varias poblaciones de zircons representativos (tamaño, forma y color), para después ser montados de forma lineal sobre una superficie adhesiva, que posteriormente, por medio de un molde cilíndrico ( $\sim 2.5$  cm de diámetro), se coloca la mezcla de resina epóxica en el cual quedarán cubiertos los zircons. Seguidamente, la probeta es desbastada con papel de lija (#1500 y 3000) hasta exponer la superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircons, enfocándonos en los de menor tamaño y procurando evitar la pérdida de algún grano durante este proceso.

Se obtuvieron fotografías de luz transmitida y reflejada para cada una de las filas de zircons de cada muestra, utilizando un microscopio petrográfico convencional marca Olympus BX41-P. La finalidad de fotografiar los zircons por medio de luz transmitida es principalmente reconocer inclusiones fluidas, de apatito y/u otras fases minerales dentro de los zircons, así como también fracturas y/o alteraciones internas. Las fotografías de luz reflejada nos permiten apreciar fracturas o discontinuidades en la superficie expuesta de los zircons.

Las probetas con zircones correspondientes a cada muestra, fueron recubiertas con una película muy delgada de carbón, utilizando el equipo SANYU QUICK CARBON COATER SC-701C, con el fin de poder obtener imágenes de catodoluminiscencia por medio de un microscopio electrónico de barrido (SEM: *Scanning Electron Microscope*), de marca Hitachi y modelo S-3100H con detector de catodoluminiscencia marca KED developments modelo Centaurus (300–650 nm) (imágenes SEM-CL), en el Laboratorio de Caracterización Mineral (CarMinLab) del Centro de Geociencias (UNAM).

### **3.2 Caracterización de zircones por medio de imágenes de catodoluminiscencia para análisis geocronológico U-Pb**

Las imágenes de catodoluminiscencia se obtuvieron con la finalidad de poder caracterizar los zircones obtenidos en cada muestra. Una de las características más importantes de observar es la variación en la zonación, la cual corresponde a los dominios de crecimiento de carácter ígneo para el caso de las muestras en este estudio, así como también la presencia de núcleos heredados con evidencias de texturales de reabsorción y en otros casos, modificaciones en la zonación oscilatoria por efecto de calentamiento (metamorfismo e hidrotermalismo) posterior (e.g. [Schaltegger et al. \(1999\)](#)) que hayan sufrido los zircones según sea el caso. En conjunto con las imágenes de luz transmitida y reflejada, se hace la elección de los sitios potenciales para los análisis de U-Pb. En el Apéndice B.3 se observan las tiras de imágenes de catodoluminiscencia correspondiente a cada muestra, en donde se tienen ubicados los puntos de ablación elegidos para cada secuencia de análisis U-Pb, como también para la secuencia usada en los análisis isotópicos en Hf. Esta información aportada por todas estas imágenes, es una herramienta que no solo sirve para la elección de los puntos de ablación, sino también para la interpretación de los análisis U-Pb en la determinación de edades de cristalización de las muestras, edades de sus núcleos heredados y las edades de otros eventos magmáticos y/o metamórficos que pudieron haber afectado a las rocas bajo estudio.

La luminiscencia en minerales se debe a la excitación por electrones, iones o rayos X que inciden sobre la muestra. La catodoluminiscencia es causada por un electrón incidente que excita un electrón de la muestra a un estado de mayor energía ([Marshall, 1988](#)). Después de permanecer en ese nivel de energía más alto por un corto tiempo, el electrón vuelve a un nivel más bajo y emite la energía perdida como un fotón. Son posibles diferentes transiciones: el electrón puede volver al estado fundamental directamente o mediante niveles de energía intermedios. [Marshall \(1988\)](#) ha proporcionado información de talladas sobre el comportamiento de los electrones durante la

excitación. Tales efectos de luminiscencia son posibles solo si la configuración de los niveles de energía permite tales interacciones. Las transiciones de átomos excitados a niveles de energía más altos no son posibles en materiales conductores como los metales, por lo que no se produce catodoluminiscencia.

La catodoluminiscencia es un caso particular de luminiscencia en que la fuente de excitación son electrones. La catodoluminiscencia se produce sólo en el caso de que la estructura cristalina afectada presente algún tipo de defecto, entre los que cabe citar alguno de los siguientes: a) no estequiometría, b) imperfecciones estructurales (desorden, destrucción por radiación, destrucción por impacto), c) impurezas sustitucionales o intersticiales que distorsionen la red cristalina. Es común que los cristales naturales presenten defectos, que actuarán como zonas en que se absorbe de forma preferente la energía del haz de electrones. De ese modo, los dominios de imperfección se convierten en centros de luminiscencia (Melgarejo *et al.*, 2010).

### 3.3 Geocronología U-Pb en zircones por LA-ICPMS

Los análisis geocronológicos de U-Pb en zircón se realizaron mediante la técnica de ablación láser y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (LA-ICP-MS: *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), marca Thermo, modelo ICap Qc, integrado a un sistema de ablación láser de excímeros, marca ASI (antes Resonetics), modelo Resolution M050, ubicado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), dentro del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

Previo a la medición isotópica, las muestras (probeta con zircones) se limpiaron con HNO<sub>3</sub> 1M con la finalidad de eliminar o minimizar cualquier posible contaminación por la presencia de Pb común en la superficie de los granos. Primeramente, el haz del láser incide sobre la superficie del cristal con una energía de ~130–140 mJ y a una tasa de repetición de 5 Hz, creando un hoyo provocado por la volatilización de un área del zircón (*spot* o punto de análisis) de ~23 μm de diámetro y de ~6 a 7 μm de profundidad para obtener un total de ~2.5 ng de masa ablacionada durante cada análisis. La ablación se lleva a cabo por 30 segundos con el fin de minimizar la profundidad del hoyo de ablación y, de la misma manera, el fraccionamiento elemental. Posteriormente, el material ablacionado (vaporizado) es evacuado de la celda de ablación y transportado al espectrómetro de masas en un flujo de He (350 ml) y N<sub>2</sub> (4.5 ml) mezclado con gas Ar (flujos de gas optimizados diariamente) para después ser analizado (Solari *et al.* (2017)).

Dos zirrones estándares ampliamente utilizados fueron empleados para este trabajo: 91500 ( $1065.4 \pm 0.6$  Ma, [Wiedenbeck et al. 1995](#)) y Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  Ma, [Sláma et al. 2008](#)). En el caso de los análisis en zirrones, una secuencia típica de medición por ablación láser en el LEI inicia con el análisis de dos muestras de referencia certificada (vidrios estándar NIST SRM 610), seguido por cinco análisis de zircón estándar 91500 y tres análisis del zircón estándar Plešovice, para luego hacer la medición de diez análisis de zirrones desconocidos, seguido de dos análisis del zircón estándar 91500 y un análisis de zircón estándar Plešovice sucesivamente, finalizando con dos análisis de los zirrones estándares Plešovice y 91500 y un análisis del vidrio estándar NIST SRM 610.

Para la reducción de los datos se usó el software de análisis de datos científicos “Igor Pro (6.37)”, trabajando en conjunto con los programas “VisualAge (2013.02)” ([Petrus y Kamber \(2012\)](#)) y “Iolite (2.5)” ([Paton et al., 2011](#)). Las edades fueron calculadas y graficadas en diagramas de concordia empleando el programa computacional “Isoplot (3.0)” usado como complemento en Excel ([Ludwig, 2003](#)).

### **3.4 Método analítico Lu-Hf en zircón por LA-MC-ICPMS**

Después de realizar los análisis isotópicos de U-Pb en los zirrones elegidos de cada muestra, se realizó la selección de puntos para Hf, enfocados en los zirrones que se tomaron en cuenta para el cálculo de la edad de la roca correspondiente, colocando un *spot* de 44  $\mu\text{m}$  sobre el mismo punto anterior de ablación U-Pb o, si el zircón era lo suficientemente grande, y contaba con ambos bordes en punta, se colocaba el punto de ablación para Hf en el lugar opuesto a la ablación de U-Pb, ocupando el mismo dominio de finido mediante las imágenes de catodoluminiscencia. Para la isotopía de Hf se utilizó un espectrómetro de masas de multicolección de plasma inductivamente acoplado, marca Thermo, modelo Neptune Plus. El análisis isotópico de Lu-Hf se realizó también en el LEI, ubicado en el CGEO de la UNAM.

Las medidas isotópicas de Lu-Hf de zirrones fueron obtenidas en modo estático en los detectores de Faraday obteniendo simultáneamente  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{173}\text{Yb}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{176}\text{Lu-Hf-Yb}$ ,  $^{177}\text{Hf}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{179}\text{Hf}$  y  $^{180}\text{Hf}$ . Cada ablación tuvo una duración de 60 segundos, empleando una tasa de repetición de 5 Hz y una fluencia o densidad de energía de  $6 \text{ J/cm}^2$ . Se utilizaron 350 ml de He como gas portador, a los que se agregaron 11 ml de  $\text{N}_2$  justo después de la célula de ablación pero antes de la mezcla con gas Ar (aproximadamente 960 ml). Los blancos de gas se midieron antes de cada

análisis sin el disparo del láser y luego se restaron de la señal principal en el estadio de reducción de datos (Ortega-Obregón *et al.*, 2014).

Para los análisis de Hf, el fraccionamiento por profundidad es considerado nulo, por lo que la manera de hacer las correcciones consiste en analizar una serie de zircones sintéticos llamados MUN (Fisher *et al.*, 2011), que contienen diferentes cantidades conocidas de tierras raras, alternados con los zircones desconocidos para monitorear y, si es el caso, corregir el *drift* o deriva instrumental. Adicionalmente, se analizan estándares secundarios que sirven como control de calidad. Posteriormente, la secuencia de análisis inicia con 2 puntos de control en el estándar 91500 seguido por 4 en el zircón artificial MUN; a continuación se analizan 15 zircones desconocidos seguidos por uno del estándar 91500 y los cuatro MUN, y así sucesivamente hasta terminar las muestras (Juárez-Zúñiga, 2016).

Los factores más importantes que deben controlarse para obtener datos geológicamente significativos son la forma en que se monitorean y corrigen los fraccionamientos de masas y las interferencias. Las correcciones de interferencia son cruciales, ya que  $^{176}\text{Hf}$  es inferido mediante  $^{176}\text{Lu}$  y  $^{176}\text{Yb}$ , ambos naturalmente presentes en el zircón, y su contenido debe ser evaluado correctamente y tomado en cuenta. Para el Lu, la existencia de un solo isótopo libre de interferencias isobáricas,  $^{175}\text{Lu}$ , no permite calcular un factor de corrección de fraccionamiento de masas adecuado. En este caso, se midieron  $^{175}\text{Lu}$  y se utilizó la relación conocida de  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02656$  (Blichert-Toft y Albarède, 1997), junto con  $\beta\text{Yb}$ , asumiendo que Lu fraccione como Yb. Para Yb, hay disponibles tres isótopos sin interferencias, que incluyen,  $^{171}\text{Yb}$ ,  $^{172}\text{Yb}$  y  $^{173}\text{Yb}$ . Medimos  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{173}\text{Yb}$ , los dos isótopos más abundantes, y utilizamos la relación conocida de  $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.79618$  (Chu *et al.*, 2002) para estimar los otros isótopos de Hf (Ortega-Obregón *et al.*, 2014).

La constante de decaimiento de  $^{176}\text{Lu}$  utilizada es de  $1.867 \times 10^{-11}$  años $^{-1}$ , según Scherer *et al.* (2001) y Söderlund *et al.* (2004). Cabe señalar que en la actualidad existen diversos valores propuestos para la constante de decaimiento y sus limitaciones en las edades modelo de Hf en zircones, los cuales se explican en Arvizu e Iriondo (2011). Para este trabajo se emplean los valores del reservorio uniforme condritico (CHUR: *Chondritic Uniform Reservoir*),  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$  de Bouvier *et al.* (2008). Los valores del manto empobrecido (DM: *Depleted Mantle*) son  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  tomados de Griffin *et al.* (2000). Estos

datos fueron empleados para el cálculo de los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  (épsilon Hf hoy),  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  (épsilon Hf inicial) y edades modelos.

Las edades modelo son comúnmente usadas para estimar el tiempo de separación de un fundido de un reservorio de referencia, es decir, el manto empobrecido (DM) o el reservorio uniforme condrítico (CHUR). Idealmente, las edades modelo Nd en roca total marcan el tiempo de separación de un fundido del reservorio del manto empobrecido. Tal “edad de formación cortical” tiene que estar relacionada a información geoquímica o geocronológica de la roca antes de que esta edad pueda ser interpretada en un contexto geológico pertinente (Nebel *et al.*, 2007).

Las edades modelo a un paso ( $T_{DM}$ ) proporcionan solo una edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el zircón ha cristalizado. Por lo tanto, también se ha calculado, para cada zircón, una “edad modelo cortical” (edades modelos a dos pasos), la cual asume que la fuente del magma fue producida de una corteza continental promedio (máfica ( $T_{DM1}^C$ ), intermedia ( $T_{DM2}^C$ ) o félsica ( $T_{dm3}^C$ )) que inicialmente fue derivada del manto empobrecido. Las edades modelo de Hf a dos pasos fueron calculadas para la roca fuente del magma asumiendo valores de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$  de una corteza máfica promedio (Vervoot y Patchett, 1996),  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  de una corteza intermedia promedio (Griffin *et al.*, 2002) y, por último,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$  de una corteza félsica promedio (Amelin *et al.*, 1999).

Por otro lado, las edades U-Pb registran el tiempo de cristalización de un magma y eventos de metamorfismo, mientras que las edades modelo Hf en zircones son una medida de la edad de residencia cortical o el tiempo promedio desde que la fuente del magma del cual los zircones cristalizaron fue extraída de un reservorio mantélico específico, usualmente el manto empobrecido. De este modo, las edades U-Pb en zircones no proporcionan información evidente sobre si la nueva corteza formada en tal evento magmático es juvenil o retrabajada (Kemp *et al.*, 2006; Zheng *et al.*, 2006). Consecuentemente, al relacionar estas edades modelo Hf con las edades de cristalización U-Pb permite investigar la conexión temporal entre las edades de los episodios importantes de actividad ígnea y la formación y crecimiento de nueva corteza juvenil (Zhang *et al.*, 2006b, 2006c).

Para las muestras de este trabajo se realizaron análisis isotópicos de Lu-Hf enfocados en los zircones más concordantes y tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada o intersecciones superiores en los casos que apliquen. Para la selección de los puntos de ablación se prestó atención al tamaño del zircón, ya que el spot de ablación para Lu-Hf es mucho más grande

(~44  $\mu\text{m}$ ) que el utilizado para el análisis de U-Pb (~23  $\mu\text{m}$ ). Posteriormente a la obtención de las relaciones isotópicas medidas en los zircones, se calculó el  $\epsilon\text{Hf}(0)$  y la edad modelo a un paso ( $T_{\text{DM}}$ ) para cada zircón, para luego, calcular el  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y las edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ ,  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$  y  $T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ ). Por último, se realizaron medias ponderadas para los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\epsilon\text{Hf}(0)$ ,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  y promedios de las edades modelos  $T_{\text{DM}}$ ,  $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ , utilizando estos datos ya que uno representa la edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el zircón ha cristalizado ( $T_{\text{DM}}$ ) y el otro representa la fuente del magma que fue producida de una corteza intermedia continental promedio ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ).

## Capítulo 4. Resultados petrográficos

La clasificación principal realizada a las rocas utilizadas para este estudio es de carácter textural, observando así, rocas gneílicas y graníticas, para posteriormente clasificarlas petrográficamente de acuerdo a su mineralogía (minerales primarios, secundarios y accesorios), texturas ígneas y metamórficas (Tabla 4.1 y Figura 4).

Tabla 4.1. Clasificación petrográfica y asociaciones minerales de rocas graníticas al suroeste de EUA y noroeste de México.

Muestra	Nombre de la roca	Minerales primarios	Minerales secundarios	Minerales accesorios
Ajo-2	Gneis granítico de biotita rico en cuarzo	Qtz+Pl	Bt	Ms+Chl+Min.Op.+Zrn
Chpass-01	Gneis granítico feldespático microclínico de biotita	Afs+Qtz	Bt+Ttn	Ms+Zrn+Min.Op.
Ajo-3	Gneis monzogranítico de biotita	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ttn	Hbl+Ser+Zrn+Min.Op.
Cabeza-9	Gneis monzogranítico de biotita	Qtz+Pl+Afs	Bt	Chl+Ms+Zrn+Min.Op.
Gila-01	Gneis monzogranítico de dos micas	Qtz+Afs+Pl	Bt+Ms+Cpx	Ttn+Ser+Zrn+Min.Op.
QTB-3	Gneis monzogranítico melanocrático de biotita	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ttn+Cpx	Chl+Min.Op.+Zrn
Lewis-01	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt+Ttn	Ms+Ser+Min.Op.+Zrn
Wilton-02	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ttn	Zrn+Cpx+Zrn+Min.Op.
QTB-6	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt	Ms+Zrn+Min.Op.
Pilotknob	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt+Ms	Min.Op.+Cal+Cpx+Ttn+Zrn
Cabeza-11	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt	Ttn+Zrn+Min.Op.
Espano-2	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt	Ms+Zrn+Min.Op.
Telegraph	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt+Ttn+Cpx	Ap+Ser+Zrn+Min.Op.
Welton-E	Gneis sienogranítico de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt+Chl	Zrn+Min.Op.
McDonalds	Gneis sienogranítico melanocrático de dos micas	Qtz+Afs+Pl	Bt+MS	Cpx+Chl+Ttn+Ser+Zrn+Min.Op.
Cooper	Gneis tonalítico	Qtz+Pl+Afs	Bt+Ms+Cpx	Ttn+Ser+Grt+Zrn+Min.Op.
Mohawk-1	Gneis tonalítico anfíbolico de dos micas	Pl+Qtz	Bt+Ms+Cpx+Chl	Ser+Zrn+Hbl+Ttn+Min.Op.
14-1/2	Gneis tonalítico de biotita	Qtz+Pl+Afs	Bt+Ttn	Zrn+Min.Op.
Cucapah-1	Gneis tonalítico de dos micas	Pl+Qtz	Bt+Ttn+Ms	Zrn+Chl+Hbl+Ser+Min.Op.
QTB-1	Monzogranito de biotita	Qtz+Pl+Afs	Bt+Chl+Hbl	Ser+Zrn+Ttn+Min.Op.
Bettyee	Monzogranito de biotita	Pl+Afs+Qtz	Bt+Hbl+Ttn	Ser+Zrn+Ms+Min.Op.
Mohawk-3	Monzogranito de dos micas	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ms	Ser+Zrn+Min.Op.
Tinajas	Monzogranito de dos micas	Pl+Qtz+Afs	Bt+Ms	Ttn+Min.Op.+Chl+Zrn
Tinajas-4	Monzogranito de dos micas	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ms	Ser+Zrn+Min.Op.
Drifhills	Monzogranito leucocrático de biotita	Qtz+Pl+Afs	Bt	Ser+Zrn+Min.Op.
Gila-2	Monzogranito leucocrático de biotita	Qtz+Pl+Afs	Bt+Ttn	Ser+Zrn+Min.Op.
Tinajas-1	Monzogranito leucocrático de dos micas	Qtz+Afs+Pl	Bt+Ms	Chl+Zrn+Ttn+Min.Op.
Tinajas-2	Pegmatita granítica feldespática de microclino	Afs+Pl+Qtz	Bt+Ms	Zrn+Min.Op.
Choya	Sienogranito de biotita	Pl+Qtz+Afs	Bt+Ttn	Chl+Zrn+Min.Op.
ADN-01	Sienogranito de dos micas	Afs+Qtz+Pl	Bt+Ttn+Ms	Min.Op.+Hbl+Cal+Zrn
Ajo-4	Sienogranito leucocrático de biotita	Afs+Qtz+Pl	Bt	Chl+Min.Op.+Zrn+Ttn
Aztec-02	Sienogranito leucocrático de dos micas	Afs+Qtz+Pl	Ms+Bt	Ser+Zrn+Min.Op.
SR-7	Sienogranito leucocrático de dos micas	Pl+Qtz+Afs	Bt+Ms	Chl+Zrn+Ttn+Min.Op.
SR-3	Sienogranito leucocrático de dos micas	Pl+Qtz+Afs	Bt+Ms	Chl+Zrn+Ttn+Min.Op.
Pinta	Sienogranito leucocrático de dos micas	Afs+Qtz+Pl	Bt+Ms	Zrn+Hbl+Min.Op.
Chop-3	Tonalita de dos micas	Pl+Qtz+Afs	Bt+Ttn+Ms	Chl+Cpx+Zrn+Min.Op.

Abreviaciones: Afs = Feldespato Alcalino, Pl = Plagioclasa, Qtz = Cuarzo, Bt = Biotita, Ttn = Titanita (Esfena), Zrn = Zircón, Cpx = Clinopiroxeno, Min. Op. = Minerales

Ms = Moscovita, Ser = Sericita, Hbl = Hornblenda, Grt = Granate, Chl = Clorita, Ap = Apatito, Cal = Calcita

<sup>†</sup>Lat. = Latitud, Long. = Longitud. DATUM WGS84



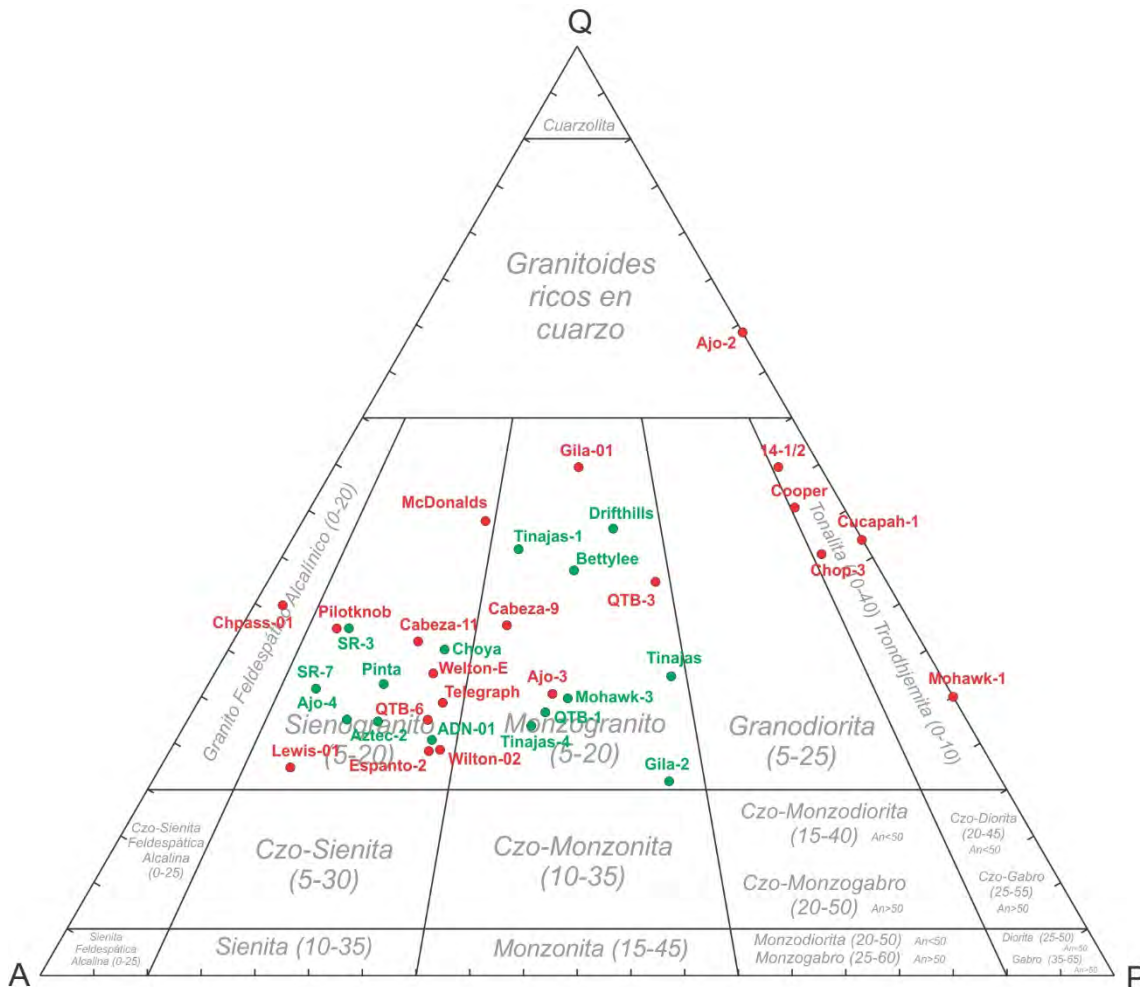


Figura 4. Clasificación y nomenclatura para las rocas graníticas de este estudio de acuerdo al contenido mineral modal según IUGS utilizando el diagrama del doble triángulo QAPF basado en [Streckeisen \(1976\)](#). Puntos y letras de color rojo son de textura gnéissica y las de color verde son graníticas.

#### 4.1 Gneis granítico de biotita rico en cuarzo

La muestra Ajo-2 corresponde a un gneis granítico de biotita rico en cuarzo cuyos componentes minerales principales son el cuarzo (52%) y la plagioclasa (23%), sin participación de feldespato alcalino en la sección. Los cristales presentan una fábrica anhedral con un tamaño que varía entre 2 a 0.5 mm. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulatoria y diversos cristales de plagioclasa están alterando a sericita y algunos otros conservan sus maclas tipo Albita.

La roca presenta una foliación incipiente en donde las bandas máficas más oscuras están constituidas por biotita y anfíbol como mineral accesorio (Figura 4.1A). Petrográficamente, los granos de biotita se encuentran orientados en dirección a la foliación incipiente y la plagioclasa se

encuentra alterada a sericita (Figura 4.1B). Algunos cristales de biotita se encuentran alterando a clorita.

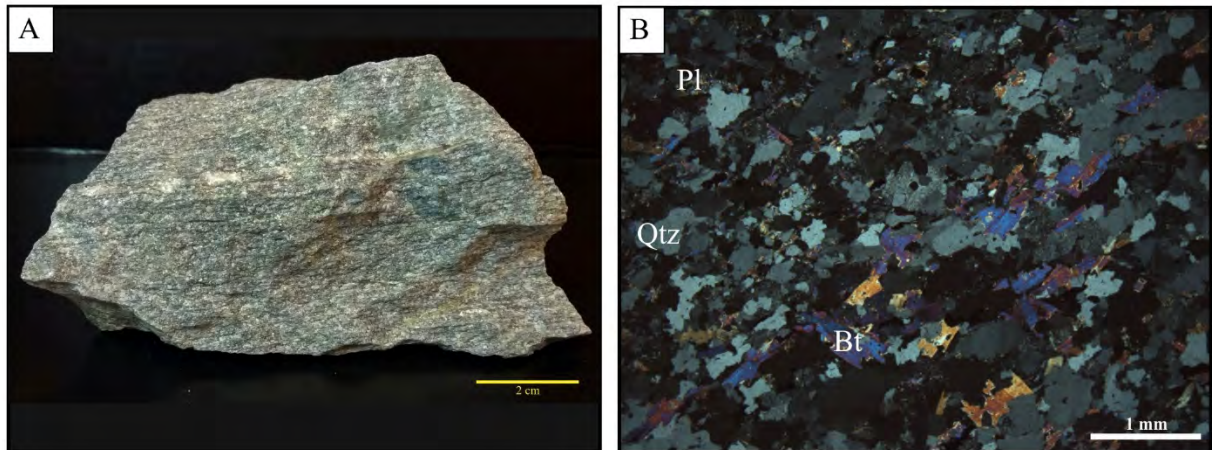


Figura 4.1. Características representativas del gneis granítico de biotita rico en cuarzo. (A) Muestra de mano del gneis granítico de biotita rico en cuarzo. (B) Microfotografía de sección delgada de la muestra Ajo-2 en donde se muestra la abundancia de granos de cuarzo, los granos de plagioclasa alterados a sericita y los granos de biotita orientados en el sentido de la foliación incipiente en la roca.

#### 4.2 Gneis granítico feldespático microclínico de biotita

La muestra Chpass-1 corresponde a un gneis granítico feldespático microclínico de biotita cuyos componentes minerales principales son el microclino (49%), que en muestra de mano se ven de color rosa, el cuarzo (38%) de color gris claro y la plagioclasa (5%) de color blanco con el menor porcentaje de composición. La roca presenta una foliación incipiente cuyas capas oscuras corresponden a minerales de biotita (Figura 4.2A).

Los cristales presentan una fábrica anhedral, en donde los cristales de cuarzo tienen tamaños no mayores a 0.2 mm y los cristales de plagioclasa y microclino superan los 2 mm. Algunos cristales de plagioclasa están alterando a sericita y preservan maclado tipo Albita. Los cristales de biotita se encuentran deformados (Figura 4.2B).

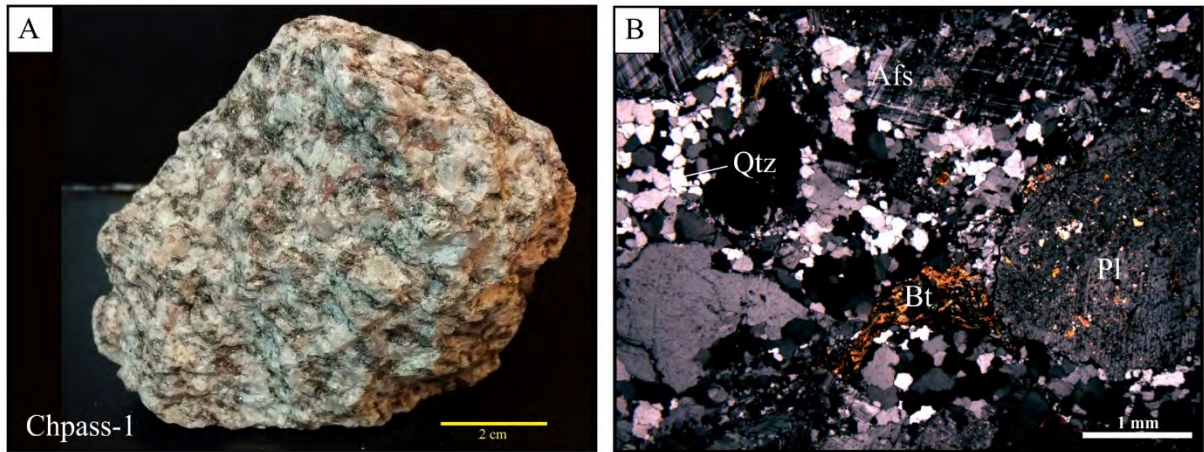


Figura 4.2. Características representativas del gneis granítico feldespático microclínico de biotita. (A) Muestra de mano del gneis granítico feldespático microclínico de biotita. (B) Microfotografía de sección delgada de la muestra Chpass-1 en donde se muestran los minerales de microclino y cuarzo en abundancia. La plagioclasa se encuentra ligeramente alterada a sericita.

### 4.3 Gneises monzograníticos

Dentro de esta clasificación petrográfica se tienen gneises monzograníticos de biotita (Ajo-3 y Cabeza-9), un gneis monzogranítico de dos micas (Gila-01) y un gneis monzogranítico melanocrático de biotita (QTB-3). Estos gneises se caracterizan por presentar bandas máficas constituidas en su mayoría por biotita y moscovita y bandas cuarzo-feldespáticas (leucocráticas). Los porcentajes modales promedio de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo son de 9, 23 y 31% respectivamente.

En general las rocas presentan minerales accesorios diversos como zircón, titanita, clorita, sericita y minerales opacos. El tamaño promedio de los cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita es 0.8 mm, mientras que los cristales de feldespato alcalino (microclino en algunos casos) y de moscovita no superan los 0.5 mm. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulatoria y los cristales de plagioclasa tienen maclado tipo Albita (Figura 4.3).

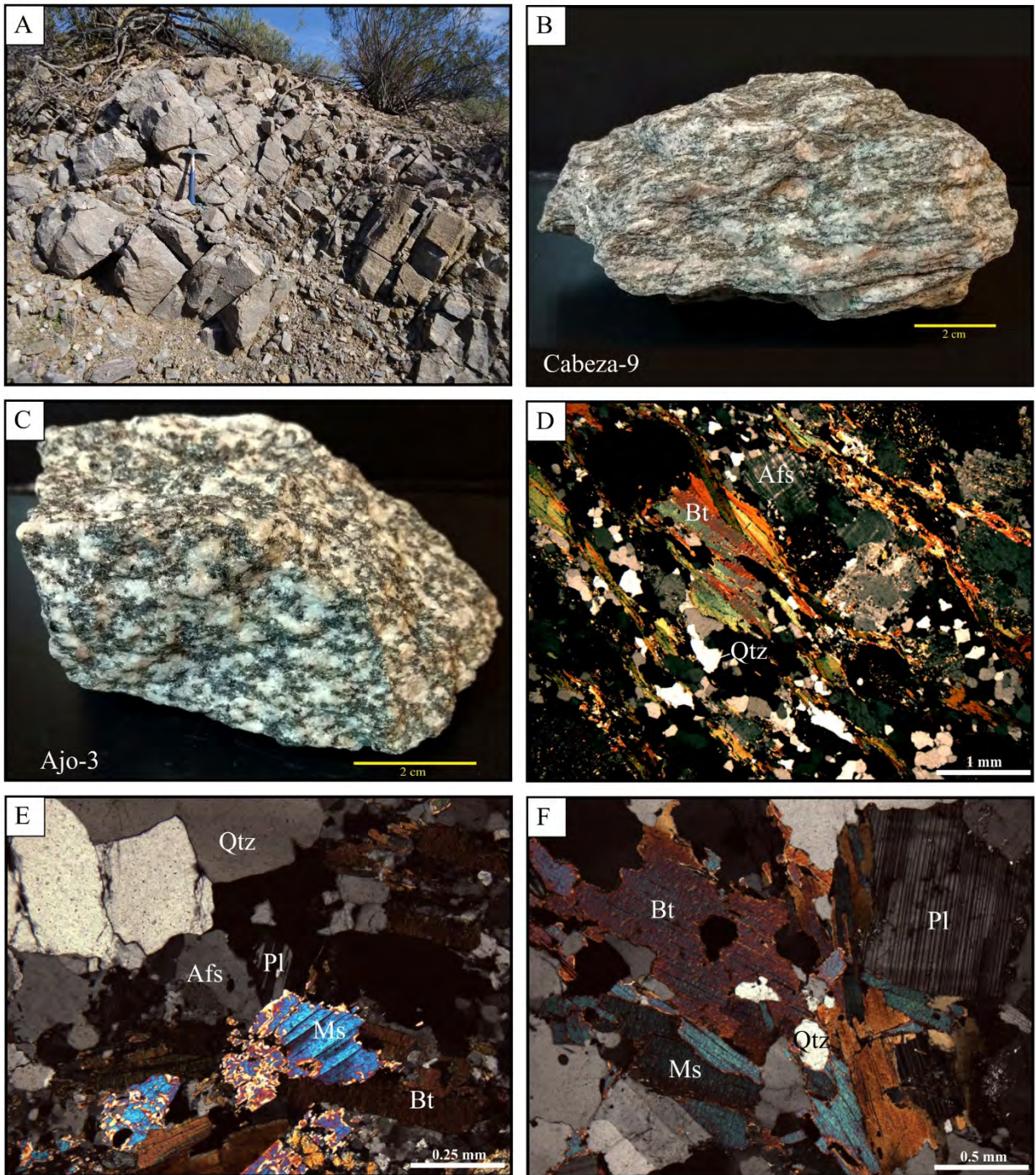


Figura 4.3 Características representativas de los gneises monzograníticos. (A) Afloramiento correspondiente a la muestra QTB-3. (B) Muestra de mano de gneis monzogranítico de biotita (Cabeza-9). (C) Muestra de mano de gneis monzogranítico de biotita (Ajo-3). (D) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de la muestra Cabeza-9 mostrando la orientación de los minerales de biotita (Bt) rodeando a los granos de feldespato alcalino alterados y cuarzo. (E) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de muestra Gila-01 en donde se muestran las micas de muscovita (Ms) y biotita y un grano de plagioclasa (Pl) con maclado tipo Albita. (F) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de la muestra Ajo-3, mostrando el tamaño más grande de los granos de Ms, Bt y Pl en comparación a los granos de cuarzo (Qtz).

#### **4.4 Gneises sienograníticos**

Los gneises sienograníticos en general tienen mayor contenido de minerales félsicos (0.5 a 1 mm). Presentan bandas máficas constituidas principalmente por biotita y minerales opacos. Petrográficamente, las microclinas son los que poseen un mayor porcentaje modal promedio de ~45%, seguido por los cristales de cuarzo con un porcentaje modal promedio de ~24% y en menor porcentaje, los cristales de plagioclasa con ~16%. La plagioclasa se encuentra ligeramente alterada a sericita, algunas biotitas alteradas a clorita y texturas mimerquíticas, que son características en aquellas zonas en donde la plagioclasa está en contacto con el feldespato alcalino y existe crecimiento de cuarzo vermicular. En algunos casos se aprecian cristales de titanita fracturados (Figura 4.4).

#### **4.5 Gneises tonalíticos**

Los gneises tonalíticos se caracterizan petrográficamente por tener un promedio modal aproximado de ~42% de cuarzo, ~31% de plagioclasa y ~3% de feldespato alcalino, además de minerales como biotita, moscovita, clinopiroxeno y titanita en menor proporción. Los cristales de biotita se encuentran orientados en sentido de la foliación de la roca y algunos otros cristales de biotita tienen porciones alteradas a clorita y extinción ondulatoria. Los cristales de plagioclasa presentan maclado tipo Albita y Carlsbad-Albita. Los cristales de cuarzo tienen una extinción ondulatoria (Figura 4.5).

#### **4.6 Monzogranitos**

Las rocas monzograníticas en este estudio presentan porcentajes modales promedios de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino de 32, 26 y 19% respectivamente. Rocas holocristalinas, faneríticas y entre subhedrales y anhedrales, con tamaños de grano de medio a grueso (mayores a 1 mm). Los minerales accesorios presentes en las rocas en su mayoría son titanitas, zircón, sericita y minerales opacos. Están caracterizados por su contenido de biotita y en algunos casos de moscovita. Los cristales de plagioclasa presentan maclado tipo Carlsbad y Albita (Figura 4.6).

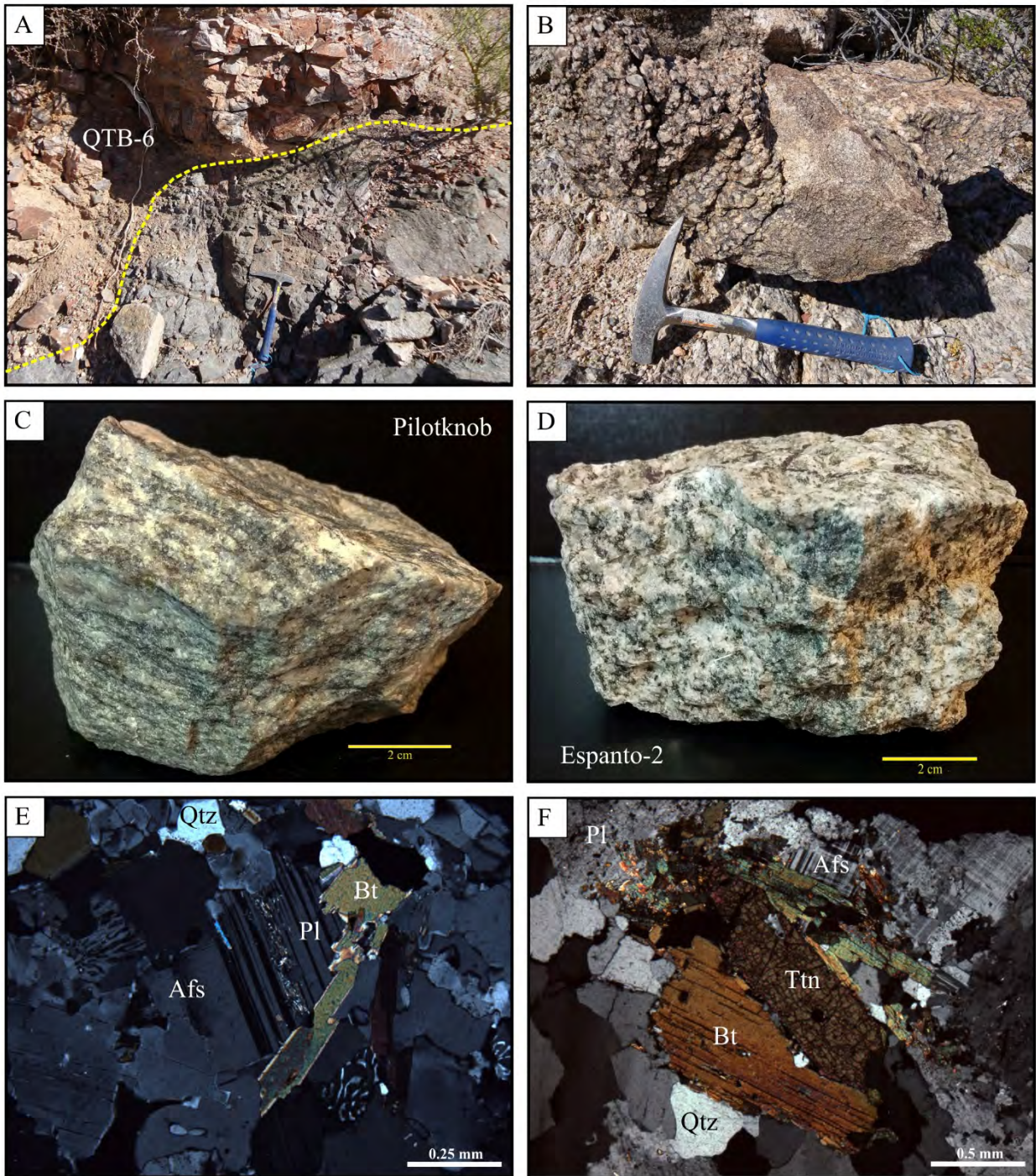


Figura 4.4 Características representativas de los gneises sienograníticos. (A) Afloramiento de la muestra QTB-6 en contacto con gneis bandeado máfico. (B) Afloramiento de Augengneis de la muestra Cabeza-11. (C) Muestra de mano del gneis sienogranítico Pilotknob. (D) Muestra de mano del gneis sienogranítico Espanto-2. (E) Microfotografía de sección delgada de la muestra Telegraph en donde se aprecia la textura mimerquítica entre granos de plagioclasa (Pl) y feldespato alcalino (Afs). (F) Microfotografía de sección delgada de la muestra Lewis-01 mostrando un cristal de titanita (Ttn) fracturado junto a cristales de biotita (Bt).

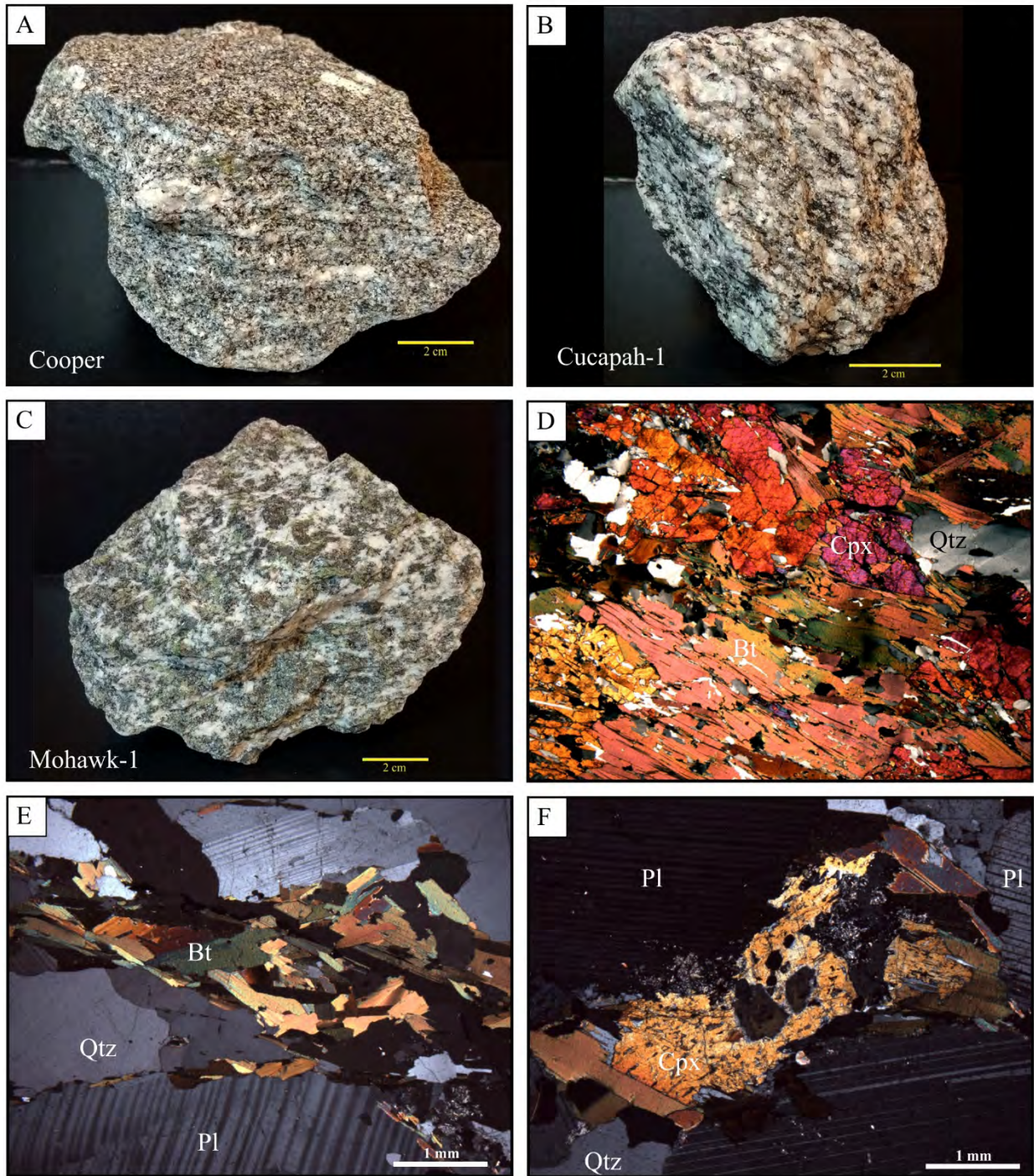


Figura 4.5. Características representativas de los gneises tonalíticos. (A) Muestra de mano del gneis tonalítico Cooper. (B) Muestra de mano de gneis tonalítico de dos micas (Cucapah-1). (C) Muestra de mano de gneis tonalítico anfibolítico de dos micas (Mohawk-1). (D) Microfotografía en nicóles cruzados de sección delgada de la muestra Mohawk-1 en donde se aprecian los cristales de biotita orientados junto con los cristales de clinopiroxeno (Cpx). (E) y (F) Microfotografía en nicóles cruzados de sección delgada de la muestra Cucapah-1, en donde se aprecian los cristales de biotita orientados y cristales de clinopiroxeno alterados.

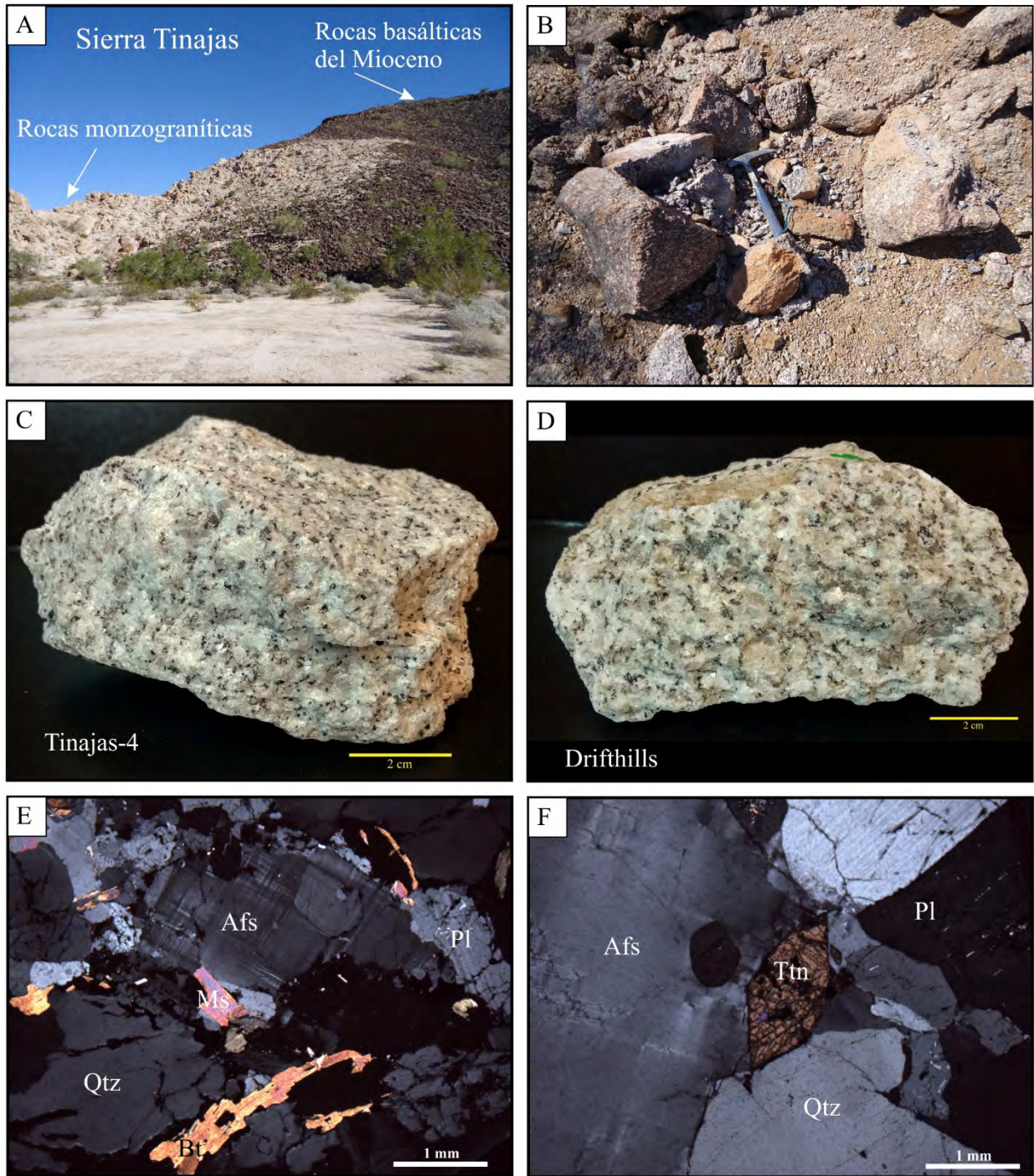


Figura 4.6 Características representativas de las rocas monzograníticas. (A) Afloramiento de rocas monzograníticas en la Sierra Tinajas, al suroeste de Arizona. (B) Afloramiento de monzogranito en la Sierra Quitobaquito Hills (QTB-1). (C) Muestra de mano de monzogranito de dos micas (Tinajas-4). (D) Muestra de mano de monzogranito leucocrático de biotita (Drifthills). (E) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de la muestra Drifthills, en donde se aprecian cristales de microclino (Afs), cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y moscovita (Ms) ligeramente deformadas. (F) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de la muestra Gila-2, mostrando en contacto al microclino, cuarzo y plagioclasa con un maclado tipo Albita y en el centro el crecimiento de un cristal de titanita fracturado.



#### 4.7 Pegmatita granítica feldespática de microclino

La muestra Tinajas-2 corresponde a una pegmatita granítica colectada en la Sierra Tinajas, al suroeste de Arizona. El tamaño de los granos es superior a 1 cm, holocristalinos y subhedrales. El porcentaje modal de microclino, cuarzo y plagioclasa es de 5, 30 y 10% respectivamente. Los cristales de plagioclasa presentan maclado tipo albita y textura mimerquítica (Figura 4.7).



Figura 4.7 Características representativas de la roca pegmatítica granítica feldespática de microclino. (A) Afloramiento en campo de la muestra Tinajas-2 correspondiente a un dique pegmatítico en la Sierra Tinajas, suroeste de Arizona. (B) Muestra de mano de pegmatita granítica feldespática de microclino (Tinajas-2). (C) Microfotografía en nicóles cruzados de sección delgada de la muestra Tinajas-2 en donde se aprecian, en gran tamaño, los cristales de microclino, cuarzo y plagioclasa.

#### 4.8 Sienogranitos

Las rocas sienograníticas en su mayoría tienden a ser leucocráticas y de dos micas, holocristalinas, faneríticas y subhedrales. Presentan cristales con un rango de tamaño entre 0.5 mm a 1 mm y con un porcentaje modal promedio de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa de 43, 24 y 20% respectivamente. Mineral secundarios biotita, titanita y muscovita y como minerales accesorios, clorita, zircón, clinopiroxeno y minerales opacos. Algunos cristales de cuarzo tienen extinción ondulatoria. Los cristales de plagioclasa presentan un maclado periclina y textura mimerquítica (Figura 4.8).

#### 4.9 Tonalita de dos micas

La muestra Chop-3 corresponde a una tonalita de dos micas ubicado en la frontera entre EUA y México, al sureste de San Luis Río Colorado. El tamaño de los granos varía entre 0.2 mm a 2 mm, holocristalinos, faneríticos y subhedrales. El porcentaje modal de la plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino es 45, 30 y 5% respectivamente. Mineral secundarios como biotita, titanita y muscovita y minerales accesorios como clorita, clinopiroxeno, zircón y minerales opacos. Los

cristales de plagioclasa tienen maclado tipo Carlsbad-Albita y se encuentran ligeramente alterados a sericita (Figura 4.9).

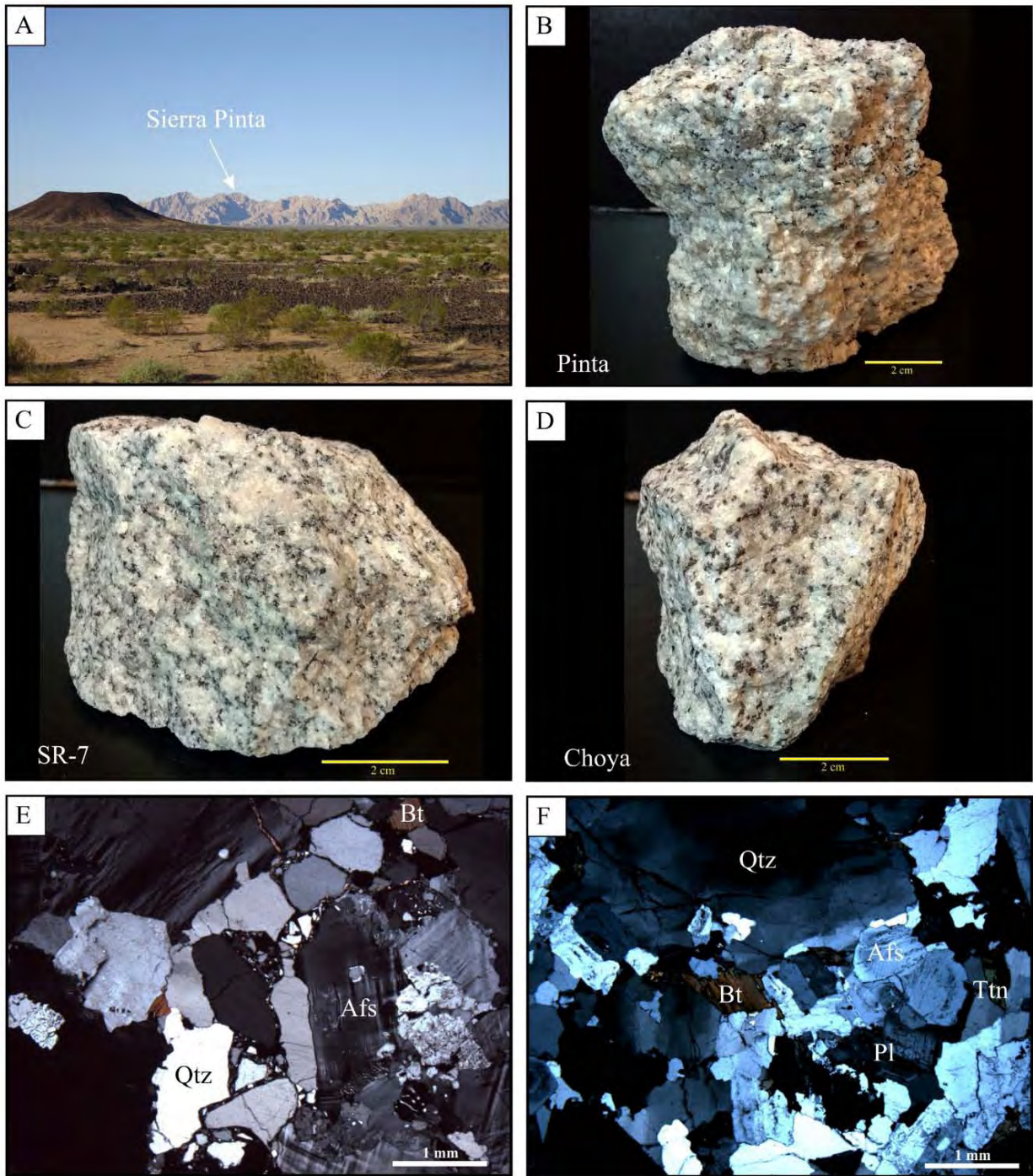


Figura 4.8 Características representativas de las rocas sienograníticas. (A) Afloramiento en Sierra Pinta, suroeste de Arizona, EUA. (B) Muestra de mano de sienogranito leucocrático de dos micas (Pinta). (C) Muestra de mano de sienogranito leucocrático de dos micas (SR-7) localizado al noroeste de Sonora. (D) Muestra de mano de sienogranito de biotita (Choya) en la localidad de Puerto Peñasco, noroeste de Sonora. (E) Microfotografía en nicóles cruzados de sección delgada de la muestra Pinta, en donde se aprecia la alteración intragranular a minerales de biotita o muscovita. (F) Microfotografía en nicóles cruzados de sección delgada de la muestra Choya mostrando un cristal de cuarzo con extinción ondulatoria y un cristal de titanita.

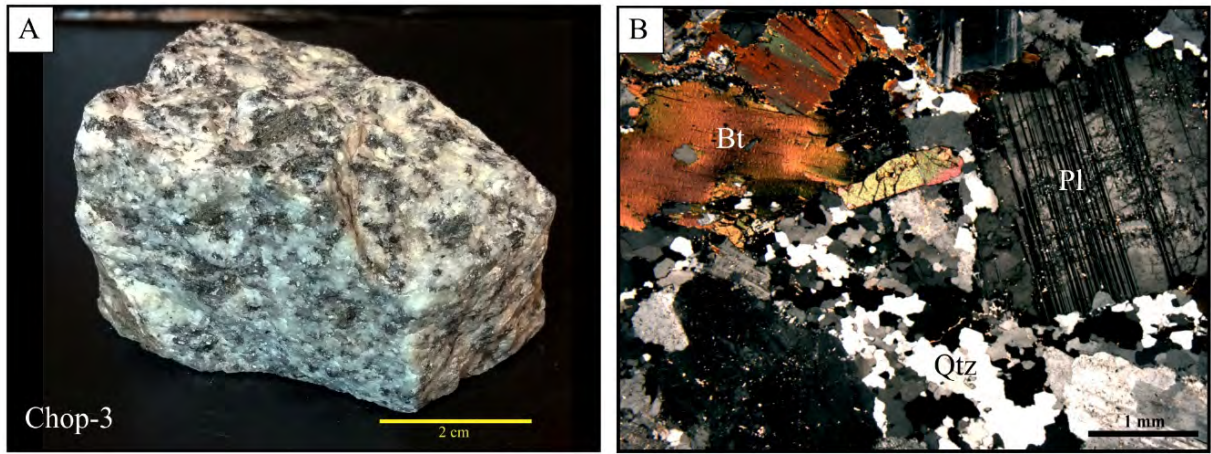


Figura 4.9 Características representativas de la roca tonalítica de dos micas. (A) Muestra de mano de tonalita de dos micas (Chop-3) recolectada al sureste de San Luis Río Colorado, noroeste de Sonora. (B) Microfotografía en nicoles cruzados de sección delgada de la muestra Chop-3 en donde se aprecian los cristales de biotita, cuarzo, plagioclasa y anfíbol alterado en el centro de la imagen.

## **Capítulo 5. Resultados geocronológicos U-Pb en zircón**

En este trabajo se realizaron estudios geocronológicos U-Pb en zircón de un total de 41 muestras. Dichos estudios fueron realizados por etapas; una primera etapa enfocada en conocer la edad de cristalización de las rocas graníticas proterozoicas; la segunda etapa consistió en obtener la edad de cristalización de rocas graníticas cretácicas; y una tercera etapa enfocada en obtener la edad de los núcleos heredados en las rocas graníticas cretácicas. Las 40 muestras incluyen, 22 muestras, en su mayoría gneises, con edades paleoproterozoicas y 2 muestras con edades mesoproterozoicas. Los datos geocronológicos de las muestras Zen09-38 y Min09-07 fueron tomadas del trabajo de [García-Flores \(2017\)](#) y los datos de las muestras Tanw09-08 y GneisCen-1 fueron tomadas del trabajo de [Arvizu-Gutiérrez \(2012\)](#). También se realizaron estudios geocronológicos U-Pb en zircón a 16 muestras de rocas graníticas cretácicas y en su mayoría con núcleos heredados de edad paleo y mesoproterozoicas.

### **5.1 Resultados geocronológicos U-Pb de rocas paleo y mesoproterozoicas**

A continuación, se describen los datos geocronológicos U-Pb de 4 muestras con edades paleoproterozoicas y 2 muestras de edad Mesoproterozoica, siendo estas muestras representativas en los resultados obtenidos. Los datos geocronológicos, descripciones y mosaicos con imágenes de catodoluminiscencia del resto de las muestras se presentan en el Apéndice A. La descripción de los datos geocronológicos se presenta en orden cronológico, desde la edad más antigua a la más joven (Tabla 5.1). En la Figura 5.1 se aprecia la distribución de todas las muestras proterozoicas en la zona de estudio con sus respectivas edades de cristalización.

**Tabla 5.1** Tabla resumen de edades U-Pb de granitoides paleo y mesoproterozoicos.

Muestra	Nombre de la roca	Edad (Ma)	
<b>Rocas paleoproterozoicas</b>			
Zcen09-38	Ortogneis cuarzo feldespático	1733 ± 6	@†
Tanw09-08	Gneis bandeado cuarzo feldespático de biotita	1726 ± 14	@@*
Min09-07	Gneis cuarzo feldespático	1720 ± 9	@†
QTB-3	Gneis monzogranítico melanocrático de biotita	1709 ± 14	‡
ADN-01	Sienogranito de dos micas	1706 ± 36	*
Wilton-02	Gneis sienogranítico de biotita	1705 ± 23	*
Ajo-2	Gneis granítico de biotita rico en cuarzo	1704 ± 14	*
Cooper	Gneis tonalítico debiotita	1695 ± 28	*
14-1/2	Gneis tonalítico de biotita	1693 ± 11	‡
QTB-6	Gneis sienogranítico de biotita	1693 ± 13	‡
Pilotknob	Gneis sienogranítico de biotita	1692 ± 12	*
Aztec-02	Sienogranito leucocrático de dos micas	1690 ± 10	*
Cabeza-11	Gneis sienogranítico de biotita	1689 ± 25	*
GneisCen-1	Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita	1682 ± 17	@@
Gila-01	Gneis monzogranítico de dos micas	1663 ± 9	‡
Espanto-2	Gneis sienogranítico de biotita	1662 ± 13	‡
Telegraph	Gneis sienogranítico de biotita	1658 ± 11	‡
Ajo-4	Sienogranito leucocrático de biotita	1654 ± 10	*
Ajo-3	Gneis monzogranítico de biotita	1642 ± 10	‡
Cabeza-9	Gneis monzogranítico de biotita	1642 ± 14	‡
Chpass-01	Gneis granítico feldespático microclínico de biotita	1639 ± 15	‡
Lewis-01	Gneis sienogranítico de biotita	1636 ± 10	‡
<b>Rocas mesoproterozoicas</b>			
Welton-E	Gneis sienogranítico de biotita	1427 ± 22	‡
McDonalds	Gneis sienogranítico melanocrático de dos micas	1412 ± 9	‡

† Lat. = Latitud, Long. = Longitud (DATUM WGS84).

‡ Edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de zircones reportada a precisión 2 sigma.

\* Edad de intersección superior de zircones reportada a precisión 2 sigma.

@ Edad obtenida de García-Flores (2017).

@@ Edad obtenida de Arvizu-Gutiérrez (2012).

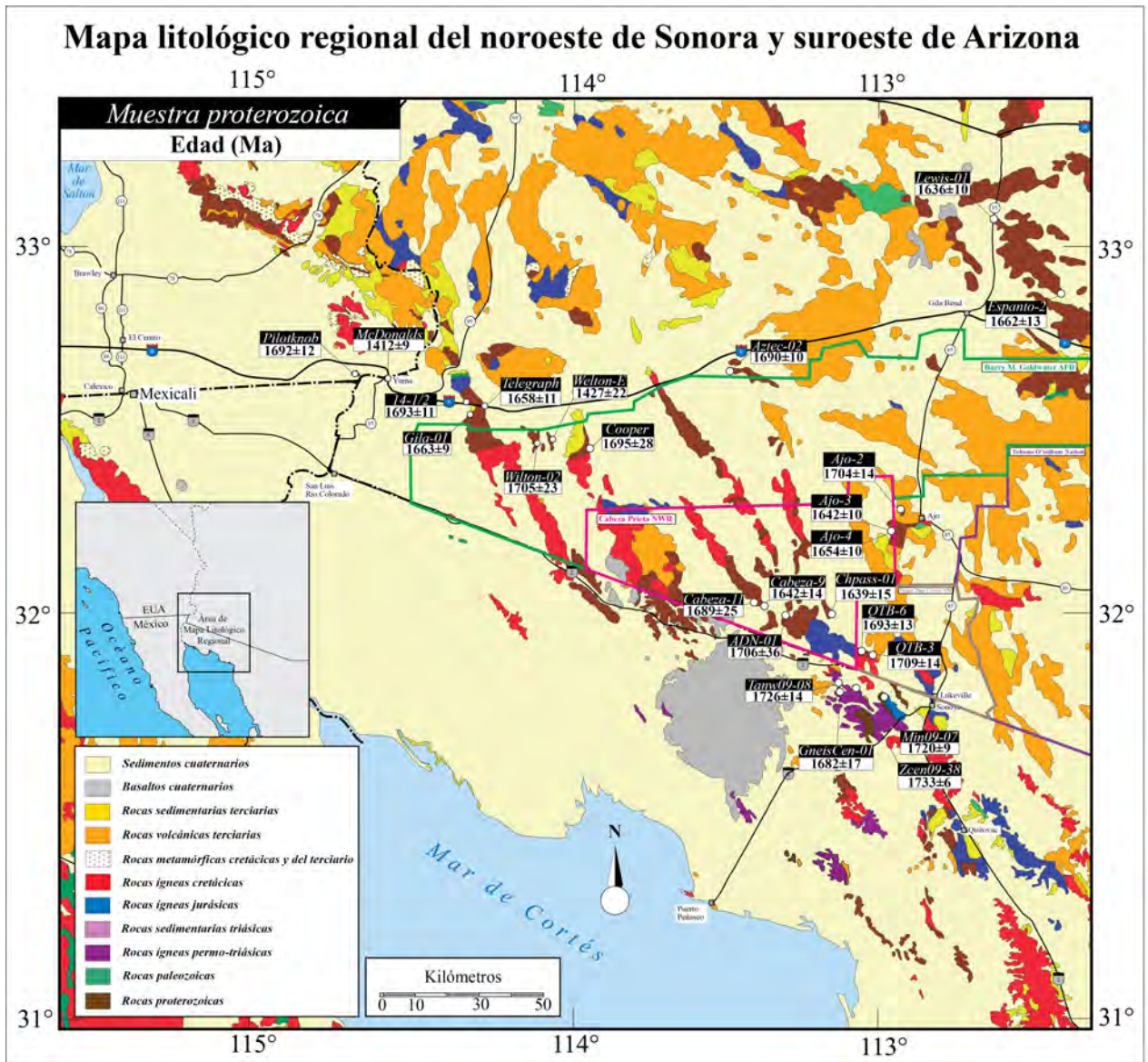


Figura 5.1 Mapa litológico regional del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona. Tomado y modificado de [Iriondo et al. \(2005\)](#), mostrando la ubicación y edad de las rocas proterozoicas usadas en este estudio.

### 5.1.1 Gneis monzogranítico melanocrático de biotita (QTB-3)

El gneis monzogranítico QTB-3 fue recolectado en los cerros de Quitobaquito Hills, en el Parque Organopipe Cactus Nacional Monumental al suroeste de Arizona (Figura 5.1). En el fechamiento U-Pb realizado para esta muestra se analizaron 23 zircones, involucrando puntos de ablación tanto en bordes como en algunos núcleos para determinar la edad de cristalización de la muestra. El tamaño promedio de dichos zircones es de 100  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son prismáticos y euhedrales, en ocasiones presentando fracturas en su eje mayor e inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia de la muestra QTB-3 se aprecia que gran parte de los zircones tienen una alta catodoluminiscencia en su núcleo, debido probablemente a un efecto de recristalización, pasando a unos bordes con zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. Los valores relativamente bajos en U, en las zonas con alta catodoluminiscencia, se aprecian en los zircones 12, 13 y 16 (Figura 5.1.AC) con concentraciones de 232, 198 y 375 ppm, respectivamente (Tabla A.1); en comparación con algunos valores altos de U en los zircones 18 y 21 con 1310 ppm y 746 ppm que corresponden a zonas de baja catodoluminiscencia. Todos los zircones presentan un núcleo amplio respecto al tamaño del cristal, seguido de una o varias capas de crecimientos concéntricos con catodoluminiscencia variable, producto de un crecimiento magmático correspondiente a la edad de cristalización o a un evento posterior.

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.1.1A) en donde se puede apreciar una agrupación de 20 análisis (elipses de color negro) de núcleos y bordes que se emplearon para calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1709 \pm 14$  Ma (2s, MSWD = 0.75) (Figura 5.1.AB), que interpretamos como la edad de cristalización del gneis monzogranítico QTB-3 recolectado en los cerros de Quitobaquito Hills.

En el diagrama de concordia también se puede apreciar una dispersión de tres datos concordantes con edades más jóvenes (elipses de color gris) correspondientes a los zircones 11, 8 y 21 ( $1558 \pm 63$  Ma,  $1510 \pm 63$  Ma y  $1345 \pm 26$  Ma, respectivamente) que, en conjunto con el resto de los datos, forman una línea de discordia con una intersección inferior con la línea de concordia a los  $1337 \pm 220$  Ma y una intersección superior de  $1719 \pm 59$  Ma (2s, MSWD = 1.4). Estos zircones más jóvenes son concordantes y sus datos U-Pb podrían ser interpretados como probables edades de cristalización de la muestra. Sin embargo, se observa que el zircón 21 posee un valor alto de U y baja catodoluminiscencia y en los zircones 8 y 11, se aprecia que el punto de ablación en dichos zircones llega a penetrar a una zona de baja catodoluminiscencia, lo cual indica que existe un aumento en la cantidad de U a profundidad (Figura 5.1.AC). Estas observaciones nos orientan a interpretar que estos tres zircones concordantes representan una tendencia de pérdida de Pb antigua y no son tomados como edades asociadas a la cristalización de la muestra. Muchas de las muestras analizadas presentan estos efectos de pérdida de Pb asociados probablemente a eventos geológicos posteriores (magmatismo, metamorfismo y/o hidrotermalismo), que modificaron la información isotópica original de algunos de los zircones de las rocas ígneas.

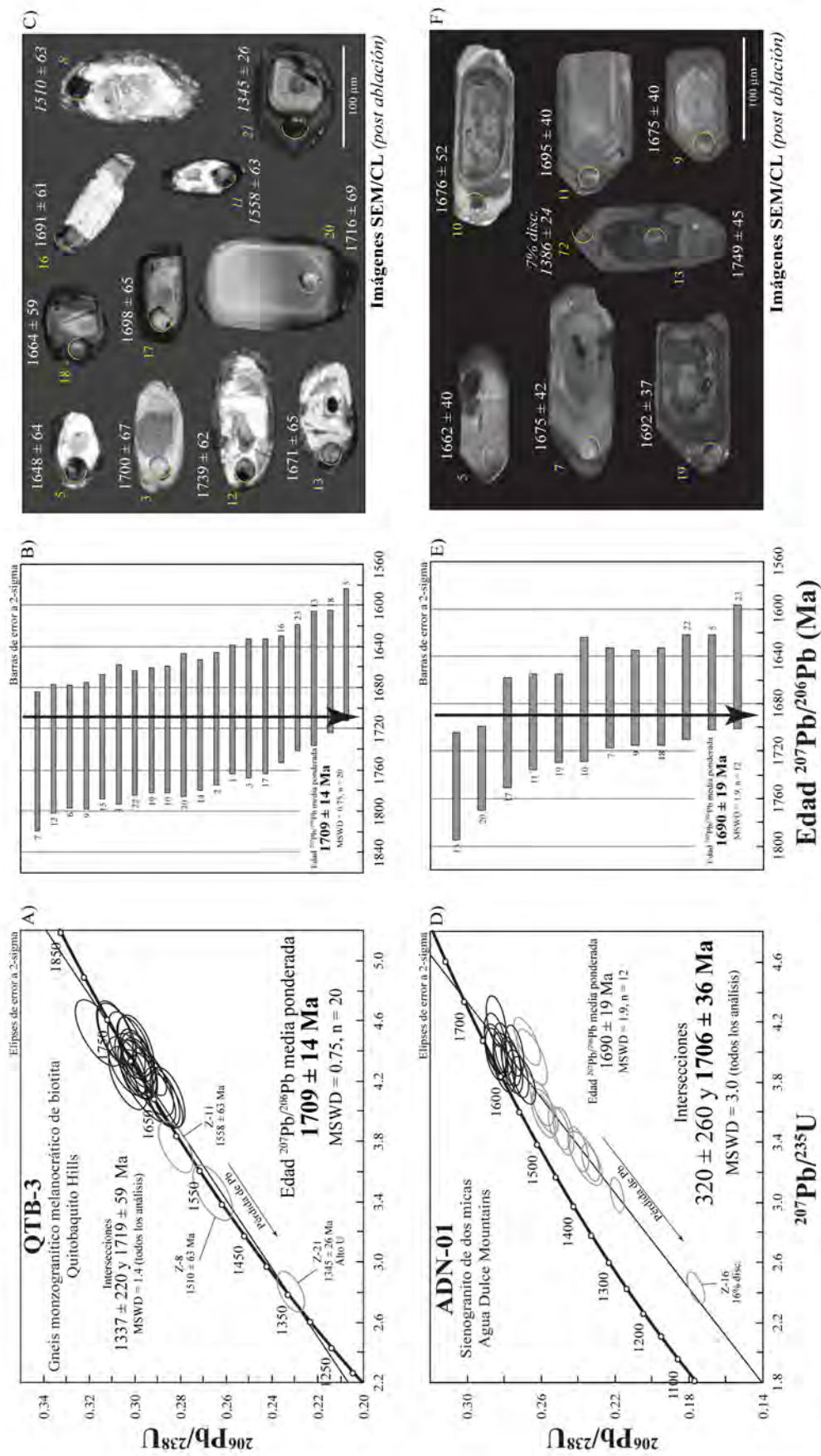


Figura 5.1. A) Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras QTB-3 y ADN-01 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color gris representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o heterencias. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios circulos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.



### 5.1.2 Sienogranito de dos micas (ADN-01)

El sienogranito ADN-01 fue recolectado al oeste de Davidson Hills en Agua Dulce Mountains al suroeste de Arizona (Figura 5.1). Se escogieron 24 granos de zircón para realizar estudios de ablación y así obtener edades U-Pb tanto en bordes como en los núcleos de los cristales. Los zircones tienen un tamaño promedio de  $110 \mu\text{m}$  y presentan una morfología dominante prismática, con un extremo en punta y otro extremo plano y/o fracturado en un su eje principal. Varios zircones presentan fracturas internas, inclusiones fluidas, apatito y otras fases minerales no determinadas.

En la Tabla A.1 se aprecia que los valores de U varían según la cantidad de catodoluminiscencia que tenga la zona ablacionada del zircón. En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que algunos zircones tienen un núcleo con muy baja catodoluminiscencia (e.g., zircón 13) (Figura 5.1.AF), seguido de bordes con crecimientos con zonación oscilatoria característica de cristalización ígnea. En algunos zircones (e.g., zircones 7, 10 y 9) se aprecia un efecto incipiente de reabsorción, ya que se logra distinguir un núcleo con bordes redondeados, seguido por la continuidad de zonación paralela a los bordes del zircón. Las zonas más oscuras tienen una cantidad de U relativamente elevada (e.g., zircón 13 con 223 ppm) respecto a las zonas más catodoluminiscentes con valores bajos de U (e.g., zircón 10 con 90 ppm).

Los datos analíticos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.1.1D), en donde se puede apreciar una considerable dispersión de los datos formando una línea de discordia con zircones de edades muy variables que van desde 1047 Ma hasta 1829 Ma, generando intersecciones con la línea de concordia, una inferior a  $320 \pm 260 \text{ Ma}$  y otra superior de  $1706 \pm 36 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 3.0). Los análisis más jóvenes, y al mismo tiempo más discordantes (>5% disc.) representados con elipses de color gris, exhiben una marcada tendencia de pérdida de Pb (e.g., zircón 16 con 16% disc.). También se calculó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada con los datos más concordantes (elipses de color negro) dando como resultado una edad de  $1690 \pm 19 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 1.9, n = 12) (Figura 5.1.AE). Sin embargo, para el sienogranito ADN-01 se tomará en cuenta la edad obtenida por la intersección superior de  $1706 \pm 36 \text{ Ma}$  como la mejor estimación de la edad de cristalización, incluyendo los datos más discordantes asociados a la tendencia de pérdida de Pb, destacando a su vez que la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada es igual, dentro de los límites de error, a la edad de intersección superior calculada.

### 5.1.3 Gneis monzogranítico de dos micas (Gila-01)

El gneis monzogranítico Gila-01 fue recolectado en los cerros de Gila Mountains, dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 5.1). Para realizar el fechamiento U-Pb se seleccionaron 25 zircones para efectuarles ablación láser enfocados tanto en bordes como en núcleos de los granos y así obtener la edad de cristalización de la muestra. El tamaño de los zircones en promedio es de 200  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son alargados en su eje principal y en su mayoría presentan caras bien definidas; en algunos casos se conservan ambas puntas de los zircones. Se aprecian inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que todos los zircones tienen un núcleo con una alta catodoluminiscencia, pasando a unos bordes con zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. Las zonas más catodoluminiscentes corresponden a bajas concentraciones de U (e.g., zircón 22 con una concentración de U de 163 ppm) (Figura 5.1.BC y Tabla A.1), mientras que, otros zircones presentan zonas bajas en catodoluminiscencia con las correspondientes concentraciones altas de U (e.g., zircón 20 con una concentración de U de 2630 ppm). En algunos casos (zircones 4, 12, 13, 15, 20 y 24) (Figura 5.1.BC) se aprecia una perturbación en la zonación que va de borde a núcleo, siendo esto probablemente como consecuencia de procesos de recristalización de la roca.

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 18A) en donde se aprecia una notable dispersión de análisis a lo largo de la línea de concordia. Los análisis graficados con elipses de color gris representan datos con un cierto grado de discordancia ( $>1\%$  disc.) para edades más jóvenes, y una discordancia inversa ( $-1\%$  y  $-3\%$  disc.) para edades un poco más antiguas. La totalidad de los datos nos permite ajustar una línea de discordia con edades de intersección inferior de  $799 \pm 420$  Ma y superior de  $1672 \pm 17$  Ma ( $2s$ ,  $\text{MSWD} = 3.0$ ). La edad de intersección inferior anteriormente mencionada indicaría el evento que propició la pérdida de Pb. Existen dos análisis cuyas edades son  $1695 \pm 17$  Ma y  $1697 \pm 23$  Ma y que son concordantes, Z-18 y Z-22, respectivamente, pero que el punto de ablación para dichos zircones fue realizado en una zona que involucra parte del borde y núcleo de los zircones. Por tal motivo, las edades tienen cierta influencia de herencia y no son tomadas en cuenta para el cálculo de la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada, que arroja un valor de  $1663 \pm 9$  Ma ( $2s$ ,  $\text{MSWD} = 2.7$ ,  $n = 13$ ) (Figura 5.1.BB) representado por la agrupación de elipses y cuadros de color negro, siendo esta edad interpretada como la edad de cristalización del gneis monzogranítico Gila-01. La edad

de intersección superior es consistente, prácticamente igual, a la edad media ponderada calculada para esta muestra.

#### **5.1.4 Gneis sienogranítico de biotita (Espanto-2)**

La muestra de gneis sienogranítico Espanto-2 fue recolectada al este de Gila Bend, en Maricopa Mountains al suroeste de Arizona (Figura 5.1). Para realizar el fechamiento U-Pb de esta muestra se analizaron un total de 27 zircones, involucrando puntos de ablación tanto en bordes como en núcleos para así obtener una edad de cristalización de la muestra. El tamaño promedio de dichos zircones es de  $100 \mu\text{m}$ ; morfológicamente son primáticos, euhedrales, con ambas caras definidas y la mayoría con bordes punteados. Algunos zircones presentan fracturas en ambos de sus ejes e inclusiones de apatito y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que los zircones con un tamaño entre  $120 \mu\text{m}$  o menor, tienden a tener una baja catodoluminiscencia y los zircones con tamaños mayores tienen un centro más catodoluminiscente. Las concentraciones de U están directamente relacionadas con la intensidad de la catodoluminiscencia, como se puede apreciar en el zircón 27 (Figura 5.1.BF), con una baja catodoluminiscencia en el punto de ablación y una concentración alta de U de 1147 ppm (Tabla A.1); en caso contrario, el zircón 4 fue ablacionado en una zona de alta catodoluminiscencia con concentración baja de U de 132 ppm.

Los análisis de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.1.BD), en donde se puede apreciar una alta dispersión de los datos formando una línea de discordia con zircones de edades variables que van desde 1092 Ma hasta 1733 Ma. Los análisis con edades más jóvenes, y mayores discordancias ( $>8\%$  disc.), exhiben una marcada tendencia de pérdida de Pb, condicionando la línea de discordia hacia una intersección inferior a los  $16 \pm 200$  Ma, cuya edad indicaría el evento que propició la pérdida de Pb. Por otra parte, se tiene una edad de intersección superior a los  $1662 \pm 13$  Ma ( $2s$ , MSWD = 2.3) involucrando todos los datos obtenidos, incluidos los asociados a los análisis inversamente discordantes que van desde -3 a -5%. También se aprecia una concentración de análisis concordantes, a partir de los cuales calculamos una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1660 \pm 16$  Ma ( $2s$ , MSWD = 1.2,  $n = 18$ ) (Figura 5.1.BE). Para el gneis sienogranítico Espanto-2, se considera la edad de intersección superior de  $1662 \pm 13$  Ma como la mejor aproximación a la edad de cristalización de la roca, ya que se toma en cuenta todos los análisis realizados, incluyendo los interpretados como pérdida de Pb y los que tienen una discordancia inversa.

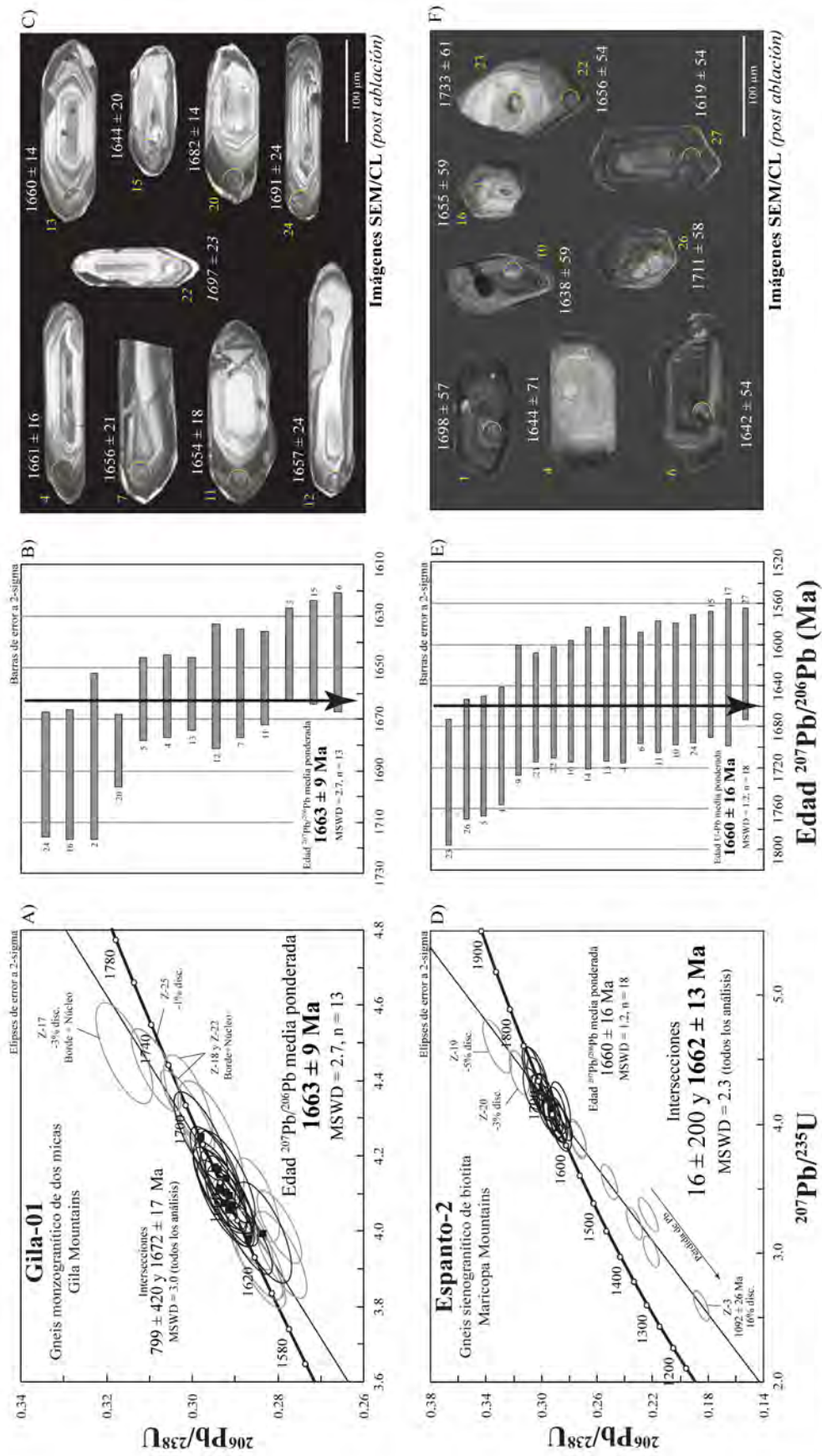


Figura 5.1. B Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Gila-01 y Espanto-2 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios circulares amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### 5.1.5 Gneis sienogranítico de biotita (Welton-E)

El gneis sienogranítico Welton-E fue colectado al sur de la localidad de Wellton (Wellton Hills), dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 5.1). De los zircones se pararon para esta muestra se seleccionaron 28 granos para realizar el fechamiento U-Pb tomando en cuenta tanto bordes como núcleos en los puntos de ablación. La morfología de los zircones es principalmente prismática alargada, con un tamaño promedio en su eje mayor de 200  $\mu\text{m}$ ; caras bien definidas y ambos bordes en puntas o ligeramente redondeados en algunos casos. También se observan pequeñas fracturas internas, así como inclusiones de apatito y otras fases minerales desconocidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia se puede apreciar que la mayoría de los zircones presentan núcleos heredados, ya sea con una zonación diferente a sus bordes, reabsorbidos, con una alta o baja catodoluminiscencia y/o un núcleo con una textura compleja, seguido de una zonación concéntrica de carácter ígneo. Las zonas menos catodoluminiscentes corresponden a altas concentraciones de U, como se puede apreciar en la ablación del zircón 2 (Figura 5.1.CD) que tiene una concentración elevada en U de 3460 ppm, comparado con una zona más catodoluminiscente que tienen concentraciones bajas en U (e.g., zircón 15 con una concentración en U de 121 ppm) (Tabla A.1).

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.1.CA) en donde claramente se pueden observar dos agrupaciones importantes de análisis sobre la línea de concordia (elipses de color negro). Todas las ablaciones realizadas en los bordes de los zircones nos permitieron calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1427 \pm 22$  Ma (2s, MSWD = 0.91, n = 8) (Figura 5.1.CB) a excepción del zircón 4 que posee una alta discordancia (12% disc.) y que lo interpretamos como parte de una tendencia de pérdida de Pb de algunos zircones mesoproterozoicos. Por otra parte, se tiene una agrupación importante de análisis cuyas ablaciones se realizaron en los núcleos de los zircones, que con los datos más concordantes (elipses de color negro), se logró calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1684 \pm 16$  Ma (2s, MSWD = 0.55, n = 14) (Figura 5.1.CC), teniendo en cuenta que los análisis más discordantes y con altas concentraciones de U (elipses de color gris), representan una tendencia de pérdida de Pb para estos núcleos ablacionados (e.g., zircón 17 con 4% disc.). También se observa un análisis concordante de una edad mayor (zircón 10 con una edad de  $1773 \pm 62$  Ma), el cual es interpretado como un núcleo dentro de otro núcleo, como se puede apreciar en la imagen de catodoluminiscencia (Figura 5.1.CD). Cabe destacar, que algunos de los zircones ablacionados en sus núcleos, tienen

una edad paleoproterozoica (e.g., zircons 2, 8 y 20) y se interpretan como núcleos heredados de un basamento ígneo antiguo y que posteriormente sufrieron un recrecimiento motivado a un evento magmático mesoproterozoico, cuya edad de cristalización es a los  $1427 \pm 22$  Ma, siendo ésta la edad del gneis sienogranítico Welton-E recolectado en Wellton Hills.

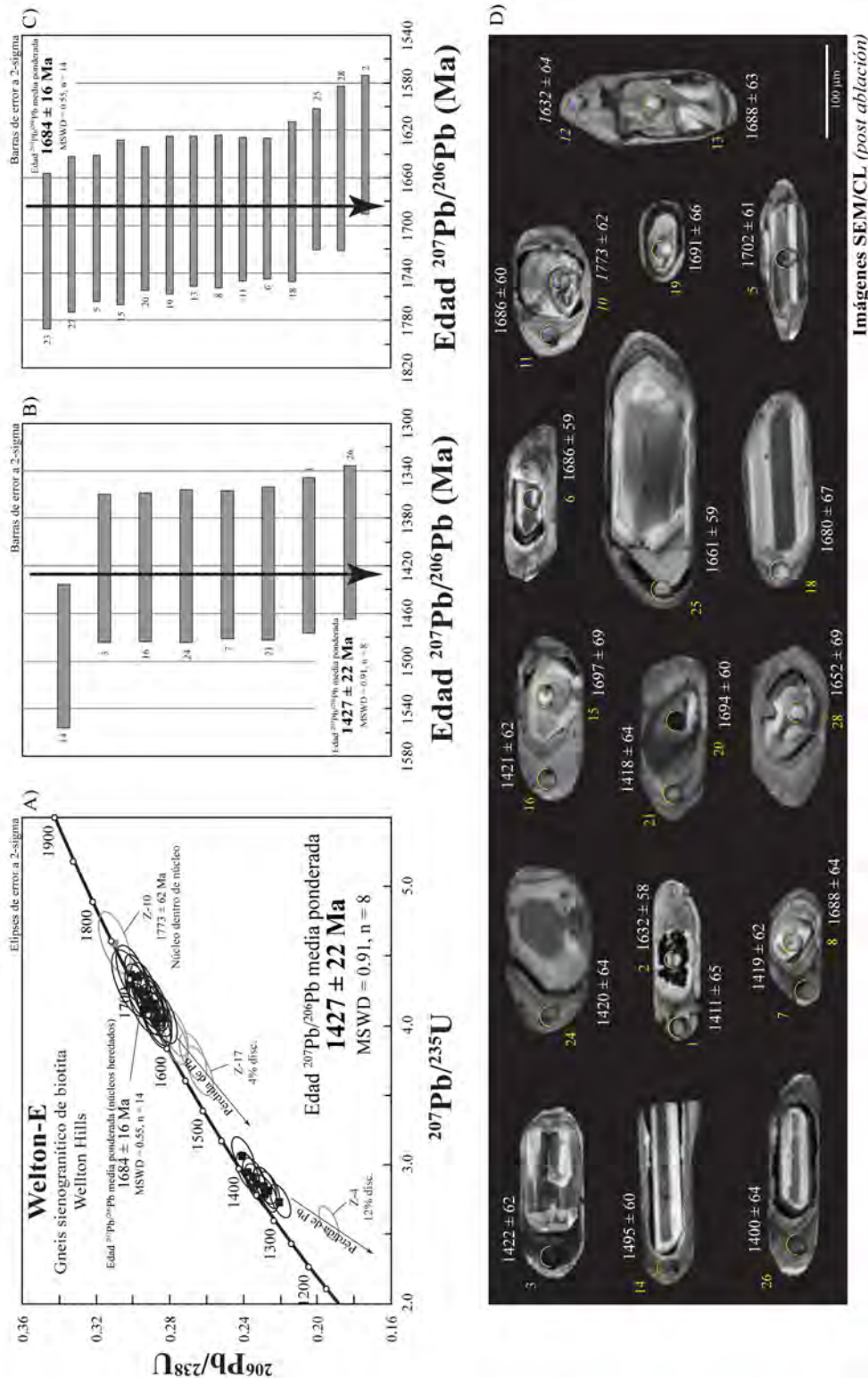


Figura 5.1.C Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (L.A-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircons de la muestra Welton-E mesoproterozoica del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircons analizados de la muestra Welton-E. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircons con un cierto grado de pérdida de Pb y/o herencias. (B) y (C) Diagramas de medias ponderadas mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada correspondiente a una edad de cristalización y una edad de núcleos heredados. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircons representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios circulos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23 µm. En estas imágenes, los zircons con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### 5.1.6 Gneis sienogranítico melanocrático de dos micas (McDonalds)

El gneis sienogranítico McDonalds fue recolectado en un pequeño cerro ubicado en la parte trasera del restaurante de comida rápida McDonalds, en la comunidad de Yuma, al suroeste de Arizona (Figura 5.1). Se utilizaron 25 zircones de los extraídos en la separación para realizar el fechamiento U-Pb, enfocando los puntos de ablación tanto en bordes como en zonas de posibles núcleos heredados. Los zircones presentan un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$  en su eje más alargado y 80  $\mu\text{m}$  en su eje perpendicular al anterior mencionado. De forma general, los zircones presentan morfologías euhedrales, prismáticas, alargados y con bordes ligeramente redondeados. Los zircones son ligeramente amarillentos y la mayoría presenta pequeñas fracturas paralelas al eje mayor, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

Las imágenes de catodoluminiscencia de los zircones revelan estructuras magmáticas típicas con zoneamientos oscilatorios y, en algunos casos, las texturas internas de los núcleos son complejas (zircón 11) (Figura 5.1.DC). Las zonas con baja catodoluminiscencia están relacionadas con altas concentraciones en U, como se puede apreciar en la ablación del zircón 9, con una concentración en U de 1304 ppm (Tabla A.1). En contraste, la ablación en el zircón 21, en una zona de baja luminiscencia, está asociado a una menor concentración en U de 203 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.1.DA) en el cual se aprecia una dispersión a lo largo de la línea de concordia entre edades que van desde 1382 hasta 1591 Ma, con discordancias relativamente bajas (0–2% disc.). Una agrupación de 23 análisis (elipses y cuadros de color negro) nos permiten calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1412 \pm 9$  Ma (2s, MSWD = 0.69). También se aprecian dos análisis representados con elipses y cuadros de color gris que no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada, ya que uno de estos análisis (zircón 14) tiene una alta discordancia (3% disc.) y el otro (zircón 10) corresponde a una ablación en el núcleo del zircón, interpretándose como un análisis con una cierta herencia. Por tal motivo, se propone que la edad de  $1412 \pm 9$  Ma correspondería a la edad de cristalización del gneis sienogranítico McDonalds.

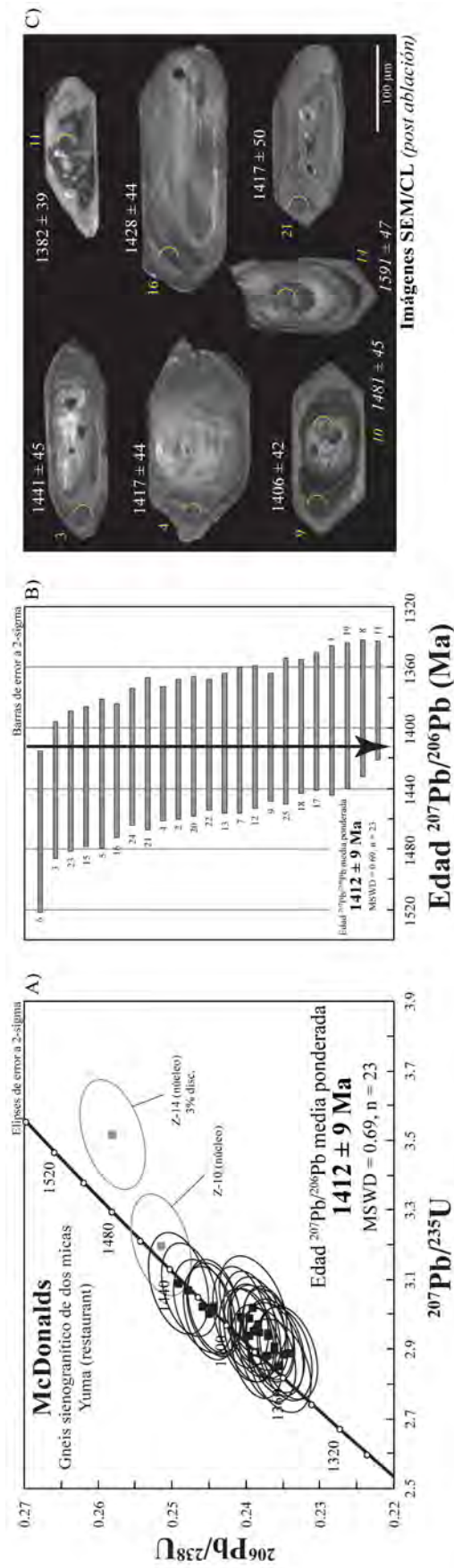


Figura 5.1.D Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de una roca mesoproterozoica del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra McDonalds y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada. Las elipses y cuadros de color gris representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados de herencias. (B) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para dicha muestra. (C) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios circulos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.



## 5.2 Resultados de geocronología U-Pb de rocas laramílicas

A continuación, se describen los datos geocronológicos U-Pb de 4 muestras de edad laramílica, siendo estas muestras representativas en los resultados obtenidos. Los datos geocronológicos, descripciones y los mosaicos de las imágenes de catodoluminiscencia de los zircones fechados de cada muestra, donde se observa el punto de ablación y la edad obtenida, del resto de las muestras se presentan en el Apéndice B. La descriptiva de los datos geocronológicos se presenta en orden cronológico, desde la edad más antigua a la más joven (Tabla 5.2). En la figura 5.2 se aprecia la distribución de todas las muestras laramílicas en la zona del trabajo con sus respectivas edades de cristalización.

**Tabla 5.2** Tabla resumen de edades U-Pb de granitoides laramílicos.

Muestra	Nombre de la roca	Edad (Ma) <sup>‡</sup>
Chop-3	Tonalita de dos micas	95.9 ± 1.3
Cucapah-1	Gneis tonalítico de dos micas	86.8 ± 0.7
Choya	Sienogranito de biotita	85.8 ± 0.8
QTB-1	Monzogranito de biotita	75.4 ± 0.6
Drifthills	Monzogranito leucocrático de biotita	69.0 ± 0.8
SR-7	Sienogranito leucocrático de dos micas	68.1 ± 0.6
Bettylee	Monzogranito de biotita	67.9 ± 1.1
Gila-2	Monzogranito leucocrático de biotita	67.7 ± 0.8
Mohawk-1	Gneis tonalítico anfibolítico de dos micas	67.6 ± 0.8
Mohawk-3	Monzogranito de dos micas	67.6 ± 0.7
Tinajas-1	Monzogranito leucocrático de dos micas	66.9 ± 0.9
SR-3	Sienogranito leucocrático de dos micas	66.8 ± 0.4
Tinajas	Monzogranito de dos micas	64.8 ± 0.6
Tinajas-2	Pegmatita granítica feldespática de microclino	64.6 ± 0.8
Tinajas-4	Monzogranito de dos micas	64.4 ± 0.7
Pinta	Sienogranito leucocrático de dos micas	64.0 ± 0.7

<sup>†</sup>Lat. = Latitud, Long. = Longitud (DATUM WGS84).

<sup>‡</sup>Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada de zircones reportada a precisión 2 sigma.



presentan inclusiones de apatito y/u otras fases minerales no determinadas así como fracturas internas en ambos ejes.

En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que la mayoría de los zircones tienen un núcleo más luminiscente, y en algunos casos con una baja catodoluminiscencia, seguidos de una zonación oscilatoria que es característica de un crecimiento concéntrico ígneo. Algunos zircones presentan un núcleo con un efecto de reabsorción y textura compleja, sobre todo en los zircones con núcleos heredados proterozoicos (Figura 5.2.AE). La intensidad de catodoluminiscencia está directamente relacionada con las concentraciones en U de los zircones. Por ejemplo, el zircón 41 tiene una ablación hecha en su núcleo y se aprecia que es una zona de alta luminiscencia, correspondiendo a una concentración relativamente baja en U de 226 ppm (Tabla B.1). Las zonas de baja catodoluminiscencia están relacionadas con concentraciones altas en U, en donde el zircón 16, ablacionado en el borde del zircón con baja catodoluminiscencia, tiene una concentración alta en U de 6109 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 5.2.AA) en donde se puede apreciar tres diferentes agrupaciones de análisis, todos representados con elipses de color negro. El motivo del cambio del diagrama de concordia es la correcta representación de las edades más jóvenes y el uso de las edades de la relación isotópica  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Una agrupación está caracterizada por incluir los análisis realizados en varios núcleos de los zircones, cuyas edades dieron una edad proterozoica (desde 1523 hasta 1827 Ma); otros análisis corresponden a zircones con una alta discordancia ( $>17\%$  disc.), dos de ellos (zircones 15 y 29) fueron ablacionados incluyendo borde y núcleo, siendo esto una posible consecuencia para tan altos valores de discordancia. El zircón 30 fue ablacionado en su núcleo con una textura interna compleja. La mayor agrupación de análisis se encuentra dentro del cuadro (Área B), en donde se puede ver un acercamiento en la Figura 5.2.AB. Los datos más jóvenes tienen una dispersión considerable cuyas edades van desde 66 Ma hasta 80 Ma. Las elipses y cuadros de color gris representan datos con altos valores de discordancia (e.g., zircón 28 con una discordancia del 14%) y también representan los zircones con un cierto grado de herencia y que fueron ablacionados en zonas que involucran borde y núcleo del zircón. Las elipses y cuadros de color negro corresponden a los análisis más concordantes y que representan una menor dispersión estadística de la cual se logra calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $69.0 \pm 0.8$  Ma (2s, MSWD = 2.9, n = 15) (Figura 5.2.AC), siendo esta edad interpretada como la mejor aproximación a la edad de cristalización del monzogranito leucocrático de biotita Drifthills.

Los datos isotópicos de U-Pb también fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.2.AD), para así tener una mejor observación respecto a los núcleos de edad proterozoica y el comportamiento del resto de los análisis obtenidos. Con los análisis en núcleos heredados más concordantes se logra calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1666 \pm 37$  (2s, MSWD = 2.9, n = 7), apreciándose una dispersión de los análisis, sobre todo con las edades proterozoicas que tienen una alta discordancia (>4% disc.) y que tienen concentraciones elevadas en U, definiendo una tendencia de pérdida de plomo. En conjunto, estos datos discordantes y los análisis de edades larámílicas, generan una línea de discordia cuya intersección superior fue anclada en la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada paleoproterozoica, dando como resultado una edad de intersección inferior de  $69.0 \pm 1.4$  Ma (2s, MSWD = 3.6). Esta edad es igual a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada para la edad de cristalización de monzogranito, posiblemente representando la edad del pulso magmático regional que propició la pérdida de Pb en algunos zircones paleoproterozoicos de esta muestra.

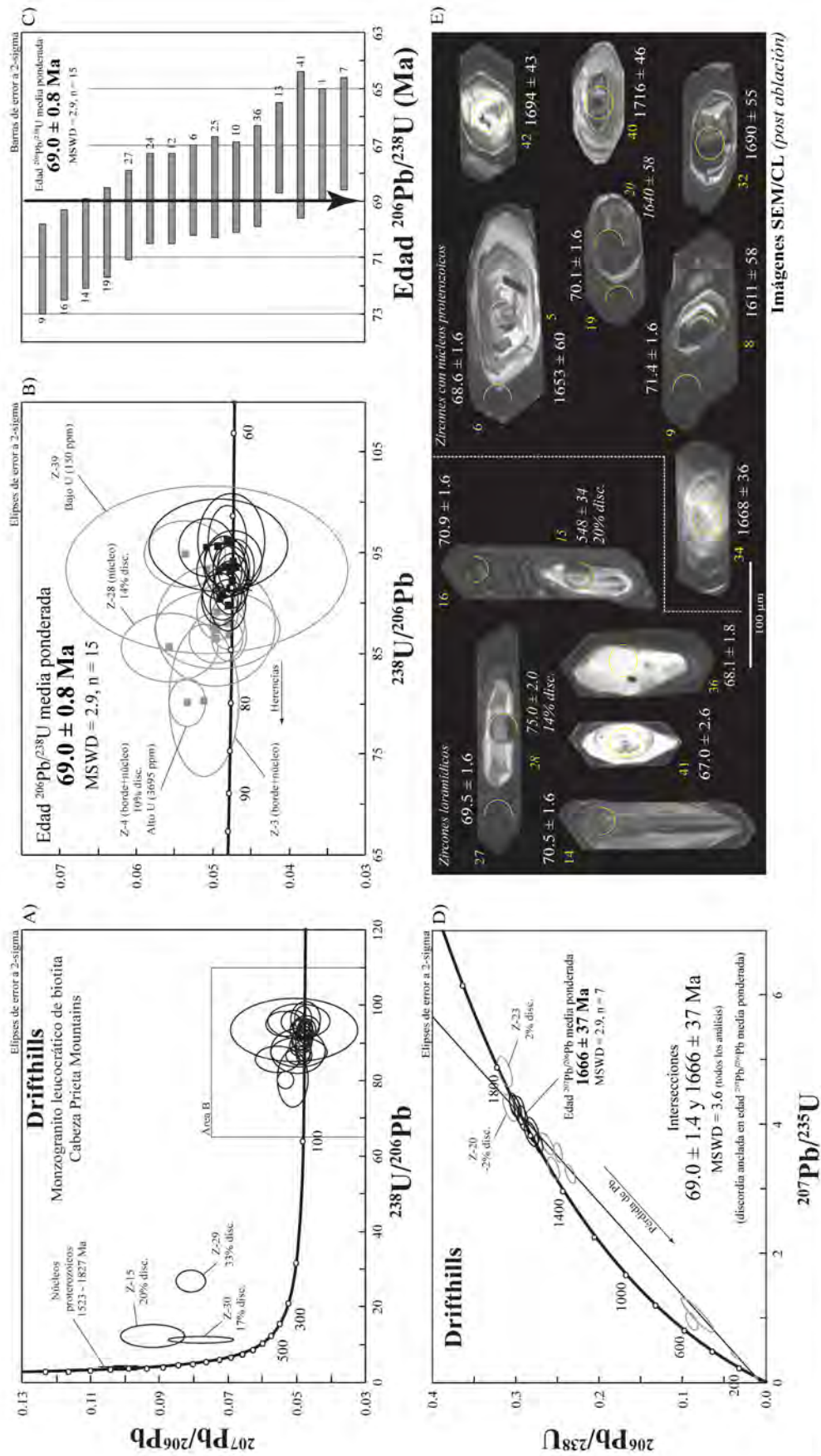


Figura 5.2. A) Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra Drifhills del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Drifhills. (B) Acrecimiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden a una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~2.3  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### 5.2.2 Gneis tonalítico anfibolítico de dos micas (Mohawk-1)

La muestra de gneis tonalítico anfibolítico Mohawk-1 fue recolectada en Mohawk Mountains, cerca de San Cristobal Valley al suroeste de Arizona (Figura 5.2). Se realizaron 24 análisis de U-Pb en zircones, tanto en bordes como en algunos núcleos de los granos con el propósito de obtener la edad de cristalización y herencias de la muestra. La morfología de los zircones es representada por cristales prismáticos, con ambas puntas bien definidas y con un tamaño promedio de 150  $\mu\text{m}$ . Algunos zircones presentan fracturas en su eje menor e inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que la mayoría de los zircones tienen una alta catodoluminiscencia en su núcleo con una zonación incipiente, seguido de una zonación oscilatoria característica de crecimientos ígneos, en algunos casos, el núcleo tiene una baja catodoluminiscencia. Estas intensidades de catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones en U del zircón. En la Figura 5.2.BC se aprecia que el zircón 10, ablacionado en su borde y correspondiendo a una zona de baja catodoluminiscencia, presenta una alta concentración de U de 2418 ppm. Por otra parte, el zircón 18 fue ablacionado en su núcleo correspondiendo a una zona de alta catodoluminiscencia, cuya concentración en U es relativamente baja (487 ppm) (Tabla B.1).

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 5.2.BA) en donde se aprecia una agrupación de 13 análisis concordantes (<11% disc.), representados con elipses y cuadros de color negro, logrando calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $67.6 \pm 0.8 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 1.5, n = 13) (Figura 5.2.BB), interpretándose dicha edad como la mejor aproximación de la edad de cristalización del gneis tonalítico anfibolítico Mohawk-1. Los análisis representados con elipses y cuadros de color gris, no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada debido a que presentan altos valores de discordancia (>11% disc.), y en el caso del zircón 12 ( $78.7 \pm 1.9 \text{ Ma}$ ), este análisis representa un cierto grado de herencia debido a que su punto de ablación parece involucrar dominio tanto de borde como de núcleo del zircón. Es de destacar que los zircones de esta muestra no presentan núcleos heredados proterozoicos.

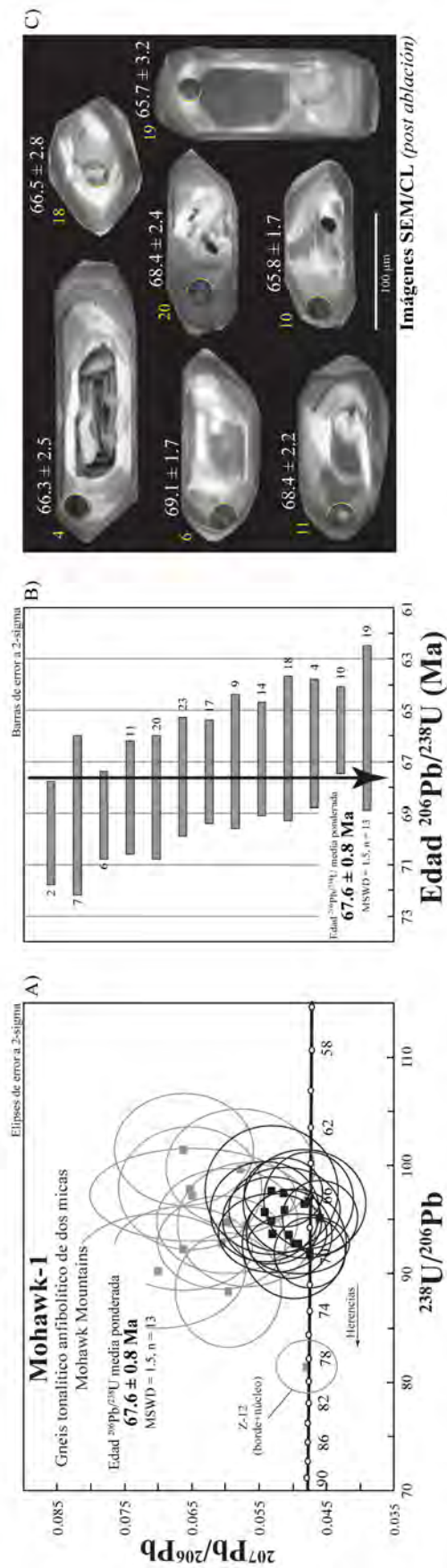


Figura 5.2.B Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra Mohawk-1 del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Mohawk-1 y mostrando también la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada para dicha muestra. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (B) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación de algunos de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ .

### 5.2.3 Sienogranito leucocrático de dos micas (SR-3)

El sienogranito leucocrático de dos micas SR-3 fue recolectado en Sierra El Rosario, ubicada en la zona de Sierras Sepultadas al noroeste de Sonora dentro de la Reserva de la Biosfera El Pinacate (Figura 5.2). Para el fechamiento U-Pb del sienogranito se realizaron un total de 36 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en febrero del 2013, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca (Húquez-Vejar *et al.*, 2014), siendo los zircones ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017 se realizó una segunda sesión de ablaciones enfocada, esta vez, en posibles núcleos heredados. Los zircones presentan un tamaño promedio de 120  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son prismáticos, con ambas caras definidas y bordes en punta, en algunos casos, un borde se encuentra fracturado y ligeramente alargado en su eje principal, con fracturas internas, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia se puede apreciar que, en forma general, los zircones poseen un núcleo más catodoluminiscente, seguido de una zonación oscilatoria típica de un crecimiento concéntrico de carácter ígneo. En la Figura 5.2.CD se puede apreciar que los zircones con un núcleo heredado presentan una textura de reabsorción (e.g., zircones 39 y 35). Algunas de las ablaciones se realizaron en zonas con baja catodoluminiscencia en el zircón, correspondiendo a concentraciones muy altas en U (e.g., zircón 11 con una concentración en U de 38,933 ppm). Por otro lado, también se realizaron ablaciones en zonas con alta catodoluminiscencia, que se asocian a dominios de zircón con concentraciones de U relativamente bajas (e.g., zircón 32 con una concentración en U de 283 ppm).

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 5.2.CA) en donde se aprecian varias agrupaciones considerables de datos concordantes; uno con edades mesozoicas que van desde 142 Ma hasta 244 Ma (e.g., zircones 34, 32, 37 entre otros; Figura 5.2.CD). El segundo grupo es el compuesto por edades que van desde 78 Ma hasta 69 Ma, los cuales se analizarán para calcular la edad de cristalización de la muestra. También se tienen dos análisis concordantes con edades proterozoicas, el zircón 39 con una edad mesoproterozoica de  $1398 \pm 38$  Ma, que se interpreta como un núcleo heredado asociado al evento magmático intrusivo a los  $\sim 1.4$  Ga, y el zircón 35 con una edad paleoproterozoica de  $1745 \pm 18$  Ma, interpretándose como un núcleo heredado de edad asociada al basamento metaígneo presente en la región. La Figura 5.2.CB es un acercamiento a los análisis con edades más jóvenes, en donde se puede observar una dispersión considerable de los datos. Representados con elipses y cuadros de color gris se tienen varios zircones ablacionados en sus núcleos (e.g., zircones 29, 36, 31, entre



otros) correspondiendo a los análisis con cierto grado de herencia y otros con alta discordancia (>8% disc.). Los análisis con edades más jóvenes (zircones 2, 13 y 20) están asociados a una tendencia de pérdida de Pb debido a sus altas concentraciones en U. Un grupo de siete análisis son los más concordantes y forman una agrupación coherente que permite calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $66.8 \pm 0.4$  Ma (2s, MSWD = 2.4, n = 7) (Figura 5.2.CC) representados con elipses y cuadros de color negro, siendo esta edad tomada como la mejor aproximación para la edad de cristalización del sienogranito leucocrático de dos micas SR-3 recolectado en Sierra el Rosario.

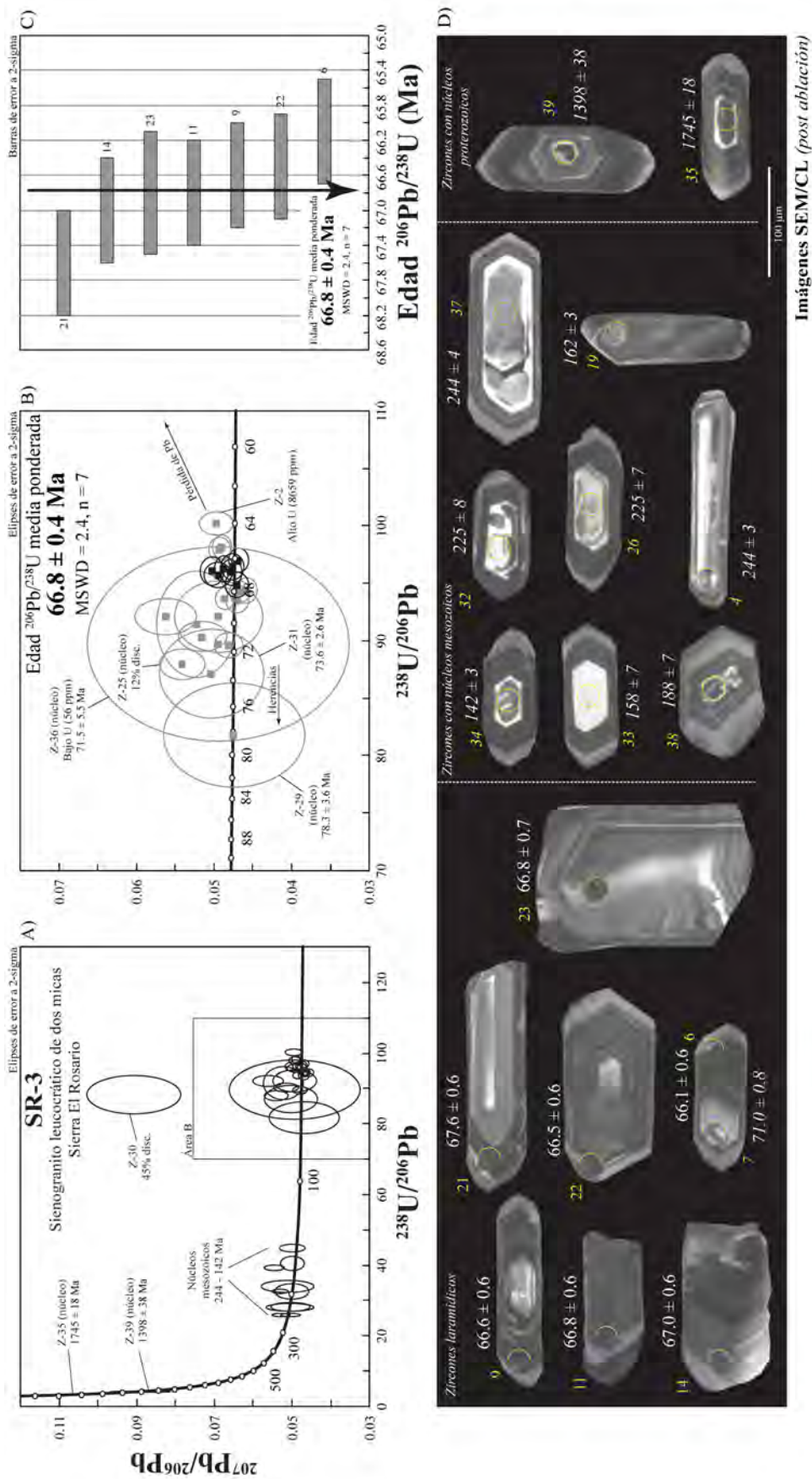


Figura 5.2.C. Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra SR-3 del NW de Sonora. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra SR-3. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23$   $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

#### 5.2.4 Sienogranito leucocrático de dos micas (Pinta)

El sienogranito leucocrático de dos micas Pinta fue recolectado en la zona de Sierra Pinta, dentro de Cabeza Prieta Wilderness al suroeste de Arizona. Para el fechamiento U-Pb del sienogranito se realizaron un total de 34 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en febrero del 2013, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca, siendo los granos ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017, se realizó una segunda secuencia de ablaciones enfocadas esta vez a posibles núcleos heredados o preservados en las imágenes de catodoluminiscencia. El tamaño promedio de los zircones es de 150  $\mu\text{m}$ ; su morfología consiste en cristales prismáticos, alargados en su eje principal, con ambas caras definidas, bordes en punta o algunos bordes fracturados, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas en el interior de los zircones.

En las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que la mayoría de los zircones tienen un núcleo con alta catodoluminiscencia, seguido de una zonación oscilatoria típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. En otros casos, los núcleos con edades proterozoicas (Figura 5.2.DE) suelen tener una textura de reabsorción (e.g., zircones 13 y 31) y en algunos casos, una textura compleja (e.g., zircon 5). Las intensidades de catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones en U contenidas en los zircones. En esta figura también se aprecia que la ablación en el zircon 22 fue realizada en una zona de alta catodoluminiscencia y que corresponde a una concentración relativamente baja en U de 136 ppm (Tabla B.1). En caso contrario, el zircon 13 fue ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia, correspondiendo a una concentración relativamente alta en U de 4247 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 5.2.DA) en donde se aprecian dos agrupaciones importantes de los datos, una agrupación de edades que consideramos como jóvenes, con valores que van desde 61 Ma hasta 80 Ma; y otra agrupación de datos con edades proterozoicas. Para los análisis más jóvenes, se realizó un acercamiento ilustrado en la Figura 5.2.DB, donde se aprecia una dispersión significativa de los análisis. Los análisis graficados con elipses y cuadros de color gris no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada, debido a que, por una parte, representan análisis con cierto grado de herencia, ya que corresponden a ablaciones en los núcleos de los zircones (e.g., zircon 24) y también ablaciones que involucran tanto borde como núcleo del zircon (e.g., zircones 20 y 1) y altas discordancias ( $>11\%$  disc). Por otra parte, se aprecia un análisis con una edad más joven y con una concentración alta en U, el cual pudiera explicarse como un zircon con tendencia

de pérdida de Pb. Los análisis representados con elipses y cuadros de color negro son los más concordantes y forman una agrupación coherente que permite calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $64.0 \pm 0.7$  Ma (2s, MSWD = 2.1, n = 12) (Figura 5.2.DC), la cual se interpreta como la edad de cristalización del sienogranito leucocrático de dos micas Pinta.

Para una mejor apreciación de los análisis con edades proterozoicas, se graficaron los datos isotópicos de U-Pb en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.2.DD), en donde se aprecian dos agrupaciones concordantes. Una agrupación corresponde a las edades más antiguas, lográndose calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1654 \pm 19$  Ma (2s, MSWD = 0.54, n = 6) (elipses de color negro), siendo interpretada esta edad como la edad de cristalización de los zircones heredados. Los análisis con elipses de color gris no fueron tomadas en cuenta para el cálculo de dicha edad media ponderada debido a que representan una alta discordancia (>2% disc.) y son tomadas como una tendencia de pérdida de Pb en relación al evento magmático laramídico. Otra agrupación importante de análisis concordantes corresponden a una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1356 \pm 17$  Ma (2s, MSWD = 0.97, n = 5), siendo considerada esta edad como la edad correspondiente a zircones formados durante el evento magmático intrusivo mesoproterozoico de ~1.4 Ga. Por último, se destaca que la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1654 \pm 19$  Ma es tomada en cuenta como intersección superior para generar una línea de discordia en conjunto con todos los análisis, resultando una intersección inferior a los  $63 \pm 3$  Ma (2s, MSWD = 14), observando que dicha edad es igual a la edad laramídica  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada asociada a la edad de cristalización de la roca.

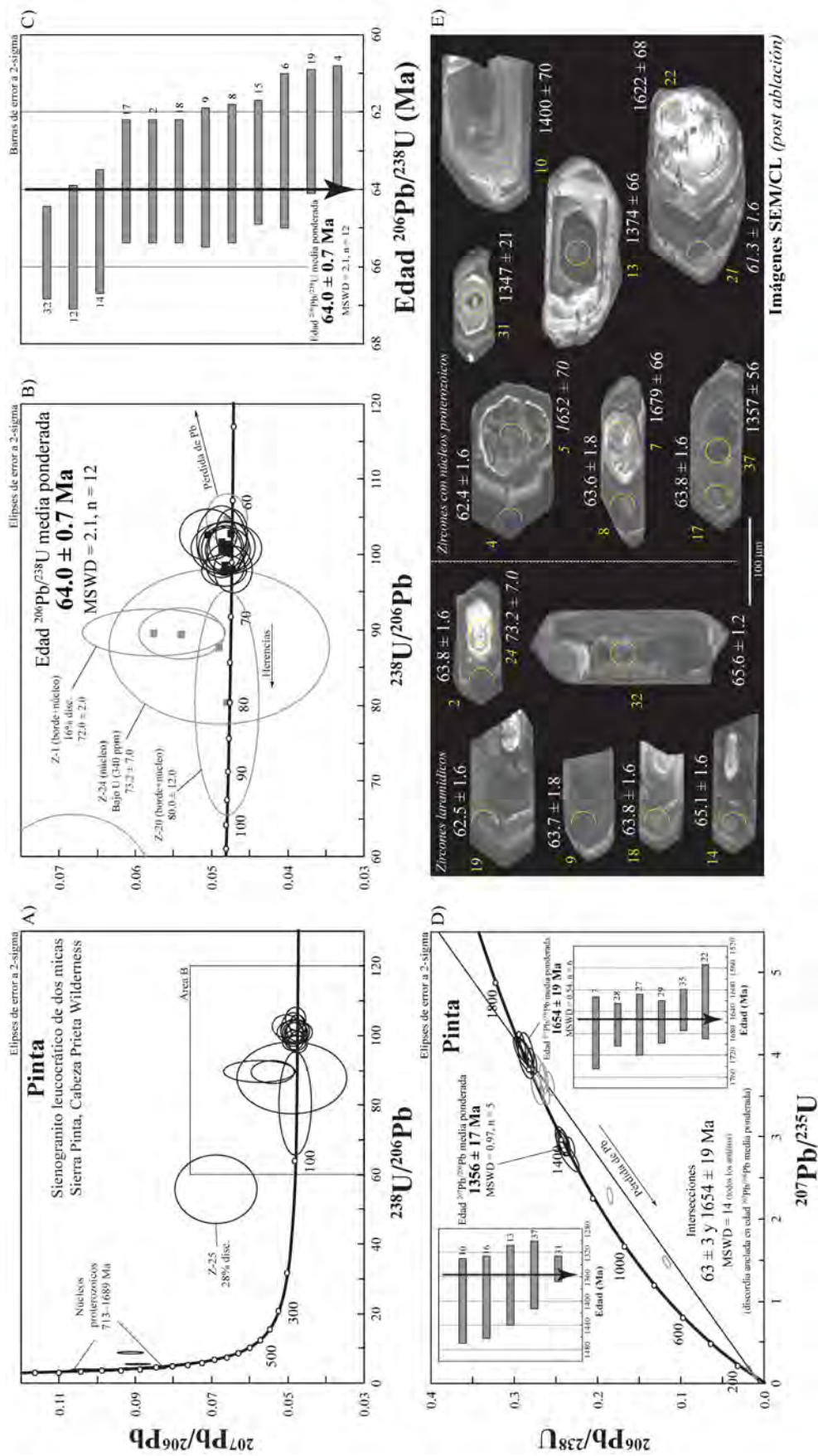


Figura 5.2. D Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de la muestra Pinta del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Terra-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Pinta. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. (D) Diagrama de concordia tipo Wehertill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior y las edades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  medias ponderadas. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23 µm. En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

## Capítulo 6. Estudios isotópicos de Lu-Hf en zircones

### 6.1 Resultados isotópicos de Lu-Hf en zircones de rocas proterozoicas

Las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  obtenidas en los zircones de rocas paleoproterozoicas (Tabla 6.1) se graficaron en un diagrama de distribución (Figura 6.1.A) ordenado en base a sus valores de medias ponderadas de menores a mayores, en donde se logra diferenciar dos intervalos isotópicos, uno con valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que van desde la muestra Zcen09-38 (0.281672) a la muestra Min09-07 (0.281830), cuyos valores presentan una distribución considerable en donde no se puede definir una tendencia o media ponderada entre los datos de esta sección, el cual se definirá como Dominio Yavapai. Por otra parte, el otro intervalo isotópico está definido entre las muestras 14-1/2 y Gila-01 cuyos valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  van de 0.281912 a 0.281981, respectivamente. Dichos valores presentan una ligera distribución entre ellos, por lo que se podría definir una cierta tendencia, el cual se define como Dominio Mazatzal. Por último, se define una zona de solapamiento entre ambos dominios paleoproterozoicos interpolando los análisis utilizados para el cálculo de sus medias ponderadas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ .

Con base en los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  calculados para cada muestra, nuevamente se logra diferenciar dos intervalos isotópicos, uno con valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  que van de +2.76 (Min09-07) a +0.08 (Zcen09-38) y otro intervalo con valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  que van de +9.01 (Wilton-02) a +4.86 (Espanto-2). Estos intervalos se diferencian principalmente por un “salto” en los datos de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$ , evidenciado entre las muestras Min09-07 y 14-1/2 (Figura 6.1.B). Finalmente, también se genera una zona de solapamiento entre ambos dominios, estableciendo valores de transición en los cuales se ven involucradas las muestras Min09-07, Ajo-4 y Espanto-2.

Para las edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ), se calcularon promedios con base en los valores utilizados para calcular las medias ponderadas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(0)$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  (Tabla C.1 y Tabla 6.1). Para un mejor entendimiento de los datos de las edades modelos, se realizó un gráfico de distribución de edades en donde cada muestra presenta su edad de cristalización y su edad modelo a dos pasos (Figura 6.1.C) en orden a sus valores de medias ponderadas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . En la figura se logra observar dos agrupaciones de edades modelo; una primera agrupación cuyo intervalo de edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) va de 2242 Ma (Min09-07) a 2433 Ma (Zcen09-38). Por otra parte, se tiene una segunda agrupación cuyo intervalo de edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) va de 1836 Ma (Wilton-02) a 2065 Ma (Espanto-2).

**Tabla 6.1** Tabla resumen de datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides paleo y mesoproterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Muestra	Edad U-Pb (Ma) <sup>(1)</sup>	abs. err. (2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(3)</sup>	abs. err. (±2σ)	εHf <sub>t=0</sub> <sup>(3)</sup>	abs. err. (±2σ)	εHf <sub>t=0</sub> <sup>(3)</sup>	abs. err. (±2σ)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>	T <sub>DM2</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>
<b>Rocas Paleoproterozoicas</b>										
<b>Dominio Yavapai</b>										
Zcen09-38	1733 ± 6		0.281672	0.000008	-38.47	0.29	0.08	0.29	2152	2433
Tanw09-08	1726 ± 14		0.281720	0.000010	-37.21	0.36	0.15	0.36	2147	2420
QTB-3	1709 ± 14		0.281739	0.000013	-36.52	0.47	0.31	0.51	2125	2392
GneisCen-01	1682 ± 17		0.281773	0.000010	-35.31	0.36	1.42	0.43	2057	2304
QTB-6	1693 ± 13		0.281786	0.000013	-34.85	0.45	1.70	0.43	2060	2296
Min09-07	1720 ± 9		0.281830	0.000022	-33.33	0.77	2.76	0.47	2046	2242
<b>Dominio Mazatzal</b>										
14-1/2	1693 ± 11		0.281912	0.000008	-30.42	0.28	6.91	0.30	1853	1962
Cabeza-11	1689 ± 25		0.281917	0.000009	-30.23	0.33	6.31	0.27	1874	1994
Ajo-4	1654 ± 10		0.281918	0.000012	-30.21	0.42	4.98	0.29	1898	2051
Espanto-2	1660 ± 16		0.281919	0.000013	-30.15	0.46	4.86	0.42	1911	2065
Pilotknob	1692 ± 12		0.281925	0.000012	-29.94	0.41	6.25	0.27	1881	2002
Welton-E (núcleos heredados)	1684 ± 16		0.281928	0.000012	-29.84	0.44	7.07	0.86	1839	1942
Ajo-3	1642 ± 10		0.281932	0.000011	-29.71	0.38	5.97	0.28	1848	1983
Cabeza-9	1642 ± 14		0.281959	0.000007	-28.74	0.26	5.67	0.36	1867	2003
ADN-01	1706 ± 36		0.281961	0.000006	-28.69	0.20	7.99	0.21	1823	1899
Cooper	1695 ± 28		0.281969	0.000012	-28.39	0.43	8.41	0.35	1796	1862
Aztec-02	1690 ± 10		0.281971	0.000016	-28.34	0.57	7.55	0.31	1826	1910
Lewis-01	1636 ± 10		0.281976	0.000009	-28.16	0.31	7.15	0.28	1796	1899
Telegraph	1658 ± 11		0.281978	0.000013	-28.07	0.46	7.05	0.74	1831	1935
Wilton-02	1705 ± 23		0.281980	0.000010	-28.01	0.37	9.01	0.42	1784	1836
Gila-01	1663 ± 9		0.281981	0.000010	-27.98	0.35	7.99	0.31	1788	1868
<b>Rocas Mesoproterozoicas</b>										
Wilton-E	1427 ± 22		0.281965	0.000011	-28.55	0.39	2.76	0.77	1787	2024
McDonalds	1412 ± 9		0.281970	0.000007	-28.38	0.25	2.07	0.34	1802	2050

<sup>(1)</sup>Edad de cristalización calculada para cada roca

<sup>(2)</sup>Incertidumbre en las proporciones corregidas y calculadas (expresadas en el intervalo de confianza del 95%)

<sup>(3)</sup>Valores obtenidos mediante media ponderada

<sup>(4)</sup>Valores obtenidos mediante el cálculo de promedio

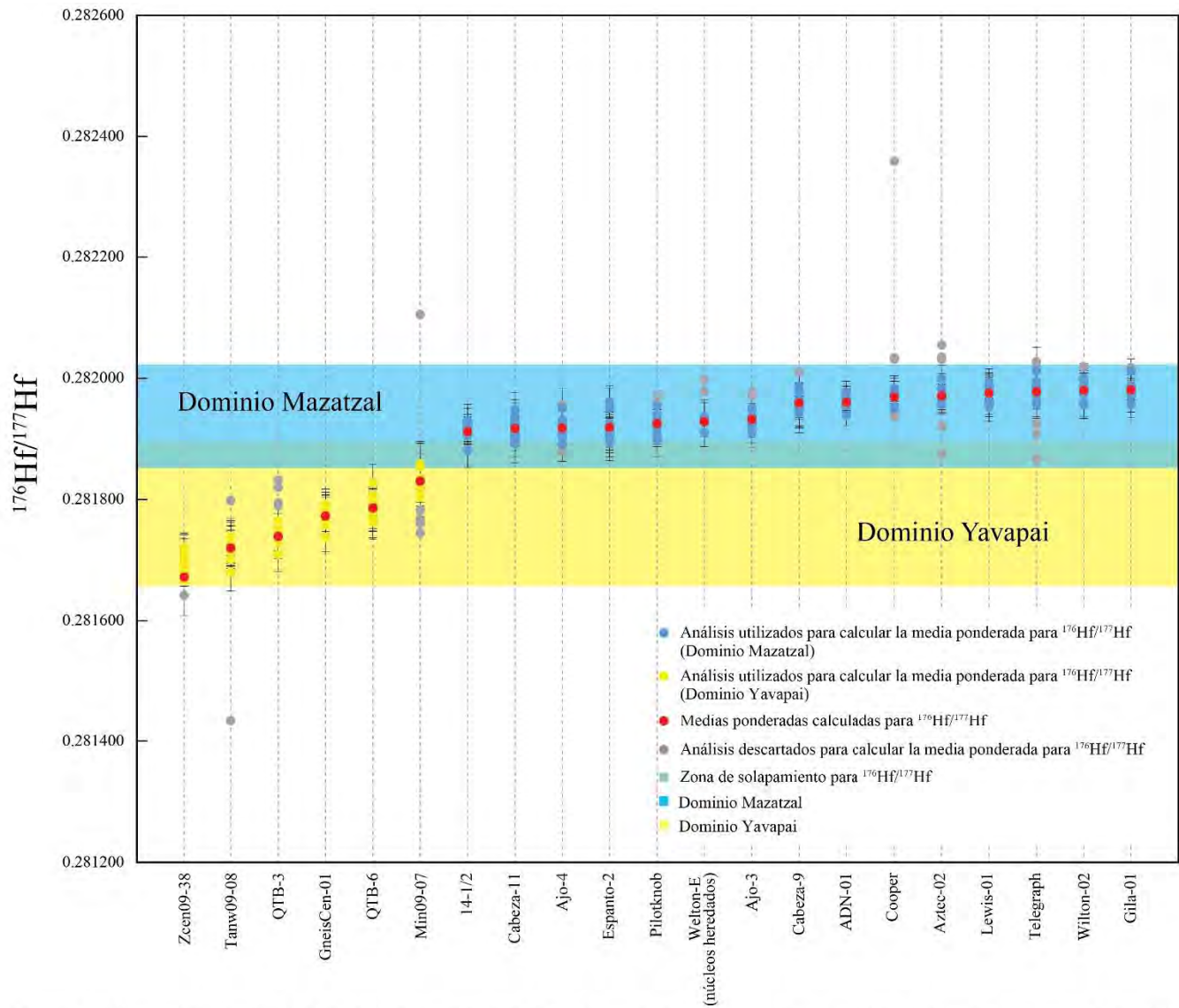


Figura 6.1.A Diagrama de distribución de los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de los zircons de rocas paleoproterozoicas. En color amarillo se muestran los análisis utilizados para calcular la media ponderada para  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de las muestras correspondientes al dominio Yavapai. En color azul se muestran los análisis utilizados para calcular la media ponderada para  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de las muestras correspondientes al dominio Mazatzal. Los círculos de color rojo corresponden a las medias ponderadas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  calculadas para cada muestra. Los círculos de color gris son los análisis descartados para calcular la media ponderada.



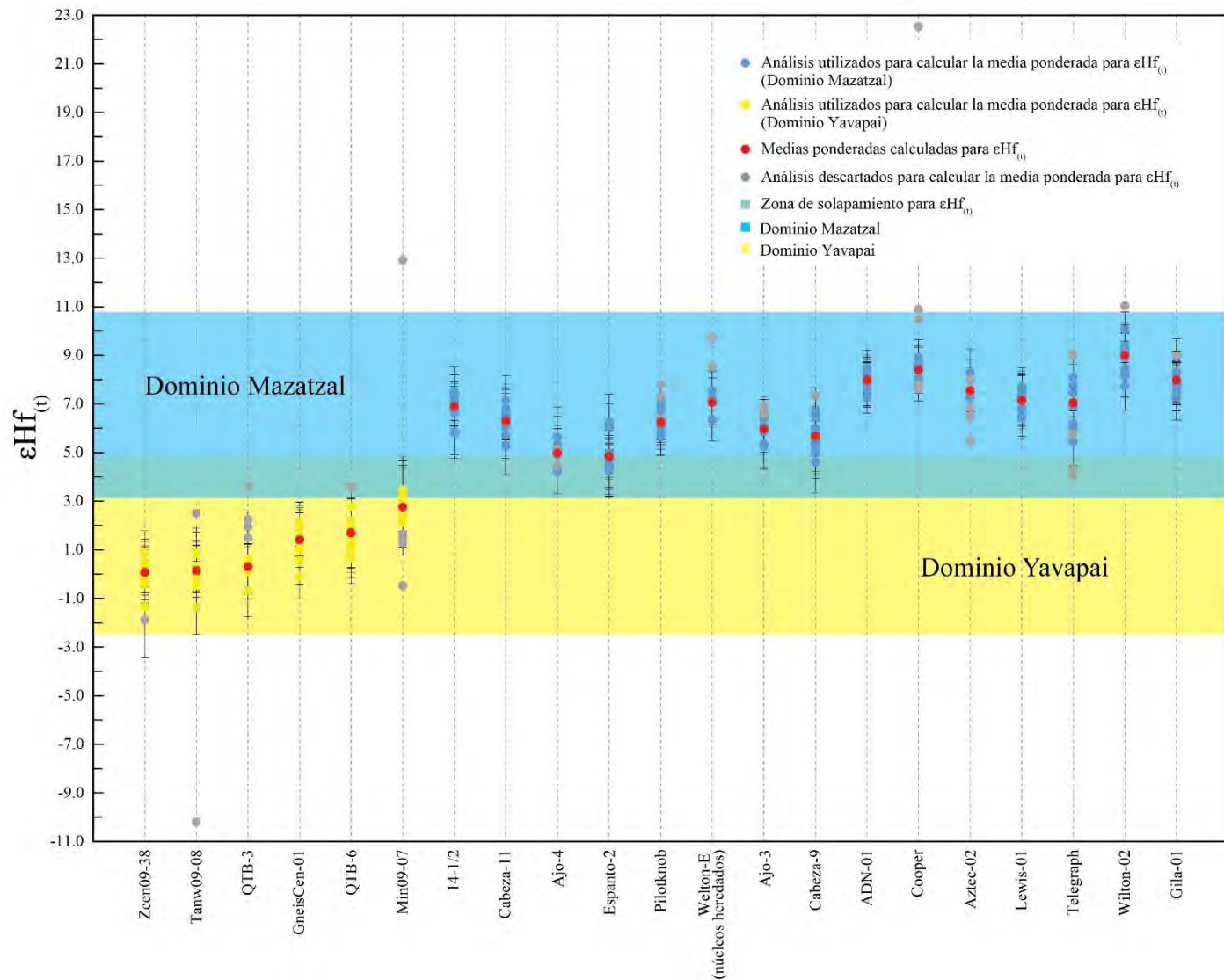


Figura 6.1.B Diagrama de distribución de los valores de  $\epsilon Hf_{(t)}$  de los zircons de rocas paleoproterozoicas. En color amarillo se muestran los análisis utilizados para calcular la media ponderada para  $\epsilon Hf_{(t)}$  de las muestras correspondientes al dominio Yavapai. En color azul se muestran los análisis utilizados para calcular la media ponderada para  $\epsilon Hf_{(t)}$  de las muestras correspondientes al dominio Mazatzal. Los círculos de color rojo corresponden a las medias ponderadas de  $\epsilon Hf_{(t)}$  calculadas para cada muestra. Los círculos de color gris son los análisis descartados para calcular la media ponderada.

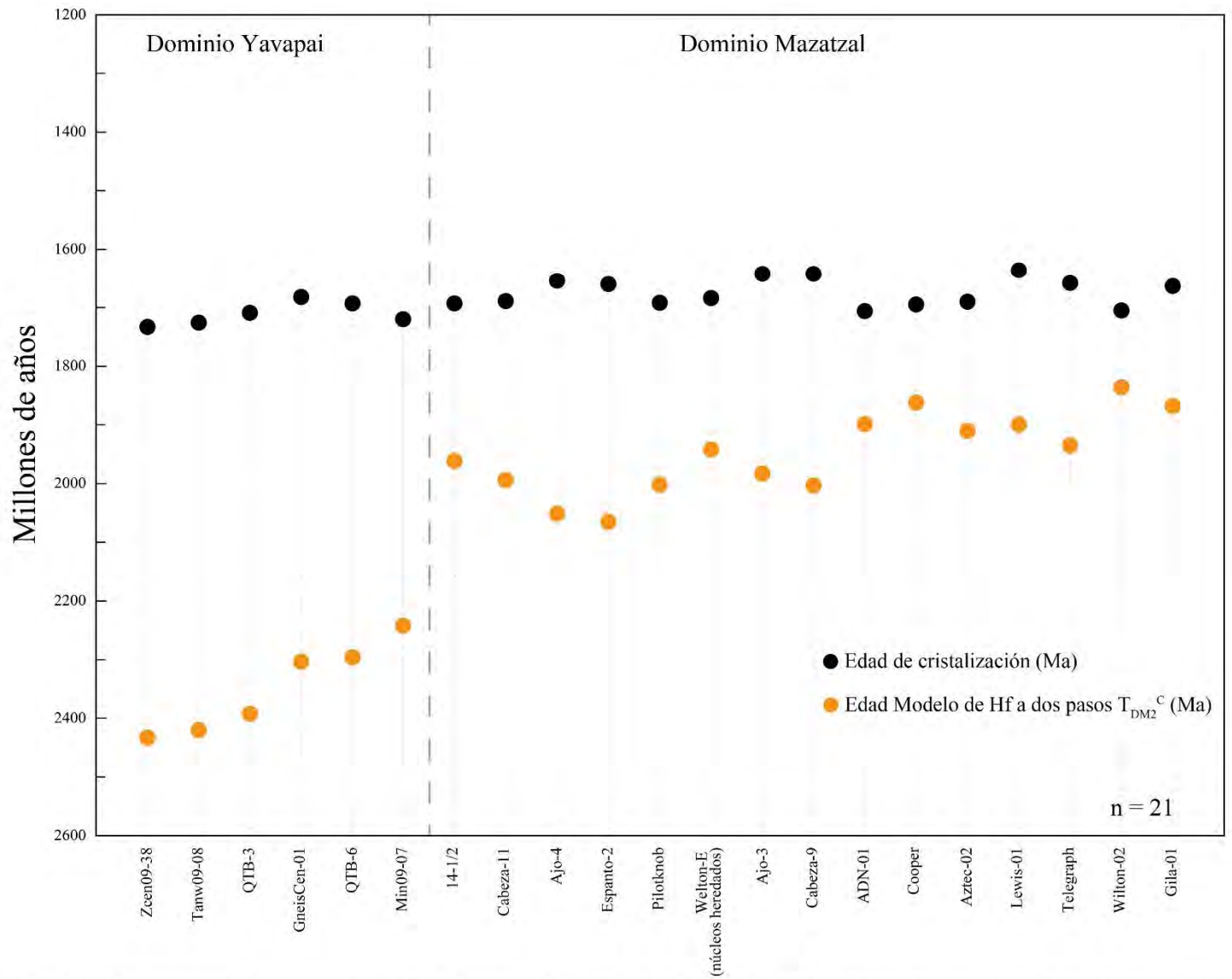


Figura 6.1.C Diagrama de distribución de las edades de cristalización y edades modelo a dos pasos ( $T_{DM2}^C$ ) de los zircones de muestras proterozoicas. Las muestras se encuentran distribuidas de izquierda a derecha según su relación isotópica  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ .

Los rangos y valores definidos para  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  son graficados en un diagrama de evolución (Figura 6.1.D) en donde nuevamente se aprecia una dispersión considerable en las relaciones isotópicas de los zircones de rocas paleoproterozoicas que definimos como Dominio Yavapai. Para las relaciones isotópicas de los zircones de rocas paleoproterozoicas que definimos como Dominio Mazatzal, se aprecian dos dispersiones lineales en la figura (flechas de color gris). Los zircones con edades mesoproterozoicas presentan valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que caen dentro del rango evolutivo de una corteza intermedia de dominio Mazatzal.

Los rangos y valores definidos para  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  se graficaron en un diagrama de evolución de Hf (Figuras 6.1.E y 6.1.F) en donde se puede apreciar que una gran parte de los zircones de rocas paleoproterozoicas están en el Dominio Mazatzal, mientras que otros zircones de rocas paleoproterozoicas están en el Dominio Yavapai. Dentro de la zona de solapamiento de ambos dominios están zircones de rocas paleoproterozoicas asociadas tanto al Dominio Mazatzal como el Dominio Yavapai. También se grafica las muestras con zircones de edades mesoproterozoicas, probablemente involucradas con el Dominio Mazatzal y la zona de solapamiento.

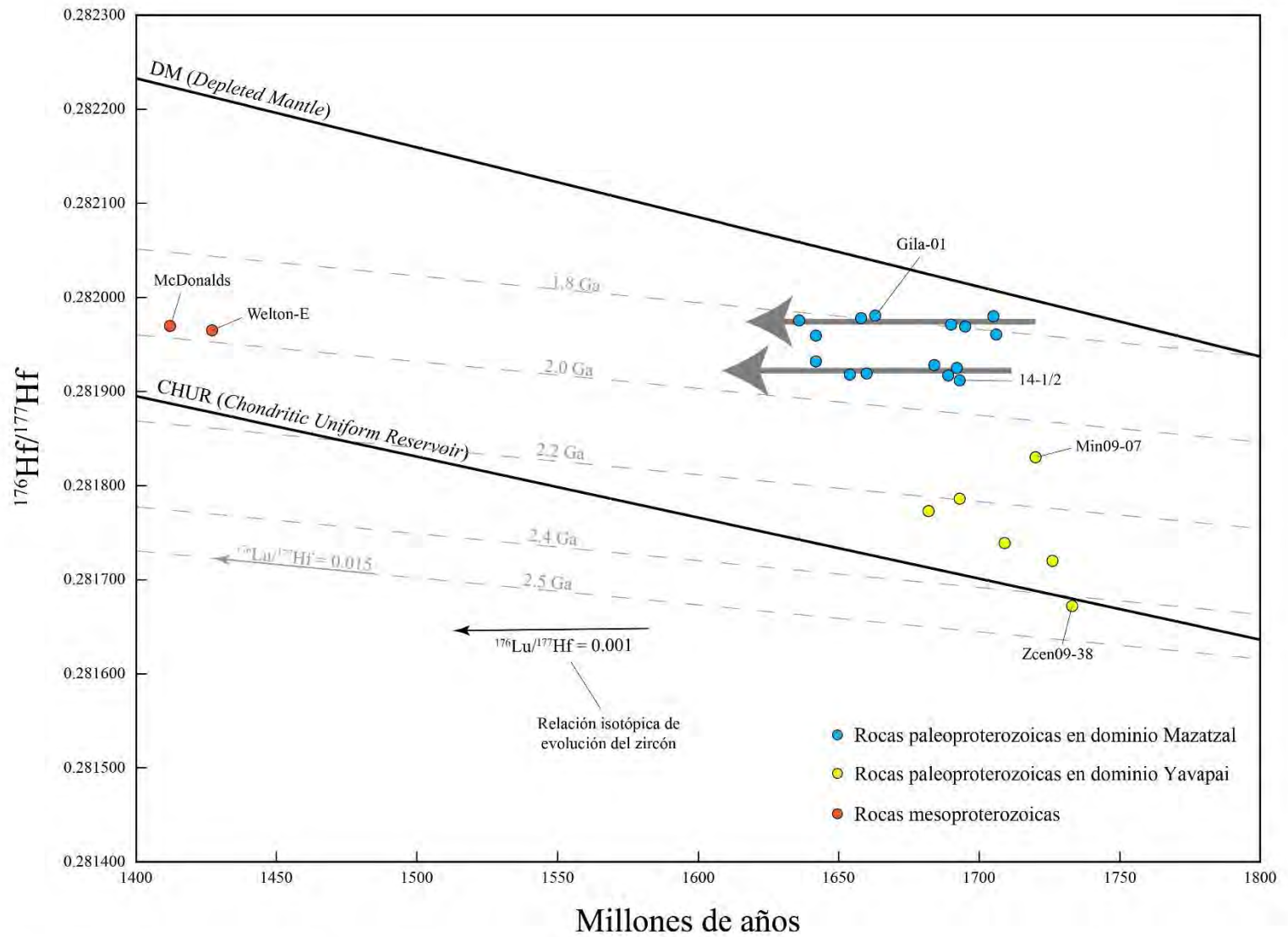


Figura 6.1.D Diagrama de evolución de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  en zirrones de rocas proterozoicas del SW de Arizona y NW de Sonora. En líneas punteadas de color gris se representa la evolución de una corteza intermedia  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  (Vervoort, 2014). Las flechas indican los posibles componentes magmáticos que caracterizan el dominio Maza-

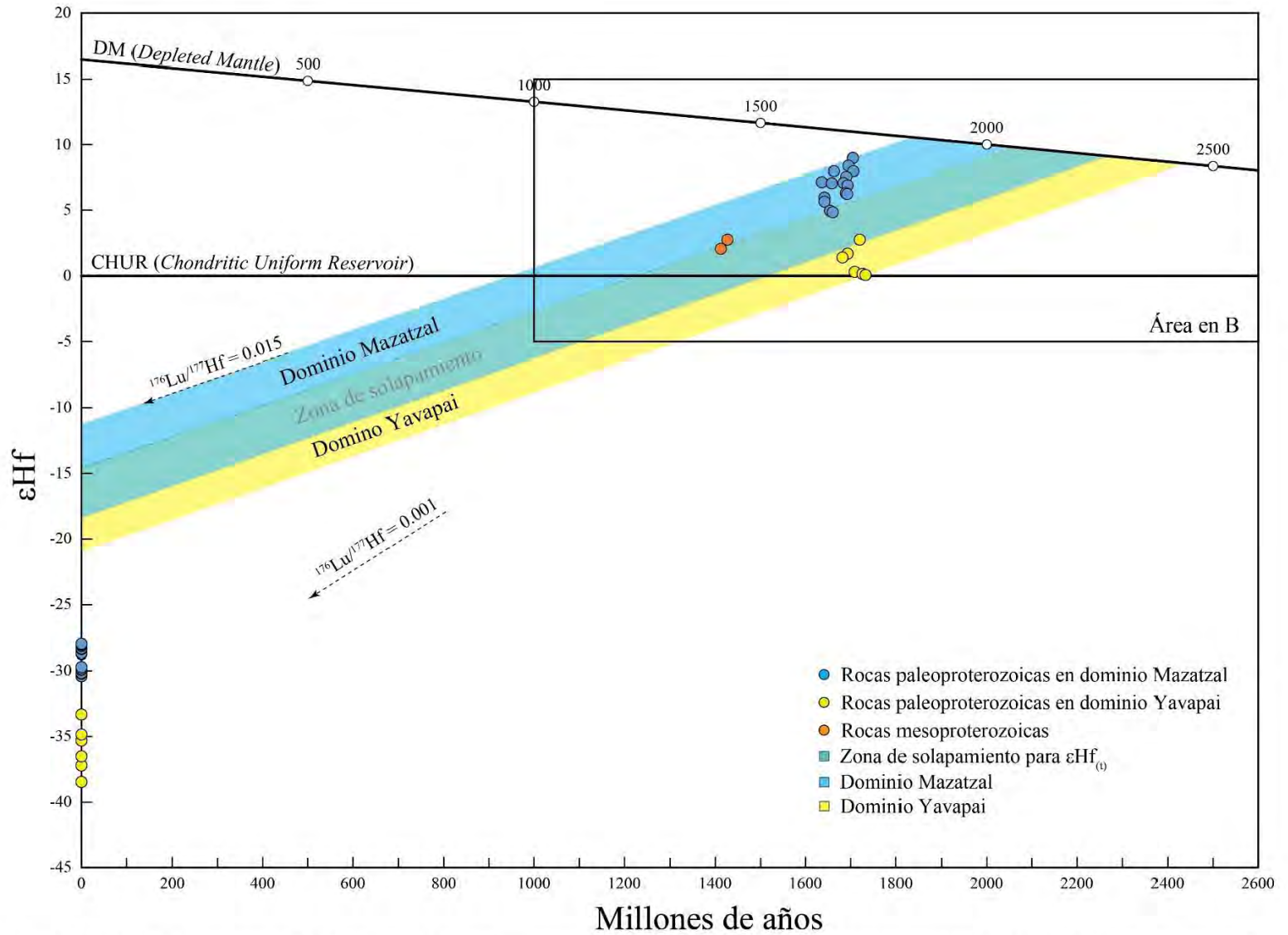


Figura 6.1.E Diagrama de evolución de  $\epsilon\text{Hf}$  en zircones de rocas proterozoicas del SW de Arizona y NW de Sonora en donde se grafican las edades de cristalización U-Pb (Ma) contra los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  y  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ , mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a las edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) calculados en los zircones de rocas paleoproterozoicas.

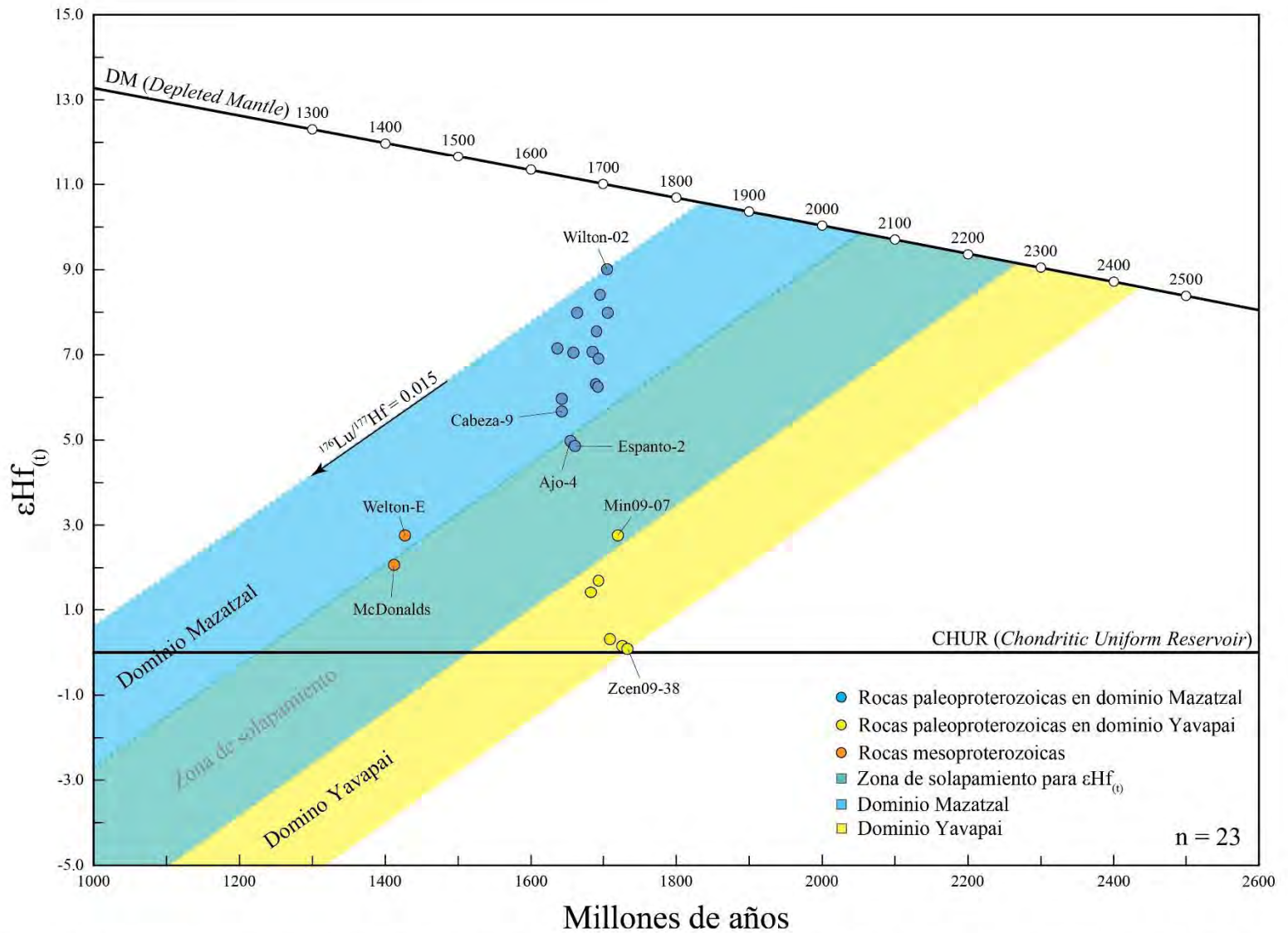


Figura 6.1.F Acercamiento al área B en el diagrama de evolución de  $\epsilon Hf$  en zirones de rocas proterozoicas del SW de Arizona y NW de Sonora en donde se grafican las edades de cristalización U-Pb (Ma) contra los valores de  $\epsilon Hf_{(t)}$  y  $\epsilon Hf_{(0)}$ , mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a las edades modelos a dos pasos ( $T_{DM2}^C$ ) calculados en los zirones de rocas paleoproterozoicas.

## 6.2 Resultados isotópicos de Lu-Hf en zircones de rocas laramídicas

Se realizaron análisis isotópicos de Lu-Hf a un total de 14 muestras graníticas laramídicas, enfocados en los zircones tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para obtener la edad de cristalización de las muestras y también se realizaron análisis isotópicos Lu-Hf a sus núcleos heredados. Posteriormente a la obtención de las relaciones isotópicas medidas en los zircones, se calcularon las medias ponderadas para los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(0)$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  correspondiente a las edades de cristalización de las muestras laramídicas, así como también, los promedios para los valores de las edades modelo a un paso ( $T_{\text{DM}}$ ) y a dos pasos ( $T_{\text{DM}2}^{\text{C}}$ ). A las muestras que contienen núcleos heredados también se les calcularon las medias ponderadas para los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(0)$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  correspondiente sus edades de cristalización paleo y mesoproterozoicas, calculando también los promedios de sus edades modelos a un paso ( $T_{\text{DM}}$ ) y a dos pasos ( $T_{\text{DM}2}^{\text{C}}$ ). En algunos casos se tomaron valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(0)$ ,  $\varepsilon\text{Hf}(t)$ ,  $T_{\text{DM}}$  y  $T_{\text{DM}2}^{\text{C}}$  de núcleos heredados individuales, tomando su correspondiente edad U-Pb individual calculada del núcleo heredado (e.g., SR-7, Bettylee, QTB-1, Gila-2), esto motivado a que dichos núcleos no entraban en el cálculo de la media ponderada de núcleos de la muestra pero que corresponden a zircones concordantes en la geocronología U-Pb (Tabla C.2 y Tabla 6.2).

Las rocas laramídicas son agrupadas en base a su valor isotópico de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , dando como resultado una diferencia entre los intervalos de las rocas laramídicas que poseen núcleos heredados y las que no. Es decir, las rocas laramídicas con núcleos heredados presentan valores dispersos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que van de 0.282343 (Tinajas-1) a 0.282463 (QTB-1) y las rocas laramídicas sin núcleos heredados presentan valores más dispersos aún de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que van de 0.282527 (Chop-3) a 0.282609 (Choya) (Figura 6.2.A). En la figura también se colocan los dominios definidos en base a las relaciones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de zircones paleoproterozoicos, con la finalidad de compararlos con las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de los núcleos heredados paleoproterozoicos de las rocas laramídicas. Con los núcleos heredados de las muestras Drifthills, Bettylee y Pinta se lograron calcular medias ponderadas, representando valores importantes para una posible integración en el dominio paleoproterozoico Mazatzal. El resto de los núcleos heredados son análisis tomados puntualmente ya que su edad U-Pb calculada es un valor concordante y su relación isotópica  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  entra en los valores paleoproterozoicos trabajados en este estudio.

**Tabla 6.2** Tabla resumen de datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides laramídicos y sus núcleos heredados proterozoicos en el área de estudio.

Muestra	Edad U-Pb (Ma) <sup>(1)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup> (2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(3)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup> (±2σ)	εHf <sub>(0)</sub> <sup>(3)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup> (±2σ)	εHf <sub>(0)</sub> <sup>(3)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup> (±2σ)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>	T <sub>DM2</sub> <sup>C</sup> (Ma) <sup>(4)</sup>
<b>Rocas Laramídicas</b>										
Tinajas-1	66.9 ± 0.9		0.282343	0.000014	-15.63	0.50	-14.20	0.51	1290	2004
Gila-2	67.7 ± 0.8		0.282355	0.000010	-15.20	0.37	-13.73	0.37	1263	1983
Tinajas	64.8 ± 0.6		0.282361	0.000007	-15.00	0.25	-13.60	0.25	1256	1963
Drifhills	69.0 ± 0.8		0.282364	0.000007	-14.90	0.24	-13.44	0.24	1281	1960
Mohawk-3	67.6 ± 0.7		0.282374	0.000011	-14.52	0.39	-13.07	0.40	1241	1934
Bettylee	67.9 ± 1.1		0.282382	0.000010	-14.24	0.34	-12.78	0.37	1223	1915
Pinta	64.0 ± 0.7		0.282399	0.000012	-13.64	0.43	-12.29	0.43	1230	1887
Tinajas-4	64.4 ± 0.7		0.282421	0.000009	-12.89	0.32	-11.52	0.32	1191	1833
SR-7	68.1 ± 0.6		0.282446	0.000011	-12.00	0.40	-10.55	0.39	1149	1772
SR-3	66.8 ± 0.4		0.282458	0.000008	-11.56	0.29	-10.15	0.29	1141	1750
QTB-1	75.4 ± 0.6		0.282463	0.000006	-11.40	0.23	-9.78	0.22	1119	1734
Chop-3	95.9 ± 1.3		0.282527	0.000007	-9.14	0.26	-7.04	0.26	1012	1577
Cucepauh-1	86.8 ± 0.7		0.282572	0.000007	-7.52	0.25	-5.63	0.24	952	1478
Choya	85.8 ± 0.8		0.282609	0.000005	-6.22	0.18	-4.33	0.18	893	1396
<b>Núcleos heredados paleoproterozoicos</b>										
SR-7*	1654 ± 19.0		0.281688	0.000021	-38.80	0.70	-1.80	0.80	2150	2485
SR-3*	1745 ± 18.0		0.281847	0.000033	-33.20	1.20	5.00	1.20	1974	2122
QTB-1*	1724 ± 22.0		0.281882	0.000022	-31.90	0.80	5.50	0.79	1937	2073
Mohawk-3*	1637 ± 42.0		0.281944	0.000025	-29.70	0.90	5.60	0.90	1861	2000
Bettylee*	1750 ± 37.0		0.281951	0.000029	-29.50	1.00	7.20	1.10	1899	1986
Tinajas-4*	1690 ± 15.0		0.281958	0.000026	-29.20	0.90	7.40	1.00	1836	1928
Tinajas-1*	1671 ± 20.0		0.281968	0.000028	-28.90	1.00	6.80	1.00	1843	1948
Pinta	1654 ± 17.0		0.281974	0.000041	-28.70	1.40	6.95	0.43	1815	1915
Tinajas-4*	1651 ± 24.0		0.281990	0.000027	-28.10	1.00	8.10	1.00	1770	1847
Gila-2*	1699 ± 31.0		0.281990	0.000031	-28.10	1.10	8.10	1.20	1816	1887
Drifhills	1666 ± 37.0		0.282018	0.000015	-27.11	0.51	9.00	1.00	1745	1794
Bettylee	1640 ± 27.0		0.282024	0.000014	-26.92	0.50	8.40	1.40	1754	1826
Tinajas*	1697 ± 9.0		0.282030	0.000026	-26.70	0.90	10.10	1.00	1733	1756
<b>Núcleos heredados mesoproterozoicos</b>										
Tinajas-1*	1493 ± 44.0		0.281868	0.000035	-32.40	1.2	0.00	1.30	1950	2240
Bettylee*	1444 ± 68.0		0.282043	0.000021	-26.20	0.70	5.50	0.80	1692	1853

<sup>(1)</sup> Edad de cristalización calculada para cada roca mediante geocronología U-Pb en zircones

<sup>(2)</sup> Incertidumbre en las proporciones corregidas y calculadas (expresadas en el intervalo de confianza del 95%)

<sup>(3)</sup> Valores obtenidos mediante media ponderada

<sup>(4)</sup> Valores obtenidos mediante el cálculo de promedio

\* Zircón con núcleo heredado individual



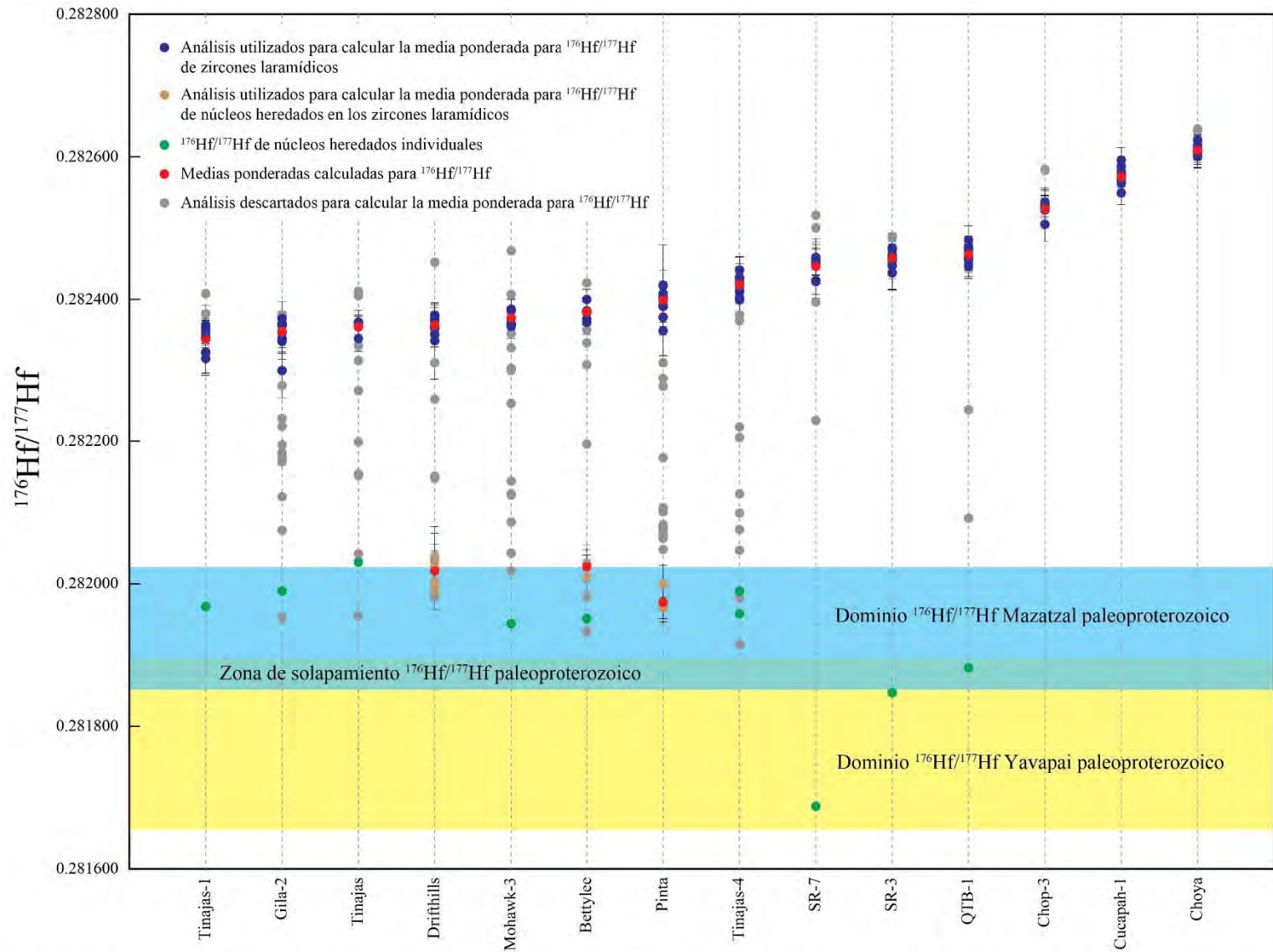


Figura 6.2.A Diagrama de distribución de los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de los zircons de rocas laramídicas y sus respectivos núcleos heredados paleoproterozoicos. Se muestran los dominios paleoproterozoicos definidos en base a los zircons de rocas paleoproterozoicas para correlacionarlos con los núcleos heredados paleoproterozoicos de las rocas laramídicas.

Los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  y  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  de los zircones de rocas laramídicas se pueden clasificar de la siguiente manera: las rocas laramídicas sin núcleos heredados que poseen un rango de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  que va de -9.14 (Chop-3) a -6.22 (Choya) y un rango de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  que va de -7.04 (Chop-3) a -4.33 (Choya), y las rocas laramídicas con núcleos heredados, que poseen un rango de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  que va -15.63 (Tinajas-1) a -11.40 (QTB-1) y un rango de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  que va de -14.20 (Tinajas-1) a -9.78 (QTB-1) (Tabla 6.2 y Figura 6.2.B). Los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  para los núcleos heredados calculados con medias ponderadas de las muestras D rifthills, B ettylee y P inta tienen afinidad con el dominio paleoproterozoico Mazatzal, el resto de los núcleos heredados individuales también tienen afinidad Mazatzal con excepción de la muestra SR-7 con un valor de  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  más evolucionado con afinidad al dominio Yavapai. Las muestras SR-3 y QTB-1 se encuentran en el límite inferior del dominio Mazatzal, estando muy cerca de la zona de solapamiento entre dominios.

Los valores de las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  fueron graficados en un diagrama de evolución de Hf en el tiempo (Figura 6.2.C), en donde se destacan las diferencias de intervalos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  para los zircones laramídicos que poseen núcleos heredados y los que no. También se puede apreciar una agrupación de los núcleos heredados paleoproterozoicos probablemente asociados a las rocas del dominio Mazatzal y un núcleo heredado individual (SR-7) que probablemente se asocie al dominio Yavapai.

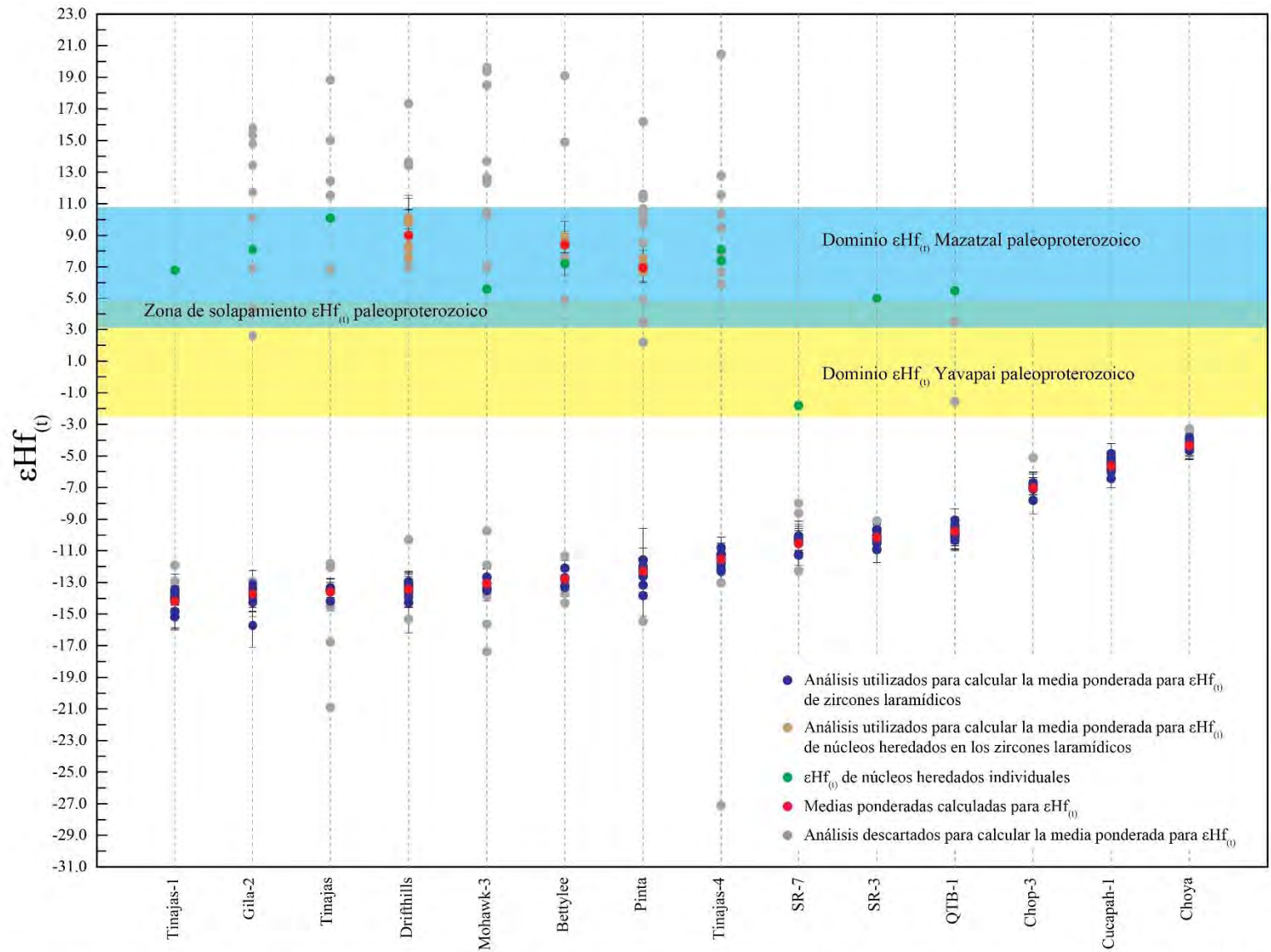


Figura 6.2.B Diagrama de distribución de los valores de  $\epsilon Hf_{(t)}$  de los zircones de rocas laramídicas y sus respectivos núcleos heredados paleoproterozoicos. Se muestran los dominios paleoproterozoicos definidos en base a los zircones de rocas paleoproterozoicas para correlacionarlos con los núcleos heredados paleoproterozoicos de las rocas laramídicas.

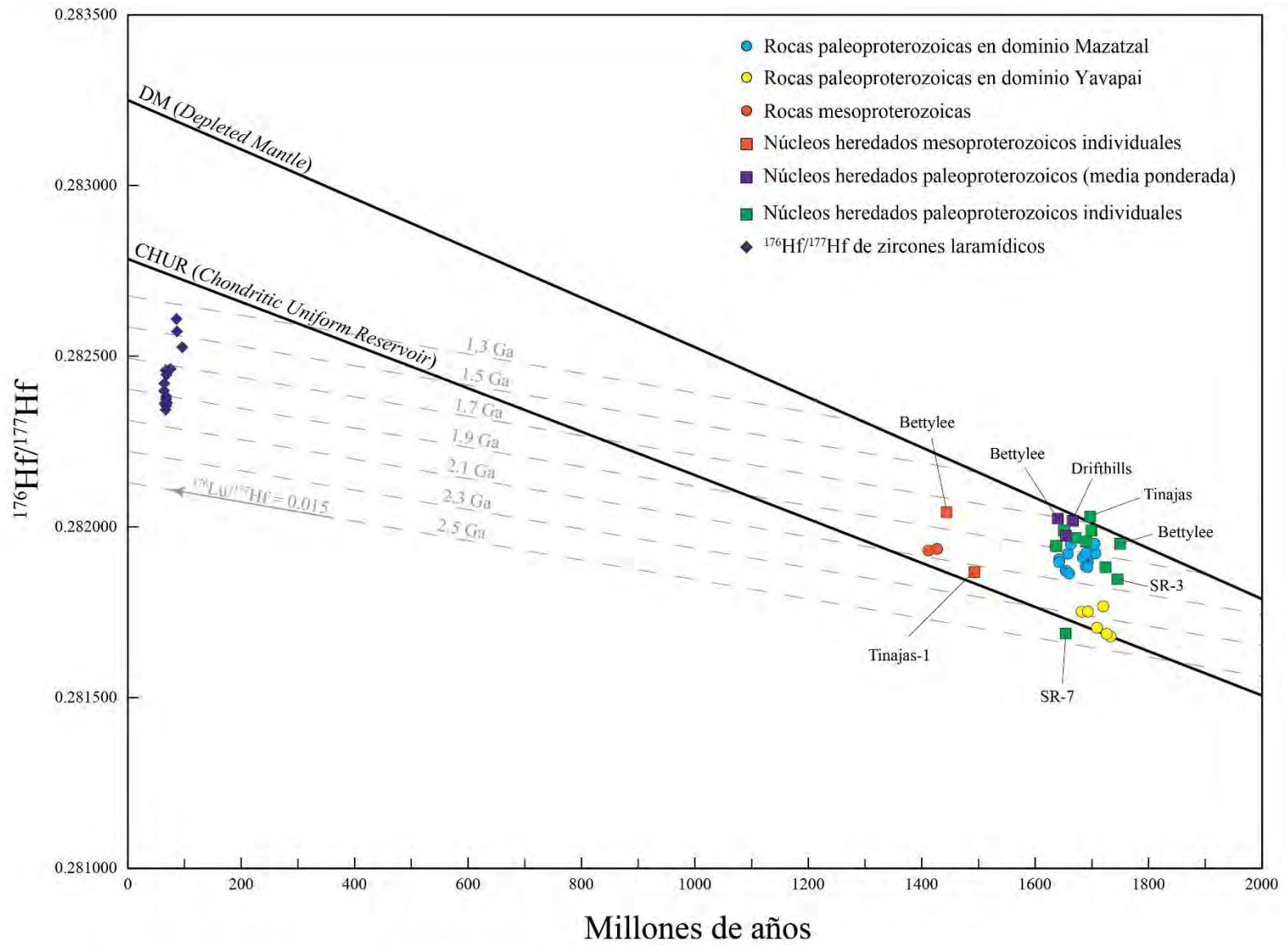


Figura 6.2.C Diagrama de evolución de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  en zirrones de rocas laramídicas y sus respectivos núcleos heredados paleoproterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora. En líneas punteadas de color gris se representa la evolución de una corteza intermedia  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  (Vervoort, 2014).

Los valores de  $\epsilon\text{Hf}(0)$  y  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de los zircones laramídicos y sus núcleos heredados proterozoicos fueron graficados en un diagrama de evolución de Hf sobre la base de los datos isotópicos de zircones proterozoicos descritos anteriormente de rocas proterozoicas (Figura 6.2.D). Para una mejor visualización de la evolución de Hf de los zircones laramídicos, se realiza el acercamiento en la Figura 6.2.E, mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a los zircones paleoproterozoicos de este estudio.

También se realizó un acercamiento para los núcleos heredados de los zircones laramídicos (Figura 6.2.F) en conjunto con los zircones proterozoicos y los dominios de basamento definidos en este estudio. Como se mencionó anteriormente, se calcularon medias ponderadas para los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de los núcleos heredados de los zircones laramídicos las muestras Drifhills, Bettylee y Pinta. El resto de los análisis isotópicos de Hf realizados en los núcleos heredados, corresponden a datos individuales y puntuales, ya que no se logró calcular una media ponderada, estando gran parte de estos datos dentro del dominio Mazatzal.

Por último, se tienen dos núcleos heredados individuales con edades mesoproterozoicas (Figura 6.2.F), uno con un valor de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de +5.50 (Bettylee) y otro, cuyo valor de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  es de  $\pm 0.00$  (Tinajas-1).

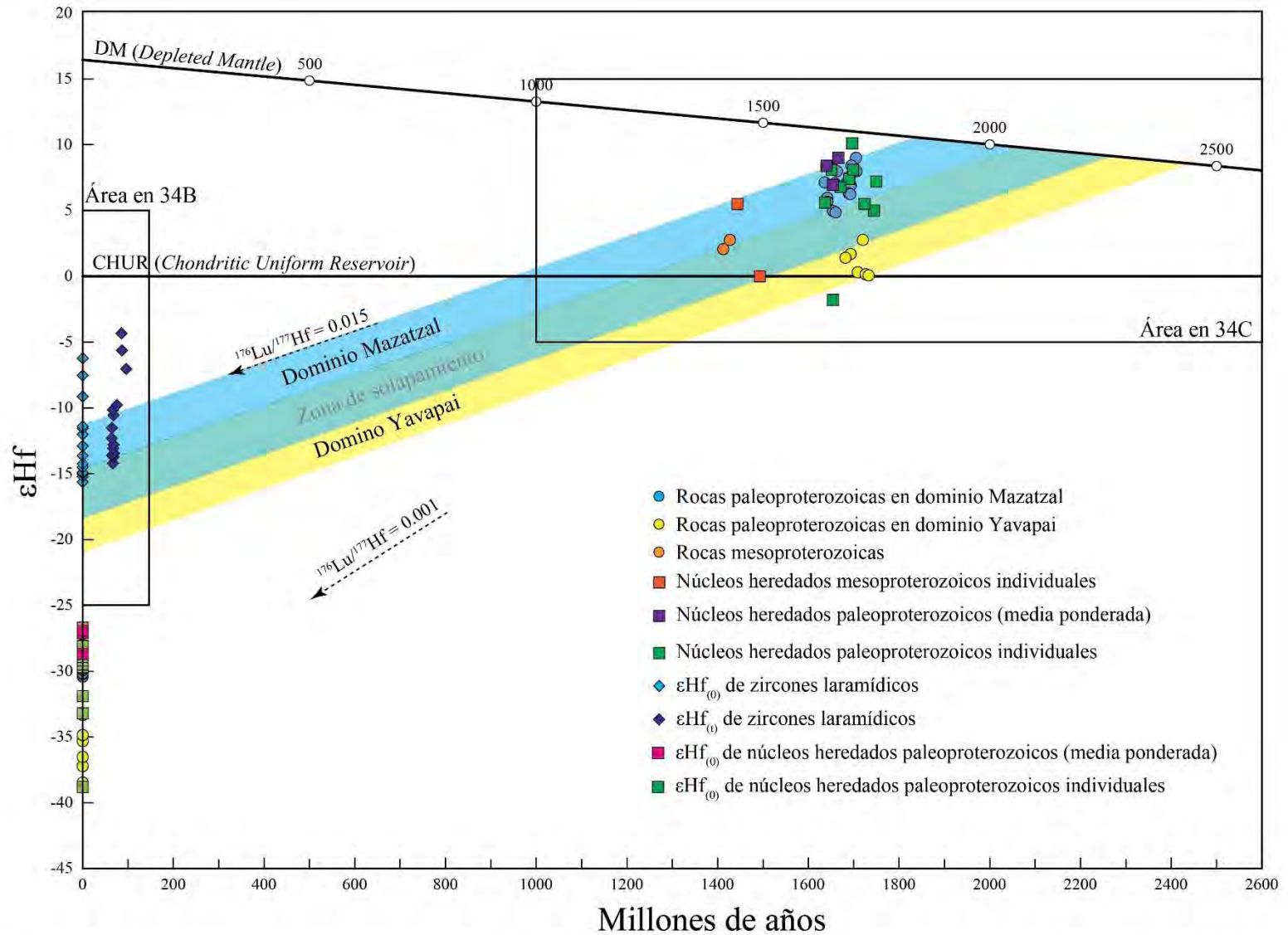


Figura 6.2.D Diagrama de evolución de  $\epsilon\text{Hf}$  en zirrones de rocas graníticas laramídicas del SW de Arizona y NW de Sonora en donde se grafican las edades de cristalización U-Pb (Ma) contra los valores de  $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$  y  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ , mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a las edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) calculadas para los zirrones de rocas paleoproterozoicas.

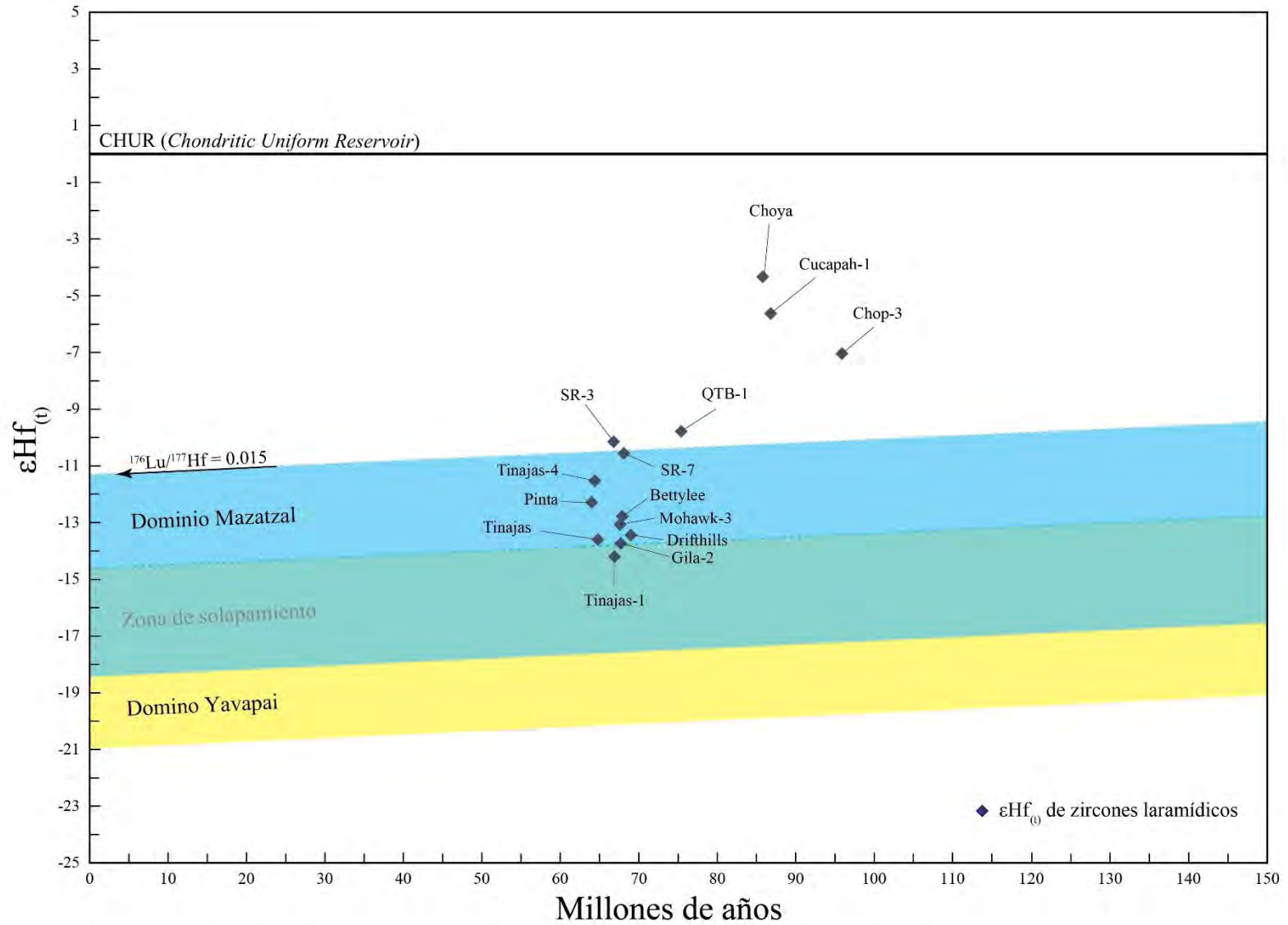


Figura 6.2.E Acercamiento en el diagrama de evolución de  $\epsilon Hf$  en zircones de rocas laramídicas del SW de Arizona y NW de Sonora en donde se grafican las edades de cristalización U-Pb (Ma) contra los valores de  $\epsilon Hf_{(t)}$ , mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a las edades modelos a dos pasos ( $T_{DM2}^c$ ) calculados en los zircones de rocas paleoproterozoicas.

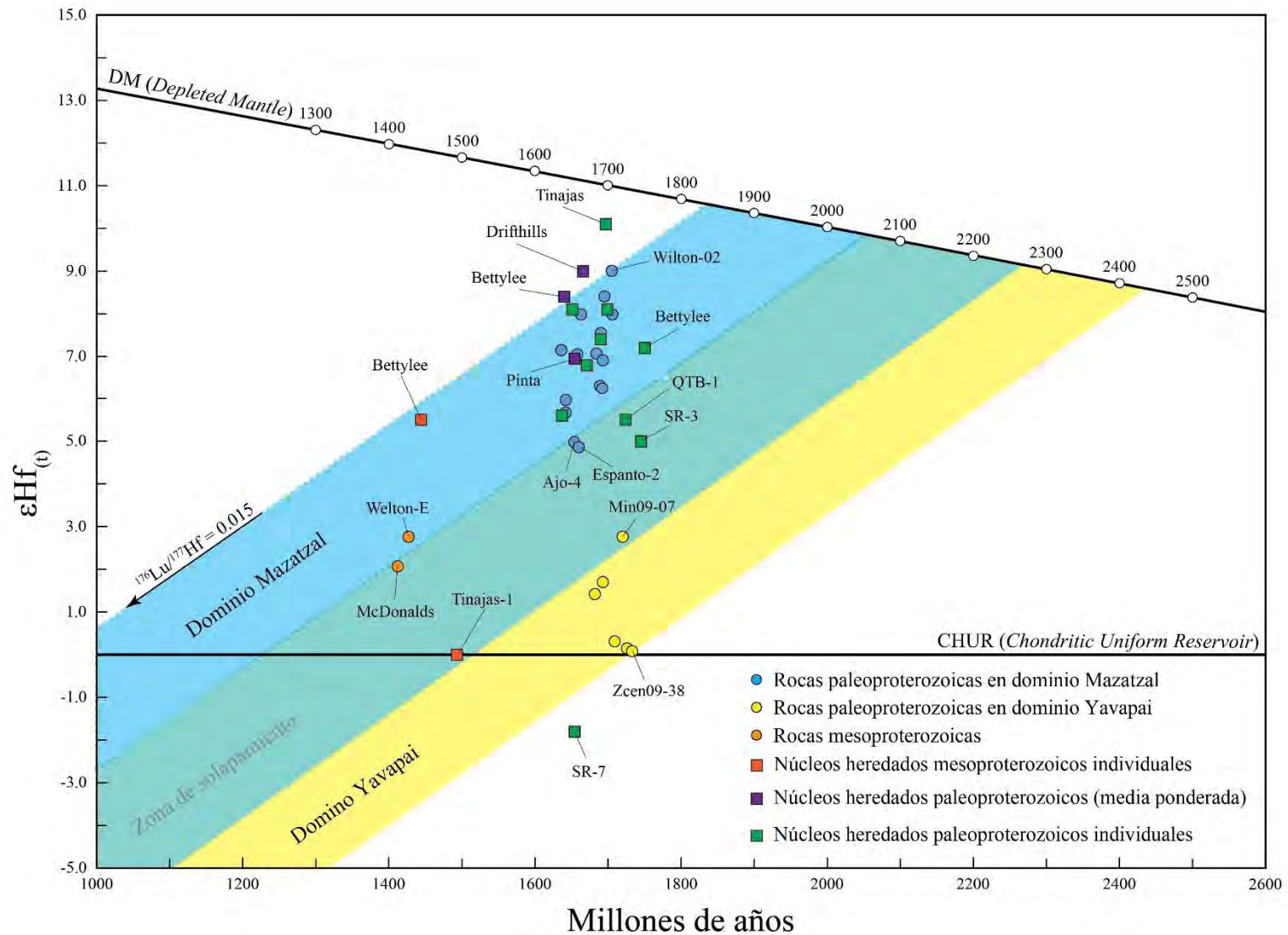


Figura 6.2.F Acercamiento en el diagrama de evolución de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  de núcleos heredados en zircones de rocas laramídicas del SW de Arizona y NW de Sonora en donde se grafican las edades de cristalización U-Pb (Ma) contra los valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , mostrando además los dominios de basamento paleoproterozoico definidos en base a las edades modelos a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) calculados en los zircones de rocas paleoproterozoicas de este estudio.



## **Capítulo 7. Discusión de resultados**

### **7.1 Características petrográficas**

En base al estudio petrográfico textural de las rocas utilizadas para este estudio, se logra definir dos agrupaciones: rocas gnéissicas y rocas graníticas.

Las rocas gnéissicas (ortogneises) presentan una orientación definida en bandas, con capas alternas de minerales claros (félsicos) y oscuros (máficos) y de composiciones sienogranítica, monzogranítica y tonalítica (Figura 4). Los cristales de plagioclasa se encuentran al terando a sericita, los cristales de cuarzo con extinción ondulatoria y los cristales de biotita orientados en sentido a la foliación son características de que estas rocas han sufrido un evento metamórfico regional. Por último, los zircones de estas rocas gnéissicas tienen edades paleoproterozoicas, asociándose a los basamentos de edad Paleoproterozoico Yavapai y Mazatzal.

Las rocas graníticas son holocristalinas y faneríticas, presentando minerales claros (cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa) y minerales oscuros (biotita, moscovita y en menor proporción clorita y hornblenda), clasificándose petrográficamente en sienogranitos y monzogranitos (Figura 4). Entre los minerales minoritarios predomina la titanita, el apatito y el zircón. La moscovitización del feldespato y la cloritización de la biotita en estas muestras sugieren alteración hidrotermal de algunos de los granitoides. Por último, los zircones de estas rocas graníticas tienen edades laramídicas y que en su mayoría presentan núcleos heredados proterozoicos, evidenciado que estos granitos están intrusionando a los cuerpos de rocas gnéissicas proterozoicas.

### **7.2 Geocronología U-Pb en zircones de rocas proterozoicas**

Para el cálculo de las edades de estas muestras se empleó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada en el caso en que los análisis presentaran una agrupación mayoritaria y un error estadístico adecuado (e.g., QTB-6, QTB-3, McDonalds, Lewis-01). Por otra parte, se empleó la edad de intersección superior generada por una línea de discordia, en donde para estos casos, se toman en cuenta tanto los análisis más concordantes como lo más discordantes, involucrando a los análisis que presentan edades más jóvenes a las edades proterozoicas, con altas concentraciones de U, representando así, zircones que han sufrido diferentes grados de pérdida de Pb (e.g., Wilton-02, Ajo-2, Pilotknob, Cooper, entre otros). De igual manera, en todos los análisis se presentan ambas edades y se especifica cuál fue la edad interpretada como la edad de cristalización de la roca para los posteriores análisis isotópicos de Hf.

También algunos zircones presentan un cierto grado de herencia o un dominio más viejo del zircón, observadas en ablaciones hechas en sus núcleos como lo revelan las imágenes de catodoluminiscencia (e.g., Ajo-02, QTB-6, 14-1/2) y que, por lo general, se encuentran afectados por un proceso de recristalización (crecimientos zonados de bordes y centros con alta catodoluminiscencia). En otros casos, Existe una combinación de análisis de herencia (núcleo heredado) o dominio más antiguo y borde del zircón al momento de la ablación (e.g., Gila-01, Espanto-2), y sea por este efecto que existan análisis con edades ligeramente más viejas con respecto a los análisis empleados para calcular medias ponderadas y que además presenten discordancias negativas.

La muestra Welton-E es un ejemplo de roca mesoproterozoica que intrusionó a rocas paleoproterozoicas, ya que contiene zircones y núcleo heredados paleoproterozoicos y contiene zircones con bordes mesoproterozoicos.

### **7.3 Geocronología U-Pb en zircones de rocas laramídicas**

Como se mencionó anteriormente, el alcance de realizar la geocronología U-Pb en zircones de muestras más jóvenes, fue la asociación geológica-estructural del batolito Gunnery Range que intrusiona a las rocas paleoproterozoicas. Por tal motivo, se encontraron, en la mayoría de los granitoides, núcleos heredados de edad proterozoica. En las muestras SR-3 y SR-7, además de algunos pocos núcleos heredados proterozoicos, también se encontraron núcleos heredados de edad Mesozoico. Sólo en tres muestras (Chop-3, Cucapah-1 y Choya) no se encontraron núcleos heredados.

Los núcleos heredados de edad Mesozoico de las muestras SR-3 y SR-7 probablemente estén relacionados a un bloque cortical perteneciente al arco magmático cordillerano (Pérmico-Jurásico?) establecido en los trabajos de [Dickinson y Lawton \(2001\)](#), [Dickinson y Gehrels \(2008\)](#), [Godínez-Urban \*et al.\* \(2011\)](#).

Existe una combinación de análisis de herencia (núcleo heredado) o dominio más antiguo y borde del zircón al momento de la ablación (e.g., Pinta, QTB-1, SR-3, entre otros), y sea por este efecto que existan análisis con edades ligeramente más viejas con respecto a los análisis empleados para calcular medias ponderadas.

## 7.4 Límite entre provincias paleoproterozoicas Mazatzal y Yavapai

Como se puede apreciar en las figuras 5.1, las edades de cristalización U-Pb en zircones no permitieron realizar una diferenciación de basamentos paleoproterozoicos por sí solas.

Los valores de las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  en los zircones de rocas paleoproterozoicas demuestran una diferencia de rangos considerable, en donde gran parte de las muestras distribuidas al suroeste de Arizona tienden a ser zircones producto de contaminación o fusión de una corteza con una fuente magmática empobrecida (Mazatzal) y otra agrupación de muestras, al noroeste del poblado de Sonoyta, en la frontera entre México y EUA, cuyos zircones son producto de una fuente magmática moderadamente evolucionada (Yavapai) (Figura 6.1.A). Por último, se define una zona de solapamiento entre ambos dominios paleoproterozoicos interpolando los análisis utilizados para el cálculo de sus medias ponderadas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$ , siendo esta una zona de transición para la evolución de ambos basamentos, con la finalidad de no colocar límites estrictos entre dominios.

Un aspecto novedoso, es la diferencia de dos posibles componentes magmáticos en la formación de los zircones del dominio Mazatzal (Figura 6.1.D) con base en los valores de las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Estas diferenciaciones no presentan ningún arreglo geográfico respecto a la distribución de las muestras y el basamento paleoproterozoico y se podrían asociar a un cambio composicional a lo largo del arco de isla Mazatzal en el modelo tectónico propuesto en [Iriondo y Premo \(2011\)](#).

Estas diferencias de rangos entre provincias, en base a isotopía en Hf, también es evidenciada hacia el norte de Arizona y sus alrededores en los trabajos previos realizados por [Goodge y Vervoort \(2006\)](#), [Wooden \*et al.\* \(2012\)](#), [Fornash \*et al.\* \(2013\)](#), [Mako \*et al.\* \(2015\)](#) y [Chapman \*et al.\* \(2018\)](#), y más relacionados hacia la zona de este estudio, en el noroeste de Sonora, los trabajos de [Arvizu \*et al.\* \(2009\)](#), [Iriondo \*et al.\* \(2013\)](#) y [Solari \*et al.\* \(2017\)](#) que más adelante se discutirán en un diagrama de evolución de Hf.

Para los zircones con edades mesoproterozoicas, los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  son moderadamente empobrecidos quedando dentro del campo de evolución a partir de la contaminación o de la fusión de rocas del dominio Mazatzal, interpretándose como zircones que vienen de una corteza de una fuente magmática moderadamente empobrecida con asimilación cortical del dominio Mazatzal.

Las edades modelo a dos pasos ( $T_{DM2}^C$ ) también contribuyen a la diferenciación de los dominios paleoproterozoicos (Figura 6.1.C), en donde las rocas asociadas al dominio Mazatzal

tienen edades modelo corticales más jóvenes (1.8 a 2.1 Ga), asumiendo que la fuente del magma fue producida a partir de una corteza continental intermedia, en comparación al rango de edades modelo corticales más antiguas del dominio Yavapai (2.3 a 2.4 Ga), siendo estos rangos comparables con las edades modelos de Nd presentadas en [Iriondo y Premo \(2011\)](#), en donde el rango para la provincia Mazatzal es consistente con este estudio. El rango de edades modelo del dominio Yavapai obtenido en este trabajo se compara con el rango de edad modelo de Nd de la provincia Mojave en USA y muy aproximado a la parte norte del llamado Bloque Caborca ([Solari et al., 2017](#)).

### **7.5 Rocas laramídicas y sus núcleos heredados. Asimilaciones corticales asociadas a dominios paleoproterozoicos**

Las rocas proterozoicas, gneísicas en su mayoría, se encuentran intruidas por rocas graníticas laramídicas, por lo que también se tomaron muestras para su posterior análisis geocronológico U-Pb, encontrándose que la mayoría de los granitos laramídicos poseen núcleos heredados proterozoicos. Por tal motivo, se decidió realizar análisis isotópicos de Hf tanto a los crecimientos magmáticos laramídicos (bordes) de los zircones como a sus núcleos heredados. Los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  de tres muestras (Choya, Cucapah-1 y Chop-3) corresponden a la asimilación de una corteza poco evolucionada, con un mayor componente primitivo en comparación al resto de los zircones laramídicos y que, además, no presentan núcleos heredados, indicando que dichos zircones son posiblemente producto de la asimilación de un basamento con mayor componente primitivo “No Mojave”. El resto de los zircones laramídicos poseen valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  más evolucionados, correspondiendo al rango de evolución del dominio Mazatzal y siendo interpretados como resultado de una posible asimilación de una corteza paleoproterozoica de características isotópicas tipo Mazatzal (Figura 6.2.C, 6.2.D y 6.2.E).

Los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  obtenidos para los núcleos heredados proterozoicos de las rocas laramídicas fueron cuidadosamente seleccionados, debido a que diversos análisis correspondieron a una zona de mezcla en el zircón (núcleo heredado + borde magmático laramídico), alterando los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  de diversos núcleos. Para lograr un mejor control en la selección de los análisis de Hf en núcleos heredados, se tomaron en cuenta los análisis que quedaran dentro o muy cerca de los rangos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de los zircones de rocas paleoproterozoicas ya definidas. De esta manera, se lograron calcular medias ponderadas en los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  de los núcleos heredados para tres muestras (Drifthills, Bettylee y Pinta), siendo estos datos estadísticamente representativos como para incluirlos dentro del campo de evolución del dominio Mazatzal, consiguiendo aumentar el

rango de evolución de Hf para dicho dominio. El resto de los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  para núcleos heredados de rocas ígneas se analizaron de manera individual y puntual, teniendo poca representatividad estadística y colocándolos como referencia (Figura 6.2.F). Por último, se visualiza que los magmas precursores del batolito Gunnery Range intrusieron en su mayoría a rocas paleoproterozoicas del dominio Mazatzal.

## 7.6 Comparación de datos isotópicos de Hf en zircones de rocas paleo y mesoproterozoicas de trabajos previos en el noroeste de Sonora

Los datos presentados en este estudio, y tomados de otros autores (Arvizu *et al.*, 2009, García-Flores, 2017, Solari *et al.*, 2018), fueron procesados con la misma metodología utilizada en este trabajo, es decir, se calcularon medias ponderadas para los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  en base a los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  estadísticamente adecuados.

Los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  calculados para dos muestras paleoproterozoicas presentadas en el trabajo de Arvizu *et al.* (2009) en la zona de Canteras, al suroeste del campo volcánico de El Pinacate, son moderadamente empobrecidos (PIN\_22 y PIN\_25), que graficados en el diagrama de evolución de Hf de rocas paleoproterozoicas de este estudio (Figura 7.6), se posicionan en la zona de solapamiento entre ambos dominios de basamento paleoproterozoico. Los zircones de estas rocas paleoproterozoicas probablemente vienen de una corteza de una fuente magmática moderadamente empobrecida con asimilación cortical del dominio Yavapai, ya que su ubicación geográfica es muy cercano al límite de provincias propuesto que se discutirá más adelante.

Iriondo *et al.* (2013) presentan una diferenciación de basamentos paleoproterozoicos en la zona de Quitovac, al noroeste de Sonora, que se correlacionan bien con los dominios definidos en este trabajo. Al este de Quitovac se tienen muestras con los valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  más empobrecidos, asociados al dominio Mazatzal. Al oeste de Quitovac, con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  moderadamente empobrecidos están las muestras asociadas al dominio Yavapai. Por último, las muestras con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  más evolucionados se encuentran al sur de Quitovac, en la región del Bámori y están relacionadas con el dominio paleoproterozoico de basamento que denominan Mojave.

En el trabajo presentado por Solari *et al.* (2018), las muestras representadas por La Ramada, El Pinal y Palofierral tienen valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  más empobrecidos, estando asociadas al dominio Mazatzal. Las muestras paleoproterozoicas con valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  moderadamente empobrecidas representadas por el complejo Bámori, las asocian al dominio Yavapai y que en trabajo publicado lo definen como la parte norte de lo llamado bloque Mojave-Caborca. Las muestras

mesoproterozoicas r representadas p or el granito de Cananea q ue dan asociadas a una corteza moderadamente empobrecida producto de una fuente magnética juvenil tipo Mazatzal.

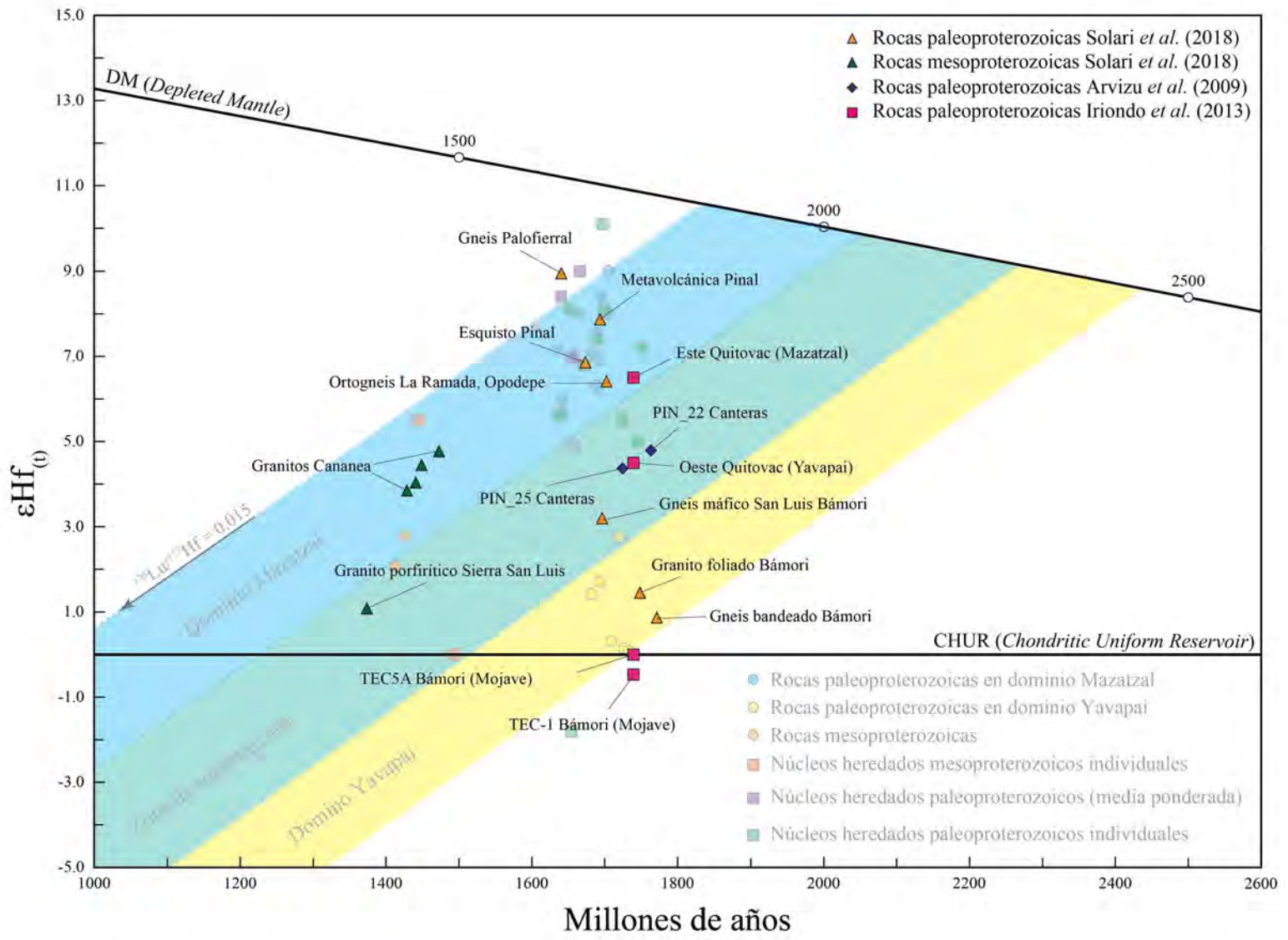


Figura 7.6 Diagrama de evolución de Hf de zircones en rocas meso y paleoproterozoicas trabajadas en este estudio destacando los datos de trabajos previos tales como Arvizu *et al.* (2009), Iriondo *et al.* (2013) y Solari *et al.* (2018).

## 7.7 Propuesta de límite, sutura o zona de debilidad entre los dominios Mazatzal, Yavapai y un basamento con mayor componente primitivo al noroeste de Sonora y suroeste de Arizona

Con base en los análisis U-Pb y Hf realizados en zircones de rocas paleo y mesoproterozoicas, laramídicas y de sus núcleos heredados, se puede proponer un arreglo en los “límites” geográficos entre los basamentos paleoproterozoicos Mazatzal y Yavapai (Figura 7.7.A), cuya traza quedaría definida al sureste de Quitovac con los análisis mostrados por [Solari \*et al.\* \(2018\)](#), continuando su traza en la zona de Quitovac este y oeste con los datos en [Iriondo \*et al.\* \(2013\)](#). El límite queda bien definido al oeste de Sonoyta, en la frontera entre México y EUA con los análisis presentados en este trabajo. Seguido hacia el oeste, rodeando el centro volcánico El Pinacate, se asume una traza del límite con dirección noroeste, rodeando los cerros de O’Neil Hills, Tinajas Altas Mountains hasta el oeste de la población de Yuma, al suroeste de Arizona. Todos los análisis realizados en las rocas al suroeste del límite, están asociados a la provincia paleoproterozoica Mazatzal.

Para definir el límite suroeste de la provincia Yavapai se toma como referencia los trabajos de [Arvizu \*et al.\* \(2009\)](#), [Arvizu e Iriondo \(2011\)](#) e [Izaguirre \(2009\)](#), para la traza al sureste del centro volcánico El Pinacate. Continuando la traza hacia Sierra El Rosario, en donde la afinidad laramídica de dichos granitos (SR-7 y SR-3) está en los límites entre el dominio Mazatzal y un basamento con mayor componente primitivo, sin embargo, poseen núcleos heredados paleoproterozoicos que tienen afinidad tanto del dominio Yavapai (SR-7) como de la zona de solapamiento entre ambos dominios (SR-3). Debido a que estas rocas también contienen núcleos heredados de edad Mesozoica (Triásico Medio a Cretácico Inferior), se pueden comparar geocronológicamente con el trabajo realizado por [Arvizu-Gutiérrez \(2012\)](#) sobre el magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora en donde sugiere diferentes fuentes de fusión para la formación de los magmas precursores de estos granitoides, descartando su origen por una simple diferenciación, sugiriendo la fusión parcial de diferentes protolitos corticales y subsecuentemente produciéndose una mezcla de magmas como lo muestran los estudios isotópicos de Hf asociado a un basamento paleoproterozoico tipo Yavapai.

Por último, hacia el suroeste del límite establecido para la provincia Yavapai, se tienen tres muestras laramídicas (Choya, Cucapah-1 y Chop-3), en donde sus valores isotópicos de Hf establecen una incipiente asimilación cortical evolucionada, estando por encima de los valores de Hf del resto de las muestras laramídicas en este estudio. Al no encontrarse núcleos heredados, se propone que estas tres rocas podrían estar asociadas a la participación de una fuente cortical con

mayor componente primitivo, probablemente asociado a una zona de debilidad producto del margen del SW de Laurentia, formado por rifting continental durante el Neoproterozoico-Paleozoico Temprano (Whitmeyer y Karlstrom, 2007).

En la Figura 7.7.B se muestran los límites propuestos para este trabajo y también los límites de autores previos en la zona de estudio.

Los límites entre provincias mantienen una dirección estructural predominantemente NW-SE, relacionándose al orógeno paleoproterozoico en Sonora, que contrasta bruscamente con la orientación general NE-SW mostrada por las rocas de las provincias paleoproterozoicas del SW de EUA, en donde Iriondo y Premo (2011) proponen la existencia de un doblez oroclinal abrupto en la parte mexicana del SW de Laurentia que llaman “doble oroclinal Caborca”. Destacan también que en la zona mencionada como basamento tipo Yavapai sea una zona de debilidad cortical, condicionando notablemente los eventos geológicos subsecuentes presentes en Sonora como lo son (1) el alineamiento NW-SE de granitos y anortositas mesoproterozoicas (~ 1.1 Ga); (2) la orientación del rifting continental durante la ruptura del supercontinente Rodinia; (3) la ubicación preferencial para el emplazamiento del magmatismo y la formación de cuencas sedimentarias mesozoicas; (4) la zona de despegue de cabalgaduras laramídicas; (5) la canalización de fluidos metamórficos para la formación del cinturón de Au orogénico laramídico; (6) la ubicación preferencial para el magmatismo terciario, principalmente vulcanismo; (7) la orientación de la extensión que formó las grandes fallas normales de tipo *metamorphic core complex* y *basin and range* que, en algunos casos, pudieran ser el resultado de la reactivación de estructuras previas, más antiguas, y que controlan la topografía actual de la región; (8) la orientación de la apertura (rifting) del Golfo de California; y, quizá, (9) la presencia de magmatismo máfico cuaternario (e.g., Campo volcánico Pinacate). Dicha debilidad cortical se ve reflejada en los variados valores de isótopos de Hf y edades modelo en las muestras asociadas al basamento tipo Yavapai analizadas en este trabajo.



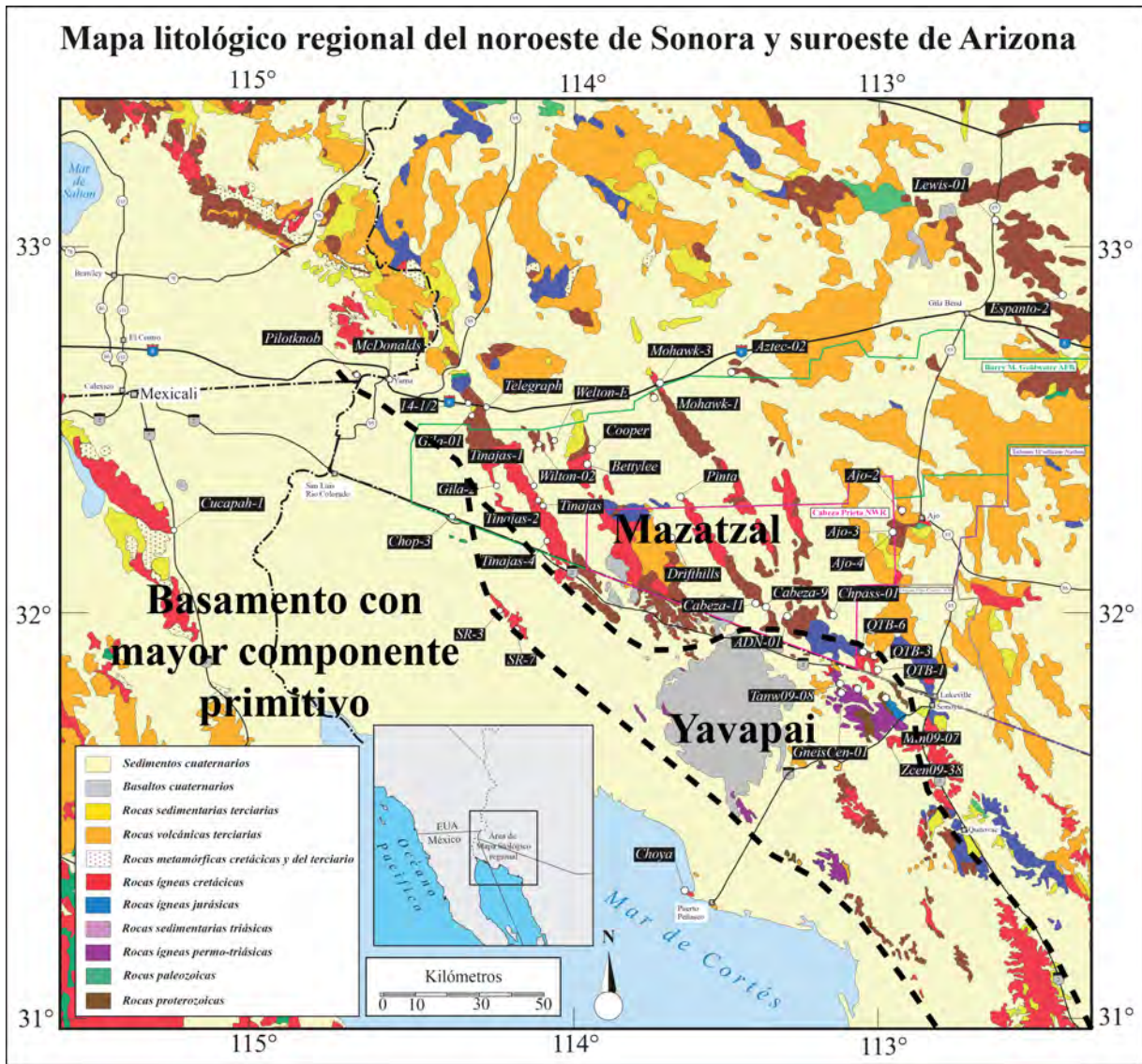


Figura 7.7.A Mapa litológico regional del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona. Tomado y modificado de [Iriundo et al. \(2005\)](#), mostrando los límites propuestos entre los dominios Mazatzal, Yavapai y un basamento con mayor componente primitivo para este trabajo.

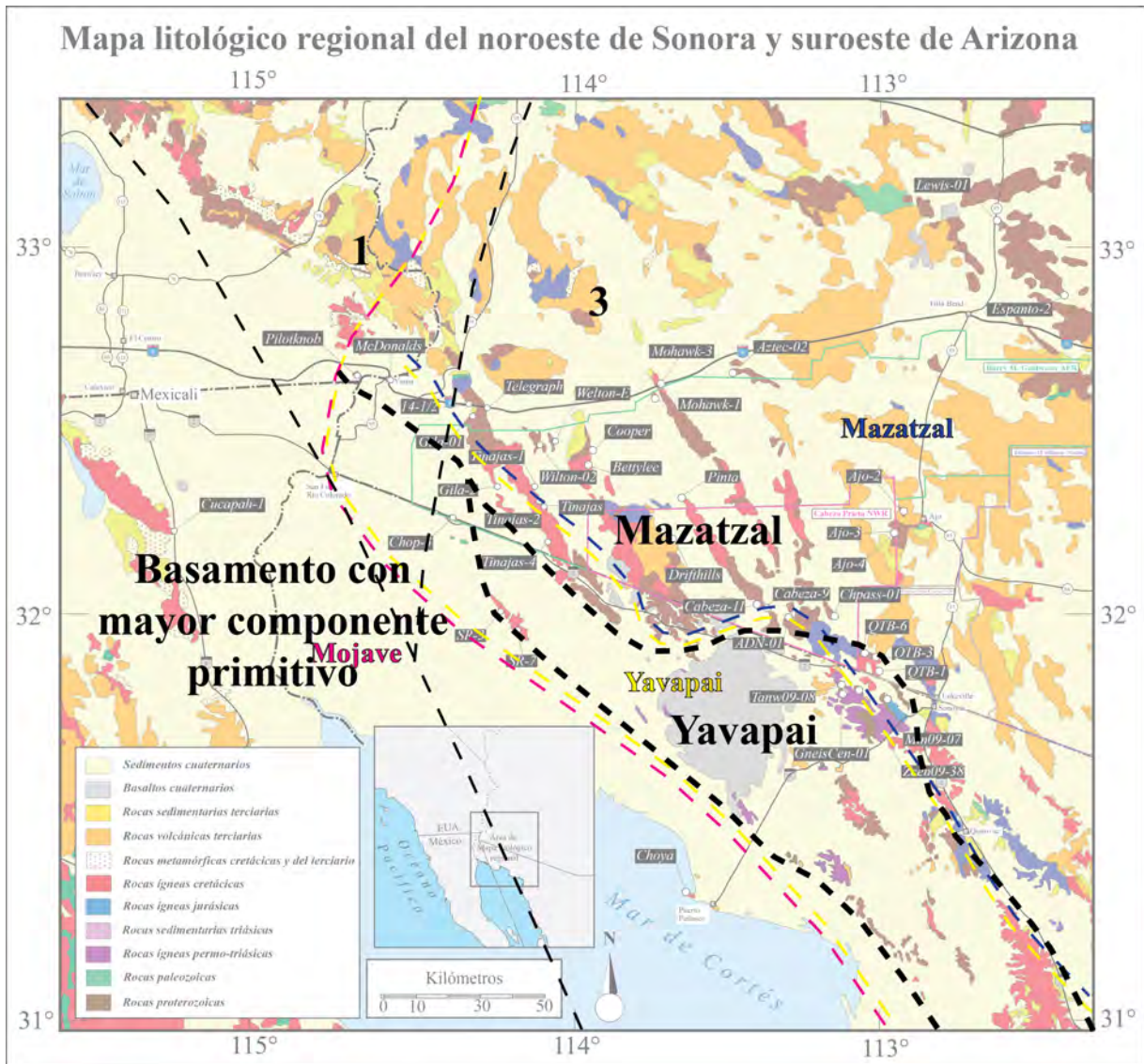


Figura 7.7.B Mapa litológico regional del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona. Tomado y modificado de [Iriundo et al. \(2005\)](#), mostrando los límites propuestos entre los dominios Mazatzal, Yavapai y un basamento con mayor componente primitivo para este trabajo y además los límites propuestos por autores previos. Isótopos de Nd (líneas discontinuas delgadas y de color negro) ([Bennet y DePaolo, 1987](#)). Isótopos de Nd (líneas discontinuas delgadas de color azul, amarillo y rosado) ([Iriundo y Premo, 2009](#)).

## Capítulo 8. Conclusiones

- Las rocas con edades paleoproterozoicas, con base en los datos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$ , permiten diferenciar dos provincias de basamento, uno en donde los zircones vienen de una fuente magmática empobrecida (Mazatzal:  $\varepsilon\text{Hf}(t) \sim +5$  a  $+9$ ) y otro, en donde los zircones vienen de una corteza de fuente magmática moderadamente empobrecida (Yavapai:  $\varepsilon\text{Hf}(t) \sim 0$  a  $+3$ ). Para los zircones con edades mesoproterozoicas los valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  son moderadamente empobrecidos quedando dentro del campo de evolución a partir de rocas del dominio Mazatzal, interpretándose como zircones que vienen de la fusión de una corteza moderadamente empobrecida con asimilación cortical posiblemente asociada al dominio Mazatzal.
- Un aspecto novedoso, es la diferenciación de dos posibles componentes magmáticos en los zircones del dominio Mazatzal con base en los valores de las relaciones isotópicas  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  medias en los zircones. Estas diferenciaciones no presentan ningún arreglo geográfico respecto a la distribución de las muestras y el basamento paleoproterozoico, y se podrían asociar a un cambio composicional a lo largo del arco de isla Mazatzal en el modelo tectónico propuesto en [Iriondo y Premo \(2011\)](#).
- Los promedios calculados para las edades modelo de Hf también contribuyen a la diferenciación de ambos dominios paleoproterozoicos; para el dominio Mazatzal, el rango de edad modelo de dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) es de 1.84–2.07 Ga. Para el dominio Yavapai, el rango de edades modelo de dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) es de 2.24–2.43 Ga. Es importante destacar que las muestras mesoproterozoicas tienen valores de edades modelo a dos pasos ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ ) que poseen valores dentro del rango de las rocas del dominio Mazatzal, relacionado con la fusión cortical de rocas de dicho dominio.
- Las rocas con edades laramídicas, en base a los datos de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\varepsilon\text{Hf}(t)$ , definen dos rangos, un rango que está caracterizado por zircones con valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  evolucionados, correspondiendo a valores de mezcla de una fuente de corteza evolucionada con asimilación cortical principalmente del dominio Mazatzal. Estos zircones poseen núcleos heredados paleoproterozoicos con valores de  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  empobrecidos, entrando en el rango del dominio de evolución de una corteza de fuente magmática empobrecida (Mazatzal). Para tres muestras de zircones laramídicos con núcleos heredados (Drifthills, Bettylee y Pinta) se

lograron calcular medias ponderadas para sus valores de  $\epsilon\text{Hf}(t)$ , destacando una mejor probabilidad para involucrar a estos datos como parte del dominio paleoproterozoico de basamento Mazatzal. Cabe destacar que el resto de los núcleos heredados son análisis puntuales e individuales y sólo se tomaron como referencia para este estudio y a que estadísticamente no son representativos en comparación con el resto de los análisis. Otro rango destacado de valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $\epsilon\text{Hf}(t)$  de tres muestras (Choya, Cucapah-1 y Chop-3) corresponden a la asimilación de una corteza poco evolucionada, con un mayor componente primitivo en comparación al resto de los zircones laramídicos y que, además, no presentan núcleos heredados, indicando que dichos zircones son posiblemente producto de la asimilación de un basamento con mayor componente primitivo “No Mojave”, asociado probablemente a una zona de debilidad producto del margen del SW de Laurencia, formado por rifting continental durante el Neoproterozoico-Paleozoico Temprano (Whitmeyer y Karlstrom, 2007).

- Con base en todos los análisis realizados en este estudio en zircones de rocas paleo y mesoproterozoicas, laramídicas y de sus núcleos heredados y el aporte de algunos trabajos previos realizados en la zona y áreas adyacentes, se puede proponer un “límite” geográfico entre los basamentos paleoproterozoicos Mazatzal, Yavapai y un basamento con mayor componente primitivo en el suroeste de Arizona y noroeste de Sonora, redefiniendo los límites ya propuestos en Iriondo y Premo (2011) en base a estudios de Sm-Nd (Figura 7.A.B).
- Por último, cabe destacar que estos avances del conocimiento sobre el basamento proterozoico del noroeste de México y suroeste de EUA permiten esclarecer el desarrollo geológico del margen continental del suroeste de Laurencia, sumando a este el conocimiento de poder diferenciar basamentos por medio de zircones en rocas más jóvenes con núcleos heredados, en zonas en donde no afloran dichos basamentos.

## **Referencias**

- Amato, J.M., Boullion, A.O., Serna, A.M., Sanders, A.E., Farmer, G.L., Gehrels, G.E., Wooden, J.L., 2008, Evolution of the Mazatzal province and the timing of the Mazatzal orogeny: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry of igneous and metasedimentary rocks in southern New Mexico: *GSA Bulletin*, 20 (3/4), 328-346.
- Amato, J.M., Lawton, T.F., Mauer, D.J., Leggett, W.J., González-León, C.M., Farmer, G.L., Wooden, J.L., 2009, Testing the Mojave-Sonora megashear hypothesis: evidence from Paleoproterozoic igneous rocks and deformed Mesozoic strata in Sonora, Mexico: *Geology*, 37, 75-78.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: *Nature*, 399, 252-255.
- Anderson, J.L., Wooden, J.L., y Bender, E.E., 1993, Mojave Province of southern California and vicinity, in Van Schmus, W.R., et al., eds., *Transcontinental Proterozoic provinces*, in Reed, J.C., Jr.; Bickford, M.E.; Houston, R.S.; Link, P.K.; Rankin, D.W.; Sims, P.K.; y Van Schmus, W.R., eds., *Precambrian-conterminous U.S.: Boulder, Colo., Geological Society of America, The Geology of North America C-2*, 176–188.
- Arnold, A.H., 1986, *Geologic implications of a geochemical study of three two-mica granites in southern Arizona: Arizona, USA: The University of Arizona, Department of Geosciences, Tesis de Maestría*, 179 pp.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., 2011, Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en el NW de México: evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 493-518.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Lozano-Santacruz, R., Solís-Pichardo, G., 2009, Geines bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375-402.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2008, El basamento paleoproterozoico Yavapai-Mazatzal en los alrededores de la Sierra Pinta, NW Sonora: Su importancia para el entendimiento de l

- magmatismo pérmico y el inicio del margen continental activo de Norteamérica: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 181 pp.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2012, Magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 250 pp.
- Bender, E.E., 1994, Petrology of Early Proterozoic granitoids from the southwestern United States: implications for genesis and tectonics of the Mojave crustal Province: Tesis Doctoral, University of Southern California, Los Angeles USA, 332 pp.
- Bennett, V.C., DePaolo, D.J., 1987, Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping: Geological Society of America Bulletin, 99(5), 674-685.
- Bickford, M.E., van Schmus, W.R., Karlstrom, K.E., Mueller, P.A., Kamenev, G.D., 2015, Mesoproterozoic-trans-Laurentian magmatism: a synthesis of continent-wide age distributions, new SIMS U-Pb ages, zircon saturation temperatures, and Hf and Nd isotopic compositions: Precambrian Research, 265, 286-312.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system: Earth and Planetary Science Letters, 148, 243-258.
- Bouvier, A., Vervoort, J., Patchett, 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 Planet Science Letters, 273, 8-57.
- Castiñeiras, P., Iriando, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., 2004, Detrital zircon U-Pb Shrimp geochronology of Proterozoic quartzites from the Bamuri Complex, NW Sonora, Mexico: evidence for a Mojave connection, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 215 (resumen).
- Castiñeiras, P., Premo, W., Dórame-Navarro, M.A., 2006, The role of Archean Lithosphere in the origin of the Mojave crustal province: evidence from Proterozoic metamorphic complexes in Sonora (NW Mexico), Reunión Annual 2006 de la Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, Geos, 26 (1), p. 60 (resumen).

- Chapman, J.B., D'Arco, M.N., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Valley, J.W., Ishida, A., 2018, Lithospheric architecture and tectonic evolution of the southwestern U.S. Cordillera: Constraints from zircon Hf and O isotopic data: *Geological Society of America Bulletin*, 130(11/12), 2031-2046.
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayon, G., Burton, K., 2002, Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17, 1142-1160.
- Condie, K.C., 1982, Plate-tectonics model for Proterozoic continental accretion in the southwestern United States: *Geology*, 10, 37-42.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny, in Woodward, L.A., Noorhrop, S.A., eds., *Tectonics and mineral resources of southwestern North America: New Mexico*, Geological Society Special Publication 6, 5-10.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Conway, C.M., Silver, L.T., 1989, Early Proterozoic rocks (1710–1615 Ma) in central to southeastern Arizona, in Jenney, J.P., and Reynolds, S.J., eds., *Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 17, 165–186.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1,142-1,160.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2008, U-Pb ages of detrital zircons in relation to paleogeography: Triassic paleodrainage networks and sediment dispersal across southwest Laurentia: *Journal of Sedimentary Research*, 78, 745–764.
- Duebendorfer, E.M., Nyman, M.W., Chamberlain, K.R., Jones, C.S., 1998, Proterozoic rocks within the Mojave-Yavapai boundary zone, Northwestern Arizona: Comparison of metamorphic and structural evolution across a major lithospheric (?) structure, in Duebendorfer, E.M., ed., *Geologic excursions in northern and central Arizona; Field Trip Guidebook*, Geological Society of America Rocky Mountain Section Meeting, Flagstaff, Arizona, USA, 127–148.

- Enrriquez-Castillo, M.A., Iriondo, A., Chávez-Cabello, G., Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierra Blanca, NW Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 451-483.
- Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Wooden, J., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, 183-198.
- Finch, J.R., Hanchar, M.J., 2003, Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals, *in* Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. eds., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Zircon*: Washington D.C., Mineralogical Society of America, 53, 1-25.
- 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.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fornash, K.F., Patchett, P.J., Gehrels, G.E., Spencer, J.E., 2013, Evolution of granitoids in the Catalina metamorphic core complex, southeastern Arizona: U-Pb, Nd and Hf isotopic constraints: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 1295-1310.
- García-Flores, J.R., 2017, *Control temporal de eventos magmáticos presentes en Sierra Los Tanques en el NW de Sonora: Evidencia de asimilación de basamento en la generación de magmas*: Universidad Estatal de Sonora, Unidad Académica Hermosillo, Tesis de Licenciatura, 151 pp.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, 7, 121-144.



- Goodge, J.W., Vervoort, J.D., 2006, Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 711-731.
- Grant, M.L., Wilde, S.A., Wu, F., Yang, J., 2009, The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th-U-Pb chemistry and U-Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary: *Chemical Geology*, 261, 155-171.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Achterbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R., 2000, The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), 133-147.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, 61, 237-269.
- Gutiérrez-Coronado, A., Iriando, A., Rodríguez-Castañeda, J.L., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Hernández-Treviño, T., 2008, Paleoproterozoic gneisses of the San Luisito Hills in NW Sonora: Extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia: *Geological Society of America, Joint Meeting, Abstract with Programs*, 145, 144 p.
- Holland, M.E., Karlstrom, K.E., Doe, M.F., Gehrels, G.E., Pecha, M., Shufeldt, O.P., Begg, G., Griffin, W.L., Belousova, E., 2015, An imbricate midcrustal suture zone: The Mojave-Yavapai Province boundary in Grand Canyon, Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, 127 (9/10), 1391-1410.
- Húñez-Vejar, A., Paz-Moreno, F.A., Iriando, A., Herrera-Urbina, S., Izaguirre-Pompa, A., Arvizu, H., 2014, Estudio petrológico y geocronológico de los granitos laramídicos de la Sierra del Rosario, reserva de la biósfera de El Pinacate y Gran Desierto de Altar, NW de Sonora, México: *Congreso Nacional de Geoquímica, Ciudad Delicias, Chihuahua, Actas INAGEQ*, 20(1), 132-133.
- Iriando, A., 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: tectonic constraints on the SW margin of Laurentia. Boulder, University of Colorado, Tesis Doctoral, 222 pp.
- Iriando, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson, W.W., Jr., Premo, W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora,

Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, 631–669.

Iriondo, A., Premo, W.R., 2011, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia: La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia, *en* Calmus, T., ed., *Panorama sobre la geología de Sonora*, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118(2), 22-55.

Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W.Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 154-170.

Iriondo, A., Yang, Z., Lassiter, J.C., 2013, Paleoproterozoic gneisses from the Quitovac area in NW Mexico: Assessing magma sources along the SW margin of Laurentia using in-situ Hf zircon microanalysis: *Geological Society of America Abstracts with Programs, South Central Section Meeting*, Austin, Texas, 45(3), 15.

Izaguirre-Pompa, A., 2009, El basamento paleoproterozoico (~1.71–1.68 Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México: Sonora, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 203 pp.

Juárez-Zúñiga, S., 2016, Geocronología de U-Pb e isotopía de Hf en granitos del paleozoico inferior: implicaciones tectónicas para la evolución del océano Rheico: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 77 pp.

Karlstrom, K.E., and Bowring, S.A., 1988, Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America: *Journal of Geology*, 96, 561-576.

- Karlstrom, K.E., y Bowring, S.A., 1991, Styles and timing of Early Proterozoic deformation in Arizona, in Karlstrom, K.E., ed., Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest, 19, 1–10.
- Karlstrom, K.E., and Bowring, S.A., 1993, Proterozoic orogenic history in Arizona, in Reed, J.C., Jr., et al., eds., Precambrian: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, C-2, 188–211.
- Karlstrom, K.E., Bowring, S.A., Conway, C.M., 1987, Tectonic significance of an Early Proterozoic two-province boundary in central Arizona: Geological Society of American Bulletin, 9, 529–538.
- 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.
- Liu, S., Currie, A.C., 2016, Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction: Tectonophysics, 666, 33–47.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT, A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70 p.
- Mako, C.A., Williams, M.L., Karlstrom, K.E., Doe, M.F., Powicki, D., Holland, M.E., Gehrels, G.E., Pecha, M., 2015, Polyphase Proterozoic deformation in the Four Peaks area, central Arizona, and relevance for the Mazatzal orogeny: Geosphere, 11(6), 1–24.
- Marshall, D.J., 1988, Cathodoluminescence of Geological Materials: Boston, Unwin Hyman, 146 pp.
- McLelland, J., Daly, S.J., McLelland, J.M., 1996, The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective: Tectonophysics, 265, 1–29.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Hamilton, M.A., Bickford, M.E., 2010, Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suite: The Canadian Mineralogist, 48(4), 729–750.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62(1), 1–23.

- 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-Jacobsen, Y., Scherer, E.E., Munker, C., Mezger, K., 2005, Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U–Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS: *Chemical Geology*, 220(1–2), 105-120.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriando, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, 123-182.
- Nyman, M.W., Karlstrom, K.E., Kirby, E., Graubard, C.M., 1994, Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: Evidence from ca. 1.4 Ga plutons: *Geology*, 22, 901-904.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., 2014, Permian-Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of subduction beneath the western margin of Gondwana: *International Journal of Earth Sciences. (Geol. Rundsch)*, 103, 1287-1300.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011, Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26, 2508-2518.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VisualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Rämö, O.T., Calzia, J.P., 1998, Nd isotopic composition of cratonic rocks in the southern Death Valley region: evidence for a substantial Archean source component in Mojavia: *Geology*, 26(10), 891-894.

- Rivers, T., Corrigan, D., 2000, Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 359-383.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología del área El Teguachi, estado de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 11-28.
- Ruiz-Segoviano, S.A., Ishiki-Pérez, N.H., Iriando, A., Paz-Moreno, F.A., Arvizu, H., and Izaguirre, A., 2013, Brechamiento cataclástico de granitos del Cretácico Tardío (~96 Ma) en San Luis Rio Colorado, NW de Sonora: Ejemplo de metamorfismo dinamotérmico asociado a la orogénesis larámide: *Unión Geofísica Mexicana Geos, A.C., Resúmenes y Programas*, 33(1), 266.
- Saleeby, J., 2003, Segmentation of the Laramide slap—evidence from the southern Sierra Nevada region: *Geological Society of America Bulletin*, 115, 655-668.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999, Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2-3), 186-201.
- Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., 2001, Calibration of the lutetium-hafnium clock: *Science*, 293, 683-687.
- Shafiqullah, M., Damon, P.E., Lynch, D.J., Reynolds, S.J., Rehrig, W.A., Raymond, R.H., 1980, K-Ar geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas: *Arizona Geological Society Digest*, XII, 201-260.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hancher, J., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249, 1-35.
- Söderlund, U., Patchett, P., Vervoort, J., Isachsen, C., 2004, The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions: *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 311-324.

- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimpel, M.A., 2017, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications: *International Journal of Earth Sciences*, 107 (3), 845-861.
- Soto-Verdugo, L.D.C. (2006). El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora norte central, México—características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, 115 p.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, T., ed., *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, 201-226.*
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriando, A., Premo, W.R., 2003, The El Creston Granite: A new confirmed Paleoproterozoic locality in the Omodepe area, north-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 32(4), 83.
- Vervoort, J., 2014, Lu-Hf Dating: The Lu-Hf Isotope System, in Rink, W., Thompson, J., eds., *Encyclopedia of Scientific Dating Methods: Dordrecht, Springer, 1-20.*
- 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(19), 3717-3733.
- Whitmeyer, S.L., Karlstrom, K.E., 2007, Tectonic model for the Proterozoic growth of North America: *Geosphere*, 3(4), 220-259.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J., Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses: *Geostandards Newsletter*, 19, 1-23.
- Williams, M.L., 1991, Early Proterozoic low-pressure high-temperature metamorphism in Arizona, in Karlstrom, K.E., ed., *Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 19, p. 11–26.*

- Wooden, J.L., Barth, A.P., Mueller, P.A., 2012, Crustal growth and tectonic evolution of the Mojave crustal province: Insights from hafnium isotope systematics in zircons: *Lithosphere*, 5(1), 17-28.
- Wooden, J.L., DeWitt, E., 1991, Pb isotopic evidence for the boundary between the Early Proterozoic Mojave and Central Arizona crustal provinces in western Arizona, *in* Karlstrom, K.E., ed., *Proterozoic geology and ore deposits of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 19, 27-50.
- Wooden, J.L., Miller, D.M., 1990, Chronologic and isotopic framework for Early Proterozoic crustal evolution in the Eastern Mojave Desert region, SE California: *Journal of Geophysical Research*, 95, 20, 133–20, 146.
- Wooden, J.L., Nutman, A.P., Miller, D.M., Howard, K.A., Bryant, B., DeWitt, E. y Mueller, P.A., 1994, SHRIMP U-Pb zircon evidence for Late Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the Mojave and Arizona crustal provinces: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 26, 69 (resumen).
- Wooden, J.L., Stacey, J.S., Doe, B., Howard, K.A., and Miller, D.M., 1988, Pb isotopic evidence for the formation of Proterozoic crust in the southwestern United States, in Ernst, W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States: Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall* p. 68–86.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Shao, J.A., Wilde, S.A., Xie, L.W., Liu, X.M., 2006, Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China: *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 336-352.
- Young, E.D., Anderson, J.L., Clarke, H.S., y Thomas, W.M., 1989, Petrology of biotite-cordierite-garnet gneiss of the McCullough Range, Nevada I, Evidence for Proterozoic low-pressure fluid-absent granulite-grade metamorphism in the southern Cordillera: *Journal of Petrology*, 30, 39–60.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006b, Zircon isotope evidence for  $\geq 3.5$  Ga continental crust in the Yangtze craton of China: *Precambrian Research*, 146, 16–34.

- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006c, Zircon U–Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China: *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 56–71.
- Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Zhang, S.B., Liu, X.M., Wu, F.Y., 2006, Zircon U–Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen: *Chemical Geology*, 231, 135–158.



## ***Apéndice A. Geocronología U-Pb de rocas proterozoicas***

Tabla A.1 Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA

### A.2 Descripción de zircones de rocas proterozoicas

- A.2.1 Gneis sienogranítico de biotita (Wilton-02)
- A.2.2 Gneis granítico de biotita rico en cuarzo (Ajo-2)
- A.2.3 Gneis tonalítico (Cooper)
- A.2.4 Gneis tonalítico de biotita (14-1/2)
- A.2.5 Gneis sienogranítico de biotita (QTB-6)
- A.2.6 Gneis sienogranítico de biotita (Pilotknob)
- A.2.7 Sienogranito leucocrático de dos micas (Aztec-02)
- A.2.8 Gneis sienogranítico de biotita (Cabeza-11)
- A.2.9 Gneis sienogranítico de biotita (Telegraph)
- A.2.10 Sienogranito leucocrático de biotita (Ajo-4)
- A.2.11 Gneis monzogranítico de biotita (Ajo-3)
- A.2.12 Gneis monzogranítico de biotita (Cabeza-9)
- A.2.13 Gneis granítico feldespático microclínico de biotita (Chpass-01)
- A.2.14 Gneis sienogranítico de biotita (Lewis-01)

### A.3 Mosaicos de imágenes de catodoluminiscencia de zircones de rocas proterozoicas

Tabla A.1 Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	U <sup>4</sup> (ppm)	Th <sup>4</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				Rho % disc	EDADES CORREGIDAS (Ma)										
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	err %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	err %		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	err %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	err %							
<b>Gneis monzogranítico melanocrático de biotita</b>																				
<i>Quibocaguio Hills, Organ Pipe Cactus National Monument, SW Arizona</i>																				
QTB-3_21	B+N, >U	746	36	0.05	0.08760	3.3	2.80000	3.9	0.23200	2.2	0.07590	35.6	1	1345	26	1355	28	1373	65	1345 ± 26
QTB-3_8	B+N, >U	443	70	0.16	0.09430	3.4	3.45600	4.3	0.26620	2.7	0.07830	35.8	0	1521	36	1515	33	1510	63	1510 ± 63
QTB-3_11	B+N	394	100	0.25	0.09630	3.2	3.75800	3.7	0.28220	2.2	0.08960	34.6	0.59	1602	31	1583	30	1558	63	1558 ± 63
QTB-3_5	B+N	287	121	0.42	0.10110	3.5	4.21400	4.0	0.30320	2.3	0.07980	35.1	0.57	1707	35	1675	33	1648	64	1648 ± 64
QTB-3_18	B+N, >U	1310	642	0.49	0.10215	3.1	4.16000	3.4	0.08220	3.4	0.08220	35.3	0.71	1663	51	1662	37	1664	59	1664 ± 59
QTB-3_13	B	198	85	0.43	0.10180	3.4	4.29400	3.7	0.30370	2.2	0.09240	34.6	0.60	1710	35	1695	30	1671	65	1671 ± 65
QTB-3_23	N	244	146	0.60	0.10330	3.4	4.06800	3.7	0.28750	2.3	0.08510	34.1	0.62	1628	33	1647	31	1680	61	1680 ± 61
QTB-3_16	B	375	160	0.43	0.10380	3.3	4.09100	3.9	0.28590	2.2	0.08590	34.9	0.55	1621	31	1652	31	1691	61	1691 ± 61
QTB-3_17	B+N	205	87	0.42	0.10360	3.4	4.51300	4.0	0.31600	2.6	0.08840	35.1	0.65	1773	40	1734	34	1708	65	1698 ± 65
QTB-3_3	B	177	83	0.47	0.10350	3.6	4.09000	3.9	0.28830	2.2	0.08260	36.3	0.55	1633	31	1651	32	1700	67	1700 ± 67
QTB-3_1	N	255	141	0.55	0.10390	3.4	4.27300	3.7	0.29980	2.1	0.08820	36.3	0.55	1690	31	1687	31	1701	62	1701 ± 62
QTB-3_2	B+N	277	127	0.46	0.10450	3.4	4.27000	3.7	0.29850	2.2	0.08960	35.7	0.58	1684	32	1689	31	1710	64	1710 ± 64
QTB-3_14	N	291	163	0.56	0.10440	3.4	4.28800	3.7	0.29800	2.1	0.09580	35.5	0.56	1681	31	1690	31	1716	63	1716 ± 63
QTB-3_20	N	165	83	0.50	0.10380	3.7	4.29900	4.2	0.29860	2.1	0.08520	35.2	0.51	1684	32	1695	33	1716	69	1716 ± 69
QTB-3_10	B+N	193	97	0.50	0.10560	3.5	4.31300	3.7	0.30090	2.2	0.07970	35.1	0.60	1696	33	1695	31	1720	61	1720 ± 61
QTB-3_19	N, >U	668	522	0.78	0.10540	3.2	4.25900	3.1	0.29380	2.0	0.08270	29.0	0.67	1660	32	1685	31	1721	60	1721 ± 60
QTB-3_22	N, >U	728	589	0.81	0.10550	3.2	4.34600	3.7	0.29900	2.1	0.08967	34.6	0.56	1686	31	1702	29	1724	60	1724 ± 60
QTB-3_4	N	162	83	0.51	0.10550	3.6	4.43500	4.1	0.30390	2.2	0.08800	35.2	0.55	1710	34	1717	32	1725	67	1725 ± 67
QTB-3_15	N	164	75	0.46	0.10550	3.3	4.17300	4.1	0.29240	2.6	0.09320	35.4	0.63	1653	37	1669	32	1727	60	1727 ± 60
QTB-3_9	B+N	240	130	0.54	0.10580	3.4	4.52000	3.8	0.30910	2.1	0.08500	35.3	0.56	1736	32	1734	31	1736	61	1736 ± 61
QTB-3_6	B+N	359	186	0.52	0.10660	3.2	4.42100	3.6	0.30060	2.1	0.08800	35.9	0.57	1694	31	1716	30	1737	59	1737 ± 59
QTB-3_12	B	232	105	0.45	0.10680	3.4	4.50400	3.8	0.30790	2.2	0.09700	35.1	0.59	1730	34	1731	32	1739	62	1739 ± 62
QTB-3_7	N	187	93	0.50	0.10740	3.6	4.41500	4.1	0.29960	2.2	0.08090	35.8	0.53	1689	32	1714	33	1751	67	1751 ± 67
<b>Stenogranito de dos micas</b>																				
<i>Agua Duce Mountains, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona</i>																				
ADN-01_16	B, >U, D	850	834	0.98	0.10074	3.8	2.42500	3.5	0.17640	2.2	0.05091	4.7	0.61	1047	21	1249	25	1634	38	1047 ± 21
ADN-01_2	B, >U, D	597	374	0.63	0.10104	3.9	3.04300	3.1	0.21890	1.4	0.06233	4.5	0.44	1277	16	1418	24	1653	34	1277 ± 16
ADN-01_8	B, >U, D	581	421	0.72	0.10119	3.8	3.25800	3.1	0.23340	1.7	0.07040	4.7	0.54	1352	20	1471	25	1648	43	1352 ± 20
ADN-01_21	B, >D	188	88	0.47	0.10220	4.1	3.29000	4.6	0.23630	3.2	0.07490	5.2	0.70	1366	39	1478	33	1671	45	1366 ± 39
ADN-01_12	B, >D	204	119	0.58	0.10160	3.9	3.35200	3.6	0.24000	1.9	0.07450	5.0	0.54	1386	24	1494	27	1648	40	1386 ± 24
ADN-01_24	B, >U, D	327	218	0.67	0.10130	3.9	3.57700	3.4	0.25880	2.0	0.07550	4.8	0.61	1483	27	1545	28	1648	47	1648 ± 47
ADN-01_6	B, >U, D	334	215	0.64	0.10180	3.8	3.49100	3.4	0.25040	1.9	0.07200	4.9	0.56	1440	25	1524	27	1649	46	1649 ± 46
ADN-01_23	B	132	96	0.73	0.10130	4.0	3.89100	3.3	0.28030	1.7	0.08310	4.8	0.51	1592	24	1612	28	1649	52	1649 ± 52
ADN-01_15	N, >U, D	510	811	1.59	0.10140	3.8	3.60200	3.3	0.25790	2.2	0.07560	4.9	0.65	1478	28	1551	28	1650	40	1650 ± 40
ADN-01_1	B, >D	162	140	0.86	0.10190	4.2	3.47300	3.7	0.24820	1.9	0.07210	5.0	0.51	1429	24	1520	28	1661	44	1661 ± 44
ADN-01_5	B	120	96	0.80	0.10160	4.1	3.98200	3.5	0.28500	1.6	0.08260	5.0	0.46	1616	23	1632	27	1662	40	1662 ± 40
ADN-01_22	B, >U	506	392	0.77	0.10247	3.8	3.80600	3.4	0.26960	2.0	0.07920	4.8	0.58	1538	27	1593	29	1666	44	1666 ± 44
ADN-01_18	B+N	256	218	0.85	0.10270	4.4	3.85300	3.4	0.27300	1.7	0.08110	4.9	0.51	1556	24	1603	27	1674	41	1674 ± 41
ADN-01_9	B+N	119	86	0.72	0.10240	4.1	3.89600	3.6	0.27600	1.7	0.08280	4.8	0.46	1571	23	1611	28	1675	40	1675 ± 40
ADN-01_7	B	99	89	0.90	0.10270	4.4	3.95500	3.5	0.28010	1.8	0.08080	4.8	0.50	1592	25	1623	29	1675	42	1675 ± 42
ADN-01_10	B	90	76	0.84	0.10240	4.1	4.01100	3.5	0.28450	1.9	0.09120	4.8	0.53	1613	26	1635	29	1676	52	1676 ± 52
ADN-01_3	B, >D	230	186	0.81	0.10240	3.9	3.65300	3.3	0.25980	2.0	0.07590	4.9	0.60	1488	26	1562	27	1677	46	1677 ± 46
ADN-01_19	B	229	187	0.82	0.10390	4.0	4.02000	3.5	0.28070	1.4	0.08450	4.6	0.41	1595	20	1637	27	1692	37	1692 ± 37
ADN-01_11	B	180	146	0.81	0.10370	3.9	3.93500	3.3	0.27670	1.6	0.08160	4.7	0.47	1574	22	1622	26	1695	40	1695 ± 40
ADN-01_17	B	69	48	0.70	0.10430	4.5	4.05800	3.9	0.28480	1.8	0.08490	4.9	0.45	1615	25	1643	31	1704	46	1704 ± 46
ADN-01_20	B	144	117	0.81	0.10600	4.2	4.00800	3.5	0.27460	1.5	0.08350	4.7	0.43	1564	21	1634	28	1734	35	1734 ± 35
ADN-01_13	N	223	154	0.69	0.10690	3.9	4.20200	3.3	0.28460	1.5	0.08970	4.8	0.45	1614	21	1673	28	1749	45	1749 ± 45
ADN-01_4	B, >D	110	76	0.69	0.10850	4.4	3.96400	3.8	0.26530	2.5	0.08880	5.1	0.67	1516	34	1627	31	1776	50	1776 ± 50

n = 23

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada = 1709 ± 14 (2 sigma, MSWD = 0.75; n = 20)

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides protozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircon	Comentario		U <sup>+</sup> (ppm)	Th <sup>+</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS						EDADES CORREGIDAS (Ma)											
	238U/235U	207Pb/235U				err.%	238U/235U	err.%	207Pb/235U	err.%	206Pb/238U	err.%	238U/235U	err.%	207Pb/235U	err.%	206Pb/238U	err.%					
ADN-01_14	B, >D		175	117	0.67	0.11170	4.1	4.06900	3.2	0.26780	2.2	0.09440	5.0	0.68	7	1529	30	1647	27	1829	52	1829 ± 52	
n = 24																							1690 ± 19
<p><b>Muestra Wilton-02</b> <i>Gneis stenogranítico de biotita</i> (<i>Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona</i>) <i>Probeta ICGEO-33 (Enero 2017)</i></p>																							
Wilton-02_15	B, >D		474	30	0.06	0.09120	2.6	2.69300	4.1	0.21420	1.5	0.06920	6.2	0.37	6	1251	17	1326	30	1448	50	1251 ± 17	
Wilton-02_25	B, >D		613	47	0.08	0.09460	2.4	2.96700	3.7	0.22690	1.2	0.07030	5.4	0.32	6	1318	14	1399	28	1518	44	1318 ± 14	
Wilton-02_6	B		694	146	0.21	0.10100	2.4	3.79600	3.7	0.27270	1.5	0.08280	5.0	0.40	2	1554	20	1591	30	1641	44	1641 ± 44	
Wilton-02_8	B		372	107	0.29	0.10160	2.5	4.01800	3.7	0.28820	1.2	0.08100	5.1	0.33	0	1632	18	1638	30	1651	45	1651 ± 45	
Wilton-02_23	B, >D		503	60	0.12	0.10190	2.3	3.80700	3.7	0.26870	1.4	0.07780	5.0	0.38	4	1534	19	1594	30	1658	42	1658 ± 42	
Wilton-02_7	B, >D		474	182	0.38	0.10220	2.4	3.84500	3.9	0.27310	1.4	0.08040	4.7	0.35	3	1557	19	1602	30	1663	46	1663 ± 46	
Wilton-02_11	B, >U, D		2058	645	0.31	0.10229	2.2	3.56700	3.6	0.25340	1.5	0.07210	4.7	0.41	5	1458	20	1542	29	1665	39	1665 ± 39	
Wilton-02_18	B		303	109	0.36	0.10240	2.6	4.22700	3.8	0.29620	1.3	0.08400	5.4	0.35	0	1672	19	1679	31	1667	49	1667 ± 49	
Wilton-02_12	B, >D		393	37	0.09	0.10250	2.3	3.57400	3.6	0.25370	1.4	0.07850	5.6	0.38	6	1457	18	1545	31	1670	42	1670 ± 42	
Wilton-02_13	B		386	120	0.31	0.10290	2.2	4.11200	3.6	0.29160	1.3	0.08430	4.7	0.35	0	1650	19	1658	31	1678	43	1678 ± 43	
Wilton-02_1	B + N		197	42	0.21	0.10320	2.4	4.23500	3.8	0.29750	1.3	0.08740	5.0	0.35	0	1679	19	1683	31	1679	45	1679 ± 19	
Wilton-02_17	B		348	122	0.35	0.10340	2.3	4.13300	3.6	0.28950	1.2	0.08580	4.8	0.34	1	1639	18	1660	31	1684	42	1684 ± 42	
Wilton-02_3	B, >U		6350	379	0.06	0.10342	2.0	4.11600	3.6	0.28870	1.4	0.08210	4.6	0.38	1	1635	20	1657	30	1685	38	1685 ± 38	
Wilton-02_16	B + N		333	78	0.23	0.10360	2.3	4.23100	3.8	0.29620	1.3	0.08550	4.9	0.35	0	1673	19	1680	31	1687	43	1687 ± 43	
Wilton-02_4	B		634	289	0.46	0.10370	2.3	4.16900	3.8	0.29300	1.4	0.08340	4.7	0.36	1	1656	20	1669	29	1689	43	1689 ± 43	
Wilton-02_14	B		271	74	0.27	0.10380	2.5	4.28000	3.7	0.29850	1.3	0.09510	4.8	0.36	0	1684	20	1689	31	1689	48	1689 ± 48	
Wilton-02_19	B + N		630	196	0.31	0.10377	2.2	4.41000	3.6	0.30940	1.3	0.09460	4.7	0.36	-1	1739	19	1714	30	1691	40	1691 ± 40	
Wilton-02_20	B		559	135	0.24	0.10380	2.3	4.23200	3.8	0.29630	1.4	0.08630	4.9	0.37	0	1673	21	1680	31	1692	42	1692 ± 42	
Wilton-02_9	B		438	99	0.23	0.10380	2.2	4.16700	3.6	0.29160	1.3	0.08310	4.7	0.35	1	1651	18	1667	30	1694	43	1694 ± 43	
Wilton-02_5	B, >U		283	78	0.28	0.10400	2.4	4.07100	3.7	0.28310	1.3	0.08170	5.0	0.36	2	1607	19	1648	30	1696	46	1696 ± 46	
Wilton-02_24	B		302	65	0.22	0.10430	2.5	4.24500	4.0	0.29620	1.5	0.08660	4.5	0.36	0	1710	20	1705	29	1697	39	1697 ± 39	
Wilton-02_24	B		428	106	0.25	0.10590	2.4	4.43900	3.8	0.30580	1.3	0.08610	5.3	0.34	0	1720	20	1719	31	1729	44	1729 ± 44	
Wilton-02_2	B		357	57	0.16	0.10660	2.7	4.52000	4.2	0.30980	2.0	0.08960	5.9	0.47	0	1739	30	1734	35	1740	51	1740 ± 51	
n = 25																							1688 ± 9
<p><b>Muestra Ajo-2</b> <i>Gneis granítico de biotita rico en cuarzo</i> (<i>Little Ajo Mountains, SW Ajo, SW Arizona</i>) <i>Probeta ICGEO-33 (Diciembre 2017)</i></p>																							
Ajo-2_21	B, >D		556	14	0.03	0.09740	3.2	3.36400	3.3	0.24730	1.9	0.06820	9.2	0.58	5	1424	24	1495	26	1575	61	1575 ± 61	
Ajo-2_18	B + N, >D		630	32	0.05	0.09916	3.0	3.39200	2.9	0.24690	1.9	0.07670	6.6	0.63	5	1422	24	1502	23	1613	54	1613 ± 54	
Ajo-2_5	B, >D		627	19	0.03	0.10160	3.1	3.39500	3.2	0.24300	1.8	0.07190	9.6	0.56	7	1402	23	1503	26	1653	59	1653 ± 59	
Ajo-2_19	B		858	17	0.02	0.10203	2.9	3.92300	3.1	0.27780	1.8	0.08830	8.4	0.58	2	1580	25	1618	25	1663	54	1663 ± 54	
Ajo-2_20	B + N, >D		645	63	0.10	0.10260	3.2	3.87700	3.4	0.27100	2.0	0.08140	6.5	0.58	4	1546	27	1608	27	1663	62	1663 ± 62	
Ajo-2_11	B, >D		1137	18	0.02	0.10257	2.9	3.85900	3.1	0.27230	1.8	0.08560	8.4	0.57	3	1553	24	1605	24	1670	54	1670 ± 54	
Ajo-2_3	B, >U		1780	168	0.09	0.10248	2.9	4.00300	3.0	0.28170	1.7	0.08250	9.2	0.57	2	1600	24	1635	24	1671	55	1671 ± 55	
Ajo-2_17	B + N, >D		922	24	0.03	0.10310	3.0	3.92400	3.1	0.27360	1.8	0.09390	6.8	0.59	4	1559	25	1618	25	1683	56	1683 ± 56	
Ajo-2_25	N, >U		3460	214	0.06	0.10373	2.9	4.12100	3.2	0.28820	2.0	0.08060	8.8	0.62	2	1632	28	1658	25	1684	53	1684 ± 53	
Ajo-2_15	N, >U		552	165	0.30	0.10330	3.1	4.39900	3.4	0.30510	2.0	0.09340	9.6	0.60	0	1716	31	1711	28	1687	57	1687 ± 57	
Ajo-2_2	B, >U, D		1540	313	0.20	0.10335	2.9	3.98800	3.0	0.27840	1.8	0.08230	6.4	0.58	3	1584	25	1631	25	1689	54	1689 ± 54	
Ajo-2_4	B, >U		2100	324	0.15	0.10351	2.9	4.23000	3.1	0.29640	2.0	0.10800	16.7	0.65	0	1673	29	1679	27	1690	55	1690 ± 55	
Ajo-2_14	B, >U		2469	258	0.10	0.10376	2.9	4.11300	3.2	0.28870	1.8	0.08640	7.3	0.56	1	1635	25	1657	25	1691	53	1691 ± 53	
Ajo-2_13	N, >D		943	273	0.29	0.10350	2.9	4.56200	3.1	0.31800	1.8	0.08800	6.8	0.59	-2	1780	28	1742	25	1691	52	1691 ± 52	
Ajo-2_1	B, >D		410	100	0.24	0.10320	3.0	4.30000	3.5	0.30050	2.1	0.08780	9.3	0.59	0	1694	31	1692	27	1693	56	1693 ± 56	
Ajo-2_9	N, >D		504	179	0.36	0.10345	3.0	4.57800	3.3	0.31920	2.1	0.09310	8.5	0.63	-2	1785	33	1745	27	1697	57	1697 ± 57	
Ajo-2_16	N, >U, D		1720	189	0.11	0.10463	3.0	4.02500	3.2	0.27760	1.8	0.08130	8.2	0.57	4	1579	25	1639	25	1699	55	1699 ± 55	
Ajo-2_7	N		617	209	0.34	0.10380	3.2	4.41500	3.2	0.30380	2.0	0.08900	6.3	0.63	0	1710	30	1715	26	1700	59	1700 ± 59	
Ajo-2_10	B, >U		1502	272	0.18	0.10400	3.0	4.25000	3.1	0.29550	1.8	0.08250	6.1	0.60	1	1669	27	1684	26	1700	49	1700 ± 49	
Ajo-2_23	N		334	77	0.23	0.10440	3.2	4.39100	3.6	0.30630	2.6	0.08990	6.6	0.71	-1	1722	39	1711	30	1700	58	1700 ± 58	

(2 sigma, MSWD = 1.9; n = 12)

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada =

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada =

(2 sigma, MSWD = 0.78; n = 18)

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada =

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS										EDADES CORREGIDAS (Ma)						
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s				
Ajo-2_12	B+N	552	87	0.16	0.10425	3.0	4.30000	3.0	0.30020	1.8	0.08810	6.1	0.61	0	1692	27	1694	26	1701	55	1701 ± 55
Ajo-2_24	N	712	134	0.19	0.10370	3.1	4.44000	3.2	0.30730	1.8	0.08930	6.6	0.58	-1	1728	28	1719	27	1703	57	1703 ± 57
Ajo-2_22	N	930	369	0.40	0.10434	3.0	4.38600	3.2	0.30290	2.0	0.08520	8.8	0.62	0	1706	29	1709	25	1707	55	1707 ± 55
Ajo-2_6	B	703	13	0.02	0.10500	3.0	4.33200	3.0	0.30010	1.8	0.09500	8.1	0.60	0	1693	27	1699	25	1713	56	1713 ± 56

Muestra		Gneis tonalítico de biotita		Cooper Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona		Probeta ICGEO-32		Enero 2017		Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ponderada =											
											(2 sigma, MSWD = 0.08; n = 10)										
Cooper_18	B, >U, D	2170	88	0.04	0.09470	2.5	2.40200	3.8	0.18520	1.6	0.04250	6.4	0.43	1096	17	1243	27	1520	48	1096 ± 17	
Cooper_13	N, >D	547	490	0.90	0.10020	2.4	2.93600	3.7	0.21130	1.3	0.02270	18.9	0.35	1236	15	1391	29	1632	47	1236 ± 15	
Cooper_5	B, >D	1258	21	0.02	0.09580	2.5	2.76700	4.0	0.21250	1.4	0.04990	9.2	0.34	1242	15	1349	27	1501	46	1242 ± 15	
Cooper_2	B, >U, D	3340	77	0.02	0.08892	2.1	2.67100	3.7	0.22000	1.2	0.06750	5.3	0.33	1282	14	1320	27	1401	41	1282 ± 14	
Cooper_22	B, >U, D	2846	450	0.16	0.09999	2.1	3.58700	3.6	0.26170	1.3	0.08740	4.6	0.36	1499	17	1547	29	1623	40	1623 ± 40	
Cooper_9	B, >U, D	2292	58	0.03	0.10029	2.1	3.39300	3.5	0.24600	1.2	0.06950	5.0	0.33	1418	15	1503	28	1628	39	1628 ± 39	
Cooper_25	B, >D	1644	402	0.24	0.10158	2.2	3.69500	3.5	0.26450	1.2	0.07545	4.5	0.34	1513	17	1570	29	1652	40	1652 ± 40	
Cooper_16	B	753	166	0.22	0.10155	2.3	3.91600	3.8	0.28000	1.4	0.07950	4.9	0.36	2	1591	20	1617	30	1655	39	1655 ± 39
Cooper_20	N, >D	824	394	0.48	0.10182	2.2	3.69400	3.5	0.26460	1.3	0.07830	4.6	0.37	4	1513	17	1571	31	1656	39	1656 ± 39
Cooper_24	N, >D	574	290	0.51	0.10191	2.3	3.74300	3.7	0.26750	1.3	0.08150	4.8	0.34	3	1528	17	1580	29	1657	42	1657 ± 42
Cooper_19	B, >D	1643	274	0.17	0.10213	2.2	3.53800	3.7	0.25200	1.4	0.07850	4.7	0.38	6	1449	18	1540	30	1662	40	1662 ± 40
Cooper_14	B, >D	1048	130	0.12	0.10230	2.2	3.71400	3.8	0.26460	1.2	0.07840	5.4	0.32	4	1513	16	1574	30	1665	42	1665 ± 42
Cooper_1	B, >D	1777	364	0.20	0.10260	2.1	3.72800	3.5	0.26540	1.2	0.07970	4.6	0.35	4	1518	16	1577	29	1670	39	1670 ± 39
Cooper_17	B	546	0.48	0.10263	2.1	4.11700	3.6	0.29200	1.2	0.08387	4.5	0.34	0	1652	18	1657	30	1673	38	1673 ± 38	
Cooper_15	B	1390	313	0.23	0.10258	2.1	4.15400	3.6	0.29470	1.2	0.08700	4.7	0.33	0	1665	17	1665	30	1674	37	1674 ± 37
Cooper_6	B	1921	569	0.30	0.10283	2.1	4.04100	3.7	0.28540	1.2	0.08440	4.6	0.33	1	1619	16	1642	29	1675	39	1675 ± 39
Cooper_21	B, >D	1496	458	0.31	0.10286	2.1	3.89100	3.6	0.27600	1.2	0.08270	4.6	0.32	3	1571	16	1612	29	1675	40	1675 ± 40
Cooper_23	B+N, >D	1223	432	0.35	0.10299	2.2	3.83400	3.7	0.27080	1.2	0.07550	4.6	0.33	3	1545	17	1601	30	1677	41	1677 ± 41
Cooper_7	B, >U	6480	384	0.06	0.10300	2.0	3.92800	3.6	0.27850	1.2	0.08103	4.6	0.33	2	1584	16	1619	29	1678	38	1678 ± 38
Cooper_3	B	1062	213	0.20	0.10320	2.1	4.12900	3.6	0.29130	1.1	0.08700	4.6	0.31	1	1648	17	1660	30	1681	40	1681 ± 40
Cooper_8	B	898	376	0.42	0.10337	2.2	4.11800	3.6	0.28930	1.3	0.09030	4.9	0.35	1	1638	19	1658	30	1684	40	1684 ± 40
Cooper_10	B	973	232	0.24	0.10328	2.2	4.12200	3.6	0.29130	1.3	0.08361	4.5	0.36	1	1648	19	1658	30	1684	41	1684 ± 41
Cooper_11	B, >U, D	2729	1812	0.66	0.10336	2.1	3.82900	3.7	0.27010	1.3	0.07403	4.5	0.35	4	1541	18	1599	29	1684	39	1684 ± 39
Cooper_4	B, >D	1235	331	0.27	0.10343	2.1	3.91200	3.6	0.27380	1.2	0.07974	4.5	0.34	3	1560	17	1616	29	1685	39	1685 ± 39
Cooper_12	B, >D	568	94	0.17	0.10320	2.3	3.86500	3.6	0.27280	1.3	0.07750	5.2	0.35	3	1555	18	1606	29	1685	45	1685 ± 45

Muestra		Gneis tonalítico de biotita		Foot Hills Mountain, NE Fortuna Foot Hills, SW Arizona		Probeta ICGEO-35		Diciembre 2017		Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ponderada =											
											(2 sigma, MSWD = 0.31; n = 18)										
14-1/2_3	B, >D	689	27	0.04	0.09542	2.9	3.33100	3.0	0.25160	1.9	0.07540	7.6	0.62	3	1446	24	1488	24	1538	55	1446 ± 24
14-1/2_15	B+N, >U	965	255	0.26	0.10240	2.9	4.11200	2.9	0.29160	1.8	0.07977	6.9	0.61	0	1650	26	1656	25	1670	54	1670 ± 54
14-1/2_13	N	267	6	0.02	0.10230	3.1	4.13800	3.1	0.29530	1.9	0.10200	10.8	0.59	0	1668	27	1661	26	1673	57	1673 ± 57
14-1/2_16	B, >D	585	25	0.04	0.10320	3.0	4.01300	3.0	0.27940	1.8	0.08390	6.7	0.60	3	1588	25	1637	25	1679	54	1679 ± 54
14-1/2_10	B+N, >U	884	63	0.07	0.10324	3.0	4.16100	3.1	0.29160	1.9	0.09450	11.6	0.61	1	1649	28	1667	27	1682	55	1682 ± 55
14-1/2_17	B	710	280	0.39	0.10323	3.0	4.25700	3.5	0.29710	2.3	0.08520	4.9	0.65	1	1676	34	1687	28	1684	55	1684 ± 55
14-1/2_1	B	735	292	0.40	0.10373	3.0	4.45400	3.1	0.31050	1.9	0.08450	8.0	0.59	-1	1743	29	1722	26	1686	55	1686 ± 55
14-1/2_12	B	721	17	0.02	0.10370	3.3	4.40300	3.2	0.30380	2.0	0.12170	7.4	0.63	0	1710	30	1712	27	1686	61	1686 ± 61
14-1/2_14	B+N, >U	829	129	0.16	0.10390	3.1	4.49900	3.3	0.30700	2.1	0.11230	9.8	0.61	1	1729	31	1729	25	1689	58	1689 ± 58
14-1/2_20	B, >U	1017	30	0.03	0.10430	3.1	4.25300	3.1	0.29350	1.8	0.09440	8.2	0.59	1	1659	27	1684	26	1690	57	1690 ± 57
14-1/2_24	N	379	108	0.28	0.10370	3.2	4.30700	3.5	0.29970	2.0	0.08350	6.6	0.58	0	1690	30	1694	28	1690	59	1690 ± 59
14-1/2_19	B+N	421	31	0.07	0.10350	3.1	4.17200	3.1	0.29270	2.0	0.09160	7.9	0.64	1	1654	25	1654	26	1692	56	1692 ± 56
14-1/2_11	B	553	31	0.06	0.10380	3.0	4.09900	3.2	0.28610	1.8	0.08210	8.5	0.56	2	1624	25	1654	26	1692	56	1692 ± 56
14-1/2_21	N	563	55	0.10	0.10380	3.0	4.32900	3.0	0.30020	1.8	0.08230	9.6	0.61	0	1692	27	1698	25	1693	55	1693 ± 55
14-1/2_22	B+N	596	31	0.05	0.10370	3.0	4.18900	3.1	0.29200	1.8	0.09010	9.3	0.60	1	1651	27	1672	25	1693	55	1693 ± 55
14-1/2_25	B+N	752	178	0.24	0.10384	3.0	4.28800	3.0	0.29820	1.8	0.09070	9.6	0.59	1	1682	26	1691	25	1693	55	1693 ± 55
14-1/2_26	B, >U	1080	13	0.01	0.10400	3.1	4.32000	3.7	0.30180	3.1	0.09390	7.0	0.83	0	1699	46	1696	30	1694	56	1694 ± 56
14-1/2_5	N	216	4	0.02	0.10390	3.3	4.40000	3.2	0.30550	2.0	0.10300	17.5	0.63	0	1717	29	1712	27	1694	57	1694 ± 57

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	U <sup>4</sup> (ppm)	Th <sup>1</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)				Mejor edad (Ma) ± 2s									
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> err.%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>*</sup> err.%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>*</sup> err.%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>*</sup> err.%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ± 2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ± 2s	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 2s										
14-1/2_7	B+N	536	177	0.33	0.10360	3.0	4.15600	3.1	0.28980	1.9	0.08290	6.0	0.60	1	1640	27	1665	25	1696	58	1696 ± 58	
14-1/2_18	N	432	9	0.02	0.10450	3.1	4.32600	3.0	0.30050	1.9	0.11100	9.9	0.63	0	1694	28	1699	25	1703	58	1703 ± 58	
14-1/2_19	B+N, >U	830	470	0.57	0.10399	3.0	4.26500	3.0	0.29320	1.9	0.09480	10.5	0.62	2	1658	27	1686	25	1704	53	1704 ± 53	
14-1/2_4	N	594	279	0.47	0.10460	3.2	4.37600	3.4	0.30300	2.1	0.08620	7.1	0.61	0	1706	31	1710	30	1707	58	1707 ± 58	
14-1/2_23	N	459	10	0.02	0.10420	3.3	4.43700	3.6	0.30690	2.6	0.11200	9.8	0.73	0	1725	40	1719	29	1709	60	1709 ± 60	
14-1/2_6	B+N	471	210	0.45	0.10460	3.1	4.35900	3.2	0.30200	1.8	0.08350	6.9	0.56	0	1701	27	1704	27	1709	56	1709 ± 56	
14-1/2_8	N, >D	209	4	0.02	0.10520	3.2	4.72500	3.4	0.32520	2.1	0.11800	12.7	0.62	-3	1815	33	1770	28	1712	59	1712 ± 59	
14-1/2_2	N	657	77	0.12	0.10526	2.9	4.45200	3.4	0.30640	2.5	0.09220	8.9	0.74	0	1722	37	1720	28	1716	52	1716 ± 52	
n = 26																						1693 ± 11
Edad <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb media ponderada = (2 sigma, MSWD = 0.16; n = 23)																						
<i>Muestra QTB-6 Gneis sienogranítico de biotita (Quitobaquito Hills, Organ Pipe Cactus National Monument, SW Arizona) Probeta JCGEO-86 (Diciembre 2017)</i>																						
QTB-6_11	N, >U, D	7200	870	0.12	0.09590	3.9	3.04000	6.6	0.22500	4.3	0.06570	32.0	0.65	4	1290	53	1350	65	1537	75	1290 ± 53	
QTB-6_22	N, >D	554	194	0.35	0.10360	3.2	3.24700	3.7	0.23220	2.1	0.11800	34.7	0.57	8	1346	26	1468	29	1690	60	1346 ± 26	
QTB-6_6	B, >U	2195	33	0.01	0.08942	3.1	2.96000	3.7	0.24290	2.0	0.07760	34.8	0.54	0	1402	25	1397	26	1410	59	1402 ± 25	
QTB-6_2	B, >U, D	3580	1970	0.55	0.10186	3.1	3.61000	3.9	0.25990	2.6	0.05930	37.1	0.67	4	1489	35	1550	32	1659	58	1489 ± 35	
QTB-6_7	B, >U	2297	223	0.10	0.10217	3.1	4.16200	3.6	0.29490	2.0	0.08160	35.5	0.56	0	1666	30	1666	29	1671	58	1671 ± 58	
QTB-6_1	B	678	309	0.46	0.10290	3.2	4.32800	3.5	0.30720	2.0	0.09299	34.4	0.57	-2	1727	30	1698	29	1679	57	1679 ± 57	
QTB-6_12	B, >U	2400	676	0.28	0.10325	3.2	4.10000	3.7	0.29020	2.0	0.07592	34.2	0.56	1	1643	30	1654	29	1682	60	1682 ± 60	
QTB-6_19	B	1570	379	0.24	0.10321	3.2	4.18400	3.6	0.29640	2.1	0.11120	34.2	0.57	0	1673	30	1671	29	1682	58	1682 ± 58	
QTB-6_23	B, >U	2184	649	0.30	0.10307	3.1	4.11900	3.6	0.29480	2.1	0.11590	35.4	0.59	0	1665	31	1658	30	1683	58	1683 ± 58	
QTB-6_21	N, >U	2640	757	0.29	0.10303	3.1	4.02500	2.7	0.28820	1.5	0.11810	28.8	0.56	0	1632	24	1639	28	1683	58	1683 ± 58	
QTB-6_13	N	415	255	0.61	0.10310	3.3	4.24800	3.8	0.30230	2.2	0.08220	35.3	0.60	-1	1702	34	1687	31	1686	60	1686 ± 60	
QTB-6_24	N, >U	3100	1064	0.34	0.10365	3.1	4.08700	3.7	0.29190	2.2	0.10970	35.6	0.61	0	1654	32	1653	29	1688	58	1688 ± 58	
QTB-6_18	B	1190	405	0.34	0.10346	3.2	4.15500	3.6	0.29600	2.1	0.10820	34.2	0.58	-1	1674	31	1665	29	1689	58	1689 ± 58	
QTB-6_17	N, >D	1365	476	0.35	0.10367	3.2	3.95300	3.5	0.27840	2.1	0.10420	33.6	0.59	3	1583	29	1624	29	1689	59	1689 ± 59	
QTB-6_9	N, >D	770	225	0.45	0.10374	3.2	4.93000	4.3	0.34990	3.1	0.09160	34.9	0.74	-7	1933	53	1811	37	1693	59	1693 ± 59	
QTB-6_20	N, >D	770	444	0.58	0.10350	3.3	4.15800	3.6	0.29570	2.2	0.11650	35.2	0.60	0	1670	32	1665	30	1693	59	1693 ± 59	
QTB-6_8	B	1147	375	0.33	0.10404	3.2	4.36400	3.7	0.30670	2.0	0.08180	35.5	0.55	-1	1724	31	1705	30	1694	59	1694 ± 59	
QTB-6_14	B	860	274	0.32	0.10370	3.2	4.43900	3.6	0.31250	2.1	0.08600	33.7	0.59	-2	1753	33	1719	30	1696	61	1696 ± 61	
QTB-6_15	B	1422	465	0.33	0.10418	3.2	4.27100	3.5	0.30180	2.0	0.10650	35.8	0.57	-1	1700	30	1688	29	1697	58	1697 ± 58	
QTB-6_16	B, >U	2490	409	0.16	0.10409	3.2	4.29000	3.5	0.30300	2.0	0.10750	33.5	0.58	-1	1706	30	1691	29	1697	60	1697 ± 60	
QTB-6_25	B+N	245	98	0.40	0.10380	3.4	4.45400	3.6	0.31710	2.1	0.11660	35.2	0.59	-3	1775	33	1722	31	1709	62	1709 ± 62	
QTB-6_5	B	594	212	0.36	0.10450	3.3	4.37400	3.7	0.30510	2.1	0.08440	35.5	0.58	0	1716	33	1708	30	1710	59	1710 ± 59	
QTB-6_3	B	824	276	0.33	0.10475	3.2	4.39500	3.6	0.30520	2.1	0.09260	35.6	0.58	0	1717	31	1711	30	1711	59	1711 ± 59	
QTB-6_4	B	900	340	0.38	0.10485	3.1	4.36200	3.7	0.30460	2.0	0.09320	35.4	0.55	-1	1714	31	1705	30	1713	59	1713 ± 59	
QTB-6_10	N, >U	2778	380	0.14	0.10524	3.1	4.19400	2.9	0.29260	1.7	0.08620	29.0	0.60	1	1654	26	1673	29	1716	57	1716 ± 57	
n = 25																						1693 ± 13
Edad <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb media ponderada = (2 sigma, MSWD = 0.20; n = 19)																						
<i>Muestra Pilot Knob, SE California) Probeta JCGEO-40 (Enero 2017)</i>																						
Pilot Knob_12	N, >D, U	1920	460	0.24	0.10160	1.0	4.00200	2.7	0.27900	2.1	0.08810	6.0	0.77	3	1590	28	1633	23	1652	19	1652 ± 19	
Pilot Knob_6	B, >D	985	268	0.27	0.10171	0.9	3.51300	2.0	0.24900	1.5	0.07940	4.4	0.78	6	1433	19	1530	15	1654	17	1654 ± 17	
Pilot Knob_20	B, >U	2097	565	0.27	0.10171	0.5	3.93700	2.0	0.28030	1.5	0.08015	4.2	0.72	2	1593	21	1621	16	1656	9	1656 ± 9	
Pilot Knob_21	B, >U	4330	996	0.23	0.10178	0.6	4.02000	2.0	0.28720	1.6	0.08700	4.8	0.79	1	1627	23	1638	16	1656	10	1656 ± 10	
Pilot Knob_22	B, >D, U	2000	609	0.30	0.10198	0.5	4.48000	1.9	0.31740	1.4	0.09070	4.3	0.74	-3	1777	22	1727	16	1659	9	1659 ± 9	
Pilot Knob_9	B, >D	1653	271	0.16	0.10233	0.8	4.05300	3.0	0.28980	2.6	0.08500	4.6	0.89	0	1640	38	1644	25	1666	15	1666 ± 15	
Pilot Knob_18	B, >D	860	227	0.26	0.10245	0.9	4.55800	2.0	0.31920	1.5	0.08640	4.4	0.72	-3	1786	23	1741	17	1667	17	1667 ± 17	
Pilot Knob_18	B	1732	402	0.23	0.10302	0.9	3.88500	2.0	0.27610	1.5	0.08050	4.2	0.76	2	1572	21	1610	16	1684	16	1684 ± 16	
Pilot Knob_2	B, >U	2060	592	0.29	0.10366	0.6	4.34600	2.0	0.30190	1.5	0.08610	4.3	0.74	0	1701	22	1702	17	1689	11	1689 ± 11	
Pilot Knob_1	B	1268	345	0.27	0.10364	0.8	4.25700	1.9	0.29800	1.5	0.08455	4.1	0.78	0	1681	22	1685	16	1689	14	1689 ± 14	
Pilot Knob_7	N, >D	865	31	0.04	0.10380	1.0	3.63100	2.0	0.25460	1.5	0.06540	6.4	0.74	6	1462	19	1556	16	1692	19	1692 ± 19	
Pilot Knob_3	B, >D, U	4300	726	0.17	0.10382	0.5	3.89300	1.9	0.27030	1.5	0.08126	4.2	0.80	4	1542	21	1613	16	1692	9	1692 ± 9	
Pilot Knob_11	B	668	278	0.42	0.10400	0.9	4.05100	2.0	0.28280	1.5	0.08300	4.2	0.73	2	1606	21	1646	17	1695	16	1695 ± 16	
Pilot Knob_14	B, >D, U	1960	544	0.28	0.10401	0.7	3.86800	2.0	0.27230	1.5	0.07919	4.2	0.77	3	1552	21	1607	16	1696	12	1696 ± 12	

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircon	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS						EDADES CORREGIDAS (Ma)											
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err.%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s							
Pilotknob_8	N, >U	2100	423	0.20	0.10417	0.6	4.12900	1.9	0.28660	1.5	0.08147	4.3	1625	22	1660	16	1698	11	1698 ± 11
Pilotknob_16	B, >U	3220	750	0.23	0.10418	0.5	4.07600	1.9	0.28420	1.5	0.07811	4.2	1613	21	1649	15	1699	9	1699 ± 9
Pilotknob_17	B, >D	643	314	0.49	0.10425	0.9	4.06400	2.1	0.28280	1.5	0.08000	4.3	1605	22	1648	17	1699	16	1699 ± 16
Pilotknob_15	B, >D, U	3240	801	0.25	0.10472	0.6	3.80100	2.0	0.26370	1.6	0.06260	6.9	1509	22	1593	16	1708	11	1708 ± 11
Pilotknob_10	B, >U	4590	1605	0.35	0.10485	0.4	4.28300	1.9	0.29770	1.4	0.08246	4.1	1680	22	1690	16	1711	8	1711 ± 8
Pilotknob_4	B, >U	2066	631	0.31	0.10486	0.5	4.25800	1.9	0.29590	1.4	0.08299	4.2	1671	20	1685	15	1711	10	1711 ± 10
Pilotknob_13	B, >U	2427	572	0.24	0.10493	0.7	4.08600	2.7	0.28550	2.1	0.08097	4.2	1619	31	1651	21	1712	13	1712 ± 13
Pilotknob_5	B+N	275	93	0.34	0.10610	1.2	4.43800	2.3	0.30510	1.5	0.09420	4.8	1716	23	1719	19	1732	23	1732 ± 23
n = 22																			
<b>Muestra <u>Aztec-02</u></b>																			
<b>Siemgranito leucocrático de dos micas (NW Aztec Hills, SW Arizona) Probeta ICGEO-88 (Enero 2017)</b>																			
Aztec-02_11	B, >U, D	10610	1670	0.16	0.10159	0.5	2.41800	2.3	0.17180	2.2	0.04670	4.7	1024	20	1247	16	1652	8	1024 ± 20
Aztec-02_23	B, >U, D	7870	888	0.11	0.10547	0.7	2.97900	2.3	0.20400	2.0	0.05320	4.3	1197	21	1402	18	1721	12	1197 ± 21
Aztec-02_19	N, >U, D	3590	983	0.27	0.10439	0.5	3.60900	2.1	0.25180	1.7	0.05300	4.5	1448	22	1551	16	1702	9	1448 ± 22
Aztec-02_13	B, >U, D	6660	1091	0.16	0.10318	0.4	3.75500	2.0	0.26450	1.6	0.06480	4.3	1513	21	1583	16	1681	8	1513 ± 21
Aztec-02_7	B, >U, D	4160	1430	0.34	0.10281	0.5	3.83400	2.3	0.26630	1.9	0.06860	4.4	1524	25	1601	18	1674	9	1524 ± 25
Aztec-02_4	B, >U	3900	620	0.16	0.10010	2.7	4.10000	3.9	0.28800	4.2	0.06850	5.1	1630	59	1651	30	1619	53	1619 ± 53
Aztec-02_6	B, >U	3920	1120	0.29	0.10199	0.8	4.23000	3.3	0.29630	3.1	0.07090	5.4	1670	46	1674	28	1658	14	1658 ± 14
Aztec-02_3	N	1094	370	0.34	0.10250	1.4	4.20500	2.2	0.29960	1.6	0.08440	4.5	1689	23	1675	18	1668	25	1668 ± 25
Aztec-02_12	B, >U	7440	1859	0.25	0.10261	0.9	3.98000	2.1	0.28470	1.9	0.06810	5.1	1615	27	1630	17	1671	17	1671 ± 17
Aztec-02_9	B, >U	2823	1286	0.46	0.10280	0.5	4.58900	1.9	0.32160	1.4	0.09330	4.2	1798	23	1747	16	1674	10	1674 ± 10
Aztec-02_1	B+N, >U	1790	380	0.21	0.10285	0.6	4.25500	2.0	0.29820	1.5	0.08447	4.3	1682	22	1684	17	1676	11	1676 ± 11
Aztec-02_10	B, >U	6174	3239	0.52	0.10296	0.6	4.22100	2.0	0.29920	1.5	0.08322	4.4	1687	22	1678	16	1677	12	1677 ± 12
Aztec-02_8	N	453	171	0.38	0.10320	1.1	4.29500	2.2	0.30020	1.6	0.08360	4.4	1692	23	1692	18	1682	19	1682 ± 19
Aztec-02_14	B+N, >U	5654	3520	0.62	0.10330	1.2	3.96000	3.0	0.28410	2.7	0.04590	16.8	1611	38	1624	25	1683	21	1683 ± 21
Aztec-02_2	B, >U	6600	2351	0.36	0.10330	0.5	4.16700	2.3	0.29530	2.1	0.08190	4.2	1668	30	1667	19	1683	9	1683 ± 9
Aztec-02_15	B, >U	7420	4110	0.55	0.10332	0.4	4.00700	2.0	0.28140	1.5	0.06920	6.6	1598	21	1635	16	1684	7	1684 ± 7
Aztec-02_5	B	724	212	0.29	0.10410	1.4	4.31400	2.0	0.30310	1.6	0.08900	4.5	1707	23	1696	16	1696	27	1696 ± 27
Aztec-02_24	N, >U	1580	930	0.59	0.10420	1.1	4.30600	2.8	0.29700	2.7	0.06920	9.1	1676	40	1693	24	1698	20	1698 ± 20
Aztec-02_17	N, >U	2600	718	0.28	0.10427	0.7	4.22400	2.0	0.29750	2.0	0.08030	4.4	1679	23	1679	16	1700	12	1700 ± 12
Aztec-02_16	B, >U	2780	604	0.22	0.10428	0.5	4.32700	1.9	0.30230	1.5	0.08572	4.2	1703	22	1700	14	1702	9	1702 ± 9
Aztec-02_18	B+N, >U	2685	1162	0.43	0.10535	0.7	4.44700	2.1	0.30680	1.5	0.08342	4.2	1725	23	1721	17	1719	13	1719 ± 13
Aztec-02_25	B+N, >U	6430	4530	0.70	0.10624	0.5	4.48300	1.8	0.30960	1.5	0.08544	4.2	1738	23	1728	15	1735	9	1735 ± 9
Aztec-02_20	B, >U	2870	1004	0.35	0.10636	0.8	4.49900	2.1	0.31300	1.6	0.08445	4.1	1755	24	1731	17	1737	14	1737 ± 14
Aztec-02_22	B, >U	4378	1513	0.35	0.10645	0.8	4.34100	1.9	0.30140	1.5	0.08126	4.1	1698	22	1701	16	1738	14	1738 ± 14
Aztec-02_21	B, >U	6890	5110	0.74	0.10661	0.4	4.47500	2.0	0.30690	1.4	0.08392	4.2	1726	22	1726	16	1741	8	1741 ± 8
n = 25																			
<b>Muestra <u>Cabeza-I</u></b>																			
<b>Gneis sienogranítico de biotita (Sur de Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona) Probeta ICGEO-81 (Diciembre 2017)</b>																			
Cabeza-11_5	N, >U, D	1285	92	0.07	0.09190	3.0	1.39900	3.1	0.10995	1.7	0.03600	8.1	673	11	888	18	1462	56	673 ± 11
Cabeza-11_6	B, >U, D	360	38	0.11	0.09680	3.2	3.27800	3.7	0.24110	2.2	0.07310	8.3	1395	27	1480	28	1591	60	1395 ± 27
Cabeza-11_24	N, >U, D	306	523	1.71	0.08500	4.4	3.77000	5.3	0.25210	2.9	0.07480	9.6	1448	37	1579	38	1743	76	1448 ± 37
Cabeza-11_25	B+N	137	104	0.76	0.10010	3.5	3.89700	3.6	0.28100	2.1	0.08340	6.6	1599	30	1612	29	1604	68	1604 ± 68
Cabeza-11_10	N, >U, D	236	232	0.98	0.09960	3.1	3.62900	3.3	0.26520	2.0	0.09550	8.4	1516	28	1555	27	1615	58	1615 ± 58
Cabeza-11_18	B, >U	199	126	0.63	0.10020	3.5	4.10500	3.4	0.29490	2.0	0.08640	8.2	1666	29	1654	29	1636	66	1636 ± 66
Cabeza-11_17	B	243	130	0.53	0.10110	3.4	4.07600	3.4	0.28860	2.0	0.08260	7.6	1634	30	1649	28	1638	70	1638 ± 70
Cabeza-11_12	N	182	138	0.76	0.09930	4.1	4.03000	4.0	0.28850	2.1	0.08250	6.5	1634	31	1640	32	1639	76	1639 ± 76
Cabeza-11_22	B+N	134	104	0.77	0.09970	3.3	3.92600	3.6	0.28230	1.9	0.08500	7.6	1603	28	1619	29	1643	62	1643 ± 62
Cabeza-11_23	B	131	91	0.69	0.10090	4.0	3.82000	3.9	0.27490	2.0	0.07750	7.6	1565	27	1595	32	1643	73	1643 ± 73
Cabeza-11_7	N, >U	305	194	0.64	0.10100	3.0	3.95700	3.0	0.28160	1.8	0.07950	7.5	1599	26	1627	25	1646	58	1646 ± 58
Cabeza-11_11	B, >U	353	210	0.60	0.10140	3.2	3.95600	3.3	0.28070	2.1	0.08170	6.1	1595	30	1628	29	1646	60	1646 ± 60
Cabeza-11_2	B+N	250	185	0.74	0.10060	3.4	3.92400	3.6	0.28270	1.9	0.08080	7.7	1605	27	1620	27	1648	63	1648 ± 63
Cabeza-11_1	B+N	84	51	0.61	0.10130	3.8	4.14000	3.9	0.29140	2.0	0.08560	8.1	1648	30	1659	32	1650	70	1650 ± 70

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS										EDADES CORREGIDAS (Ma)										
		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Mejor edad (Ma) ± 2s							
Cabeza-11_15	B, >U	358	236	0.66	0.10160	3.2	4.07700	3.2	0.29100	2.0	0.08580	7.1	0.63	0	1646	29	1649	26	1652	59	1652 ± 59	
Cabeza-11_16	N	110	96	0.87	0.10220	3.5	4.01200	3.5	0.28330	2.0	0.08110	7.9	0.58	2	1608	29	1635	29	1659	66	1659 ± 66	
Cabeza-11_20	B+N	109	79	0.72	0.10280	3.7	4.00600	3.5	0.28150	2.0	0.08150	7.9	0.58	2	1601	29	1634	28	1659	68	1659 ± 68	
Cabeza-11_19	B+N	127	91	0.72	0.10350	3.5	4.10900	3.4	0.28630	1.9	0.08610	8.0	0.54	2	1623	26	1657	28	1685	61	1685 ± 61	
Cabeza-11_8	N	109	71	0.65	0.10390	3.6	4.16000	3.6	0.28770	1.9	0.08930	7.8	0.52	2	1632	26	1664	29	1688	67	1688 ± 67	
Cabeza-11_9	B, >U	327	195	0.60	0.10360	3.1	4.06900	3.2	0.28310	1.9	0.08480	7.7	0.61	2	1607	28	1647	26	1689	57	1689 ± 57	
Cabeza-11_3	N	117	109	0.93	0.10370	3.6	4.22000	3.8	0.29450	2.0	0.08630	7.2	0.52	1	1664	29	1676	31	1694	63	1694 ± 63	
Cabeza-11_13	B, >U, D	430	311	0.72	0.10430	3.1	3.97400	3.3	0.27600	1.8	0.08120	7.4	0.55	4	1571	25	1628	26	1697	57	1697 ± 57	
Cabeza-11_21	B+N	104	69	0.66	0.10410	3.5	4.03600	3.7	0.28180	2.1	0.08460	7.4	0.55	3	1600	29	1647	31	1702	65	1702 ± 65	
Cabeza-11_14	B	169	100	0.59	0.10460	4.3	4.18000	4.8	0.28940	2.3	0.08190	7.3	0.48	2	1638	33	1668	38	1704	79	1704 ± 79	
Cabeza-11_4	B+N, >D	95	66	0.69	0.10990	4.3	4.52000	4.2	0.29480	2.1	0.09850	6.5	0.50	4	1668	30	1735	35	1795	77	1795 ± 77	
		n = 25																				1662 ± 14
																					(2 sigma, MSWD = 0.70; n = 20)	
<b>Muestra Gila-01</b>																					<b>Edad <math>^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}</math> Pb media ponderada =</b>	
<b>Gneis monzogranítico de dos micas</b>																					<b>1662 ± 14</b>	
																					(2 sigma, MSWD = 2.7; n = 13)	
<b>Muestra Gila-01</b>																					<b>Edad <math>^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}</math> Pb media ponderada =</b>	
<b>Gneis sienogranítico de biotita</b>																					<b>1663 ± 9</b>	
																					(2 sigma, MSWD = 2.7; n = 13)	
<b>Muestra Espanto-2</b>																					<b>Edad <math>^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}</math> Pb media ponderada =</b>	
<b>Gneis sienogranítico de biotita</b>																					<b>1663 ± 9</b>	
																					(2 sigma, MSWD = 2.7; n = 13)	

Continúa en la siguiente página

**Tabla A.1 (Cont.)** Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario		U <sup>235</sup> (ppm)		Th <sup>232</sup> (ppm)		Th/U		RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)					Mejor edad (Ma) ± 2s			
	U <sup>235</sup> (ppm)	Th <sup>232</sup> (ppm)	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	err. %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	err. %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	err. %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	err. %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	err. %		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	err. %	
Esposito-2_11	N	119	78	0.66	0.10140	3.4	4.03400	3.5	0.28840	2.0	0.09070	8.0	0.58	0	1636	29	1640	28	1641	64	1641 ± 64	
Esposito-2_6	B, >U	630	383	0.61	0.10121	3.0	4.21200	3.1	0.30080	2.0	0.08500	6.5	0.66	-1	1695	30	1676	25	1642	54	1642 ± 54	
Esposito-2_4	N	132	142	1.08	0.09950	3.8	3.97000	3.8	0.28560	2.1	0.08480	7.3	0.55	0	1619	30	1626	31	1644	71	1644 ± 71	
Esposito-2_13	N	124	111	0.89	0.10170	3.4	4.20700	3.6	0.29760	1.9	0.08940	7.9	0.55	0	1679	29	1674	29	1648	65	1648 ± 65	
Esposito-2_14	B+N	93	68	0.74	0.10230	3.7	4.09700	3.7	0.28840	1.9	0.08450	7.7	0.53	1	1633	28	1652	30	1652	69	1652 ± 69	
Esposito-2_18	B+N, >U, D	815	1530	1.88	0.10170	3.0	3.87300	3.1	0.27330	1.8	0.07188	7.8	0.58	3	1557	25	1608	26	1654	56	1654 ± 56	
Esposito-2_16	B+N	230	195	0.85	0.10130	3.2	4.26000	3.3	0.30650	1.8	0.09010	7.9	0.55	-2	1723	27	1687	26	1655	59	1655 ± 59	
Esposito-2_22	B	305	163	0.54	0.10150	3.3	4.22300	3.3	0.29920	2.0	0.08850	7.6	0.59	-1	1687	29	1678	27	1656	54	1656 ± 54	
Esposito-2_8	N, >U, D	935	312	0.33	0.10234	2.9	3.54800	3.1	0.25080	1.9	0.06780	9.0	0.62	6	1442	25	1539	25	1661	56	1661 ± 56	
Esposito-2_21	B+N, >U	988	842	0.85	0.10239	2.9	4.02600	3.2	0.28590	2.4	0.08090	7.9	0.74	1	1620	34	1638	26	1661	53	1661 ± 53	
Esposito-2_25	B, >U, D	889	290	0.33	0.10222	2.9	3.88800	3.1	0.27380	1.8	0.08650	7.6	0.59	3	1562	25	1610	26	1661	55	1661 ± 55	
Esposito-2_9	N	143	103	0.72	0.10210	3.4	4.11600	3.4	0.29420	2.0	0.08540	8.5	0.59	0	1662	29	1656	26	1664	63	1664 ± 63	
Esposito-2_1	N	407	355	0.87	0.10390	3.1	4.42900	3.2	0.30650	1.9	0.08960	9.4	0.60	0	1723	28	1718	26	1698	57	1698 ± 57	
Esposito-2_5	N	394	259	0.66	0.10390	3.2	4.34200	3.2	0.30270	1.9	0.09110	7.4	0.60	0	1704	29	1705	27	1708	58	1708 ± 58	
Esposito-2_26	B	256	92	0.36	0.10500	3.1	4.40400	3.4	0.30350	2.3	0.08660	7.3	0.67	0	1708	34	1711	29	1711	58	1711 ± 58	
Esposito-2_23	N, >D	143	140	0.98	0.10570	3.3	4.14300	3.6	0.28570	2.0	0.08660	8.7	0.56	3	1620	29	1664	29	1733	61	1733 ± 61	
		n = 27																				1660 ± 16
																						(2 sigma, MSWD = 1.2; n = 18)
<b>Muestra Telegraph</b>																						
<i>Gneiss sienogranítico de biotita (Telegraph Pass Trail, SW Arizona) Probeta ICGEO-33 (Enero 2017)</i>																						
Telegraph_9	B+N	275	146	0.53	0.10050	2.6	3.90000	3.8	0.28120	1.3	0.08390	4.8	0.33	1	1597	18	1613	32	1629	49	1629 ± 49	
Telegraph_7	N	212	174	0.82	0.10080	2.7	3.99100	3.8	0.28750	1.4	0.08340	4.6	0.36	0	1631	20	1631	32	1634	50	1634 ± 50	
Telegraph_5	B	134	60	0.45	0.10090	2.7	3.91800	3.8	0.28280	1.4	0.08240	4.7	0.38	1	1605	20	1618	31	1636	49	1636 ± 49	
Telegraph_14	B+N	198	119	0.60	0.10080	2.4	4.02400	3.7	0.28950	1.4	0.08780	4.7	0.38	0	1639	20	1640	31	1640	45	1640 ± 45	
Telegraph_19	B	214	137	0.64	0.10100	2.8	3.95000	3.8	0.28330	1.7	0.08320	4.7	0.46	1	1607	25	1623	32	1644	54	1644 ± 54	
Telegraph_15	B	363	241	0.66	0.10120	2.5	3.99500	3.8	0.28710	1.3	0.08365	4.5	0.34	0	1627	18	1632	31	1646	46	1646 ± 46	
Telegraph_20	B+N	137	98	0.72	0.10170	2.8	4.00400	4.0	0.28730	1.5	0.08490	4.7	0.37	0	1628	21	1636	31	1649	51	1649 ± 51	
Telegraph_1	B, >U	573	80	0.14	0.10150	2.4	4.01400	3.7	0.28880	1.6	0.08290	5.3	0.43	0	1635	23	1637	31	1650	44	1650 ± 44	
Telegraph_10	B+N	198	146	0.73	0.10200	2.6	4.04500	3.7	0.28710	1.3	0.08479	4.6	0.36	1	1627	19	1644	32	1656	49	1656 ± 49	
Telegraph_13	B+N	277	162	0.59	0.10170	2.4	4.03800	3.7	0.28920	1.5	0.08460	4.7	0.39	0	1637	21	1641	31	1656	46	1656 ± 46	
Telegraph_17	B	285	94	0.33	0.10170	2.3	3.95300	3.8	0.28350	1.3	0.08060	4.8	0.34	1	1609	19	1624	30	1656	41	1656 ± 41	
Telegraph_11	N, >U	582	364	0.63	0.10200	2.3	4.05800	3.7	0.28980	1.2	0.08425	4.5	0.32	0	1640	17	1646	30	1659	42	1659 ± 42	
Telegraph_3	B	147	64	0.44	0.10210	2.6	4.06400	3.9	0.28830	1.4	0.08550	4.9	0.35	1	1633	20	1604	32	1665	51	1665 ± 51	
Telegraph_6	B+N, >D, U	507	510	1.01	0.10210	2.5	3.81600	3.9	0.27030	1.6	0.07880	4.8	0.40	3	1542	22	1596	31	1665	45	1665 ± 45	
Telegraph_22	B	250	119	0.48	0.10250	2.4	4.18500	3.8	0.29550	1.3	0.08560	4.7	0.33	0	1669	18	1670	31	1666	45	1666 ± 45	
Telegraph_21	B, >D	176	95	0.54	0.10280	2.8	4.01900	4.0	0.28210	1.2	0.08520	4.8	0.31	2	1602	18	1639	31	1675	53	1675 ± 53	
Telegraph_8	B+N	393	353	0.90	0.10320	2.3	4.09100	3.7	0.28730	1.3	0.08377	4.5	0.35	1	1628	19	1652	30	1681	43	1681 ± 43	
Telegraph_2	N, >U	426	277	0.65	0.10330	2.6	4.09200	3.9	0.28830	1.5	0.08110	4.8	0.37	1	1633	21	1652	32	1682	48	1682 ± 48	
Telegraph_4	B, >D	234	140	0.60	0.10350	2.6	3.86000	3.9	0.26970	1.5	0.07790	4.7	0.38	4	1539	20	1604	32	1683	48	1683 ± 48	
Telegraph_16	B, >D, U	1026	249	0.24	0.10429	2.2	4.12600	3.6	0.28800	1.3	0.08290	4.6	0.34	2	1631	18	1659	30	1700	41	1700 ± 41	
Telegraph_18	N	160	136	0.85	0.10560	2.7	4.43700	3.8	0.30570	1.7	0.08620	4.6	0.44	0	1719	25	1718	32	1720	48	1720 ± 48	
Telegraph_12	B+N, >D	322	131	0.41	0.10720	2.4	4.38900	3.9	0.29750	1.3	0.08750	4.8	0.35	2	1679	20	1711	31	1750	43	1750 ± 43	
		n = 22																				1658 ± 11
																						(2 sigma, MSWD = 0.7; n = 18)
<b>Muestra Ajo4</b>																						
<i>Sienogranito leucocrático de biotita (W Ajo Peak, Ajo, SW Arizona) Probeta ICGEO-32 (Diciembre 2017)</i>																						
Ajo4_1	B, >U, D	714	235	0.33	0.09650	3.1	1.72400	3.7	0.13080	3.0	0.04320	6.3	0.82	22	792	22	1016	23	1557	59	792 ± 22	
Ajo4_2	N, >U, D	1133	226	0.20	0.10060	3.1	2.63000	4.9	0.18810	3.9	0.06020	6.3	0.79	15	1110	39	1304	37	1637	58	1110 ± 39	
Ajo4_7	B, >U, D	611	127	0.21	0.10000	3.1	3.03600	3.3	0.21830	2.1	0.08420	6.4	0.63	10	1273	24	1416	25	1623	58	1273 ± 24	
Ajo4_26	B, >U, D	1230	607	0.49	0.09996	2.9	3.04000	3.2	0.21990	1.9	0.07490	8.5	0.60	10	1281	21	1417	24	1619	55	1281 ± 21	
Ajo4_27	B, >U, D	545	389	0.71	0.09930	3.1	3.29900	3.3	0.24150	2.2	0.07470	6.6	0.67	6	1394	28	1482	27	1609	58	1394 ± 28	
Ajo4_15	N	227	75	0.33	0.10050	3.7	3.90000	3.8	0.28450	2.5	0.08510	6.8	0.66	0	1614	36	1618	30	1610	69	1610 ± 69	
Ajo4_30	B	91	72	0.79	0.10000	3.3	4.07300	3.7	0.29430	2.1	0.08570	8.3	0.57	-1	1663	31	1647	29	1623	60	1623 ± 60	
Ajo4_25	B+N	359	1310	3.65	0.09990	3.1	4.06800	3.2	0.29480	1.9	0.10530	11.4	0.58	-1	1665	27	1648	25	1625	58	1625 ± 58	
Ajo4_6	N, >D	284	194	0.68	0.10050	3.3	3.44800	3.2	0.24940	2.0	0.09330	10.7	0.62	5	1435	25	1515	25	1627	58	1627 ± 58	

Continúa en la siguiente página



Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides protozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zirconción	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)					Mejor edad (Ma) ± 2s								
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err. %									
Ajo-4_4	B+N, >U	474	554	1.17	0.09990	3.0	3.78100	3.2	0.27330	1.8	0.07690	7.9	0.58	2	1557	25	1588	25	1630	± 55
Ajo-4_8	N	190	631	3.32	0.10020	3.5	4.00500	3.2	0.28860	2.1	0.08620	6.7	0.64	0	1635	30	1638	29	1632	± 68
Ajo-4_12	N	318	367	1.16	0.10120	3.4	4.05900	3.4	0.28960	2.2	0.08470	8.4	0.65	0	1639	32	1645	29	1637	± 60
Ajo-4_9	N	103	333	3.23	0.10060	3.4	4.13500	3.6	0.29510	1.9	0.08260	7.9	0.53	0	1667	28	1659	29	1641	± 65
Ajo-4_22	N	132	177	1.34	0.10220	3.5	4.01100	3.5	0.28740	2.3	0.08220	7.8	0.66	0	1628	33	1634	30	1643	± 64
Ajo-4_3	N	221	145	0.65	0.10150	3.2	4.16000	3.1	0.29770	1.9	0.08870	7.8	0.60	-1	1680	28	1665	26	1645	± 60
Ajo-4_5	B	210	155	0.74	0.10050	3.3	3.92200	3.3	0.28300	1.9	0.08330	7.2	0.57	1	1606	27	1619	26	1646	± 61
Ajo-4_13	B	289	400	1.38	0.10180	3.3	3.90100	3.3	0.27760	1.9	0.07850	7.6	0.58	2	1579	27	1613	28	1650	± 66
Ajo-4_21	B, >U	591	443	0.75	0.10070	3.1	4.10900	3.4	0.29240	2.8	0.08330	6.8	0.83	0	1653	41	1655	28	1651	± 58
Ajo-4_10	B	209	372	1.78	0.10080	3.5	4.12100	3.4	0.29370	2.0	0.08230	6.8	0.58	0	1660	29	1658	28	1652	± 63
Ajo-4_14	B	118	89	0.75	0.10170	3.4	4.11100	3.6	0.29380	2.0	0.08650	8.1	0.55	0	1660	29	1655	29	1653	± 69
Ajo-4_20	B	193	201	1.04	0.10110	3.2	4.00500	3.2	0.28850	1.9	0.08170	6.6	0.60	0	1634	28	1634	27	1655	± 61
Ajo-4_18	N	306	338	1.10	0.10100	3.3	4.02200	3.2	0.28680	1.8	0.08610	8.0	0.57	1	1625	27	1638	27	1658	± 60
Ajo-4_28	B+N	123	159	1.29	0.10120	3.7	3.94500	3.5	0.28470	2.0	0.08270	7.5	0.57	1	1617	30	1627	31	1660	± 67
Ajo-4_11	N	128	301	2.35	0.10200	3.4	4.13200	3.4	0.29500	2.0	0.08380	6.9	0.60	0	1666	30	1662	27	1668	± 61
Ajo-4_29	N	62	50	0.81	0.10400	4.5	4.28000	4.4	0.30020	2.5	0.08610	5.8	0.56	0	1697	35	1697	37	1669	± 80
Ajo-4_24	N	114	374	3.28	0.10280	3.5	4.03700	3.5	0.28390	2.0	0.08333	7.7	0.57	2	1611	28	1640	28	1684	± 64
Ajo-4_16	N	93	116	1.25	0.10220	3.5	4.02800	3.7	0.28560	1.9	0.08410	7.6	0.52	1	1619	26	1641	28	1686	± 65
Ajo-4_17	N	226	320	1.42	0.10330	3.4	4.18300	3.6	0.29410	1.8	0.08620	7.3	0.51	0	1662	27	1669	29	1686	± 63
Ajo-4_23	N	264	840	3.18	0.10400	3.4	3.96800	3.8	0.27810	1.9	0.06880	12.6	0.51	3	1582	27	1629	29	1696	± 62
Ajo-4_19	B	329	391	1.19	0.10610	3.2	4.33200	3.2	0.29510	1.8	0.08700	8.2	0.56	2	1667	26	1699	27	1727	± 59
n = 30																				
Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Pb media ponderada = <b>1655 ± 13</b> (2 sigma, MSWD = 0.73; n = 24)																				
Muestra <b>Ajo-3</b> Gneis monzogranítico melanocrático de biotita (W Ajo Peak, Ajo, SW Arizona) Probeta JCGEO-34 (Enero, 2017)																				
Ajo-3_5	N	155	202	1.30	0.09920	2.6	3.92000	3.8	0.28390	1.4	0.08140	4.5	0.36	0	1611	19	1617	31	1609	± 47
Ajo-3_9	B+N	241	283	1.18	0.09990	2.4	3.93100	3.8	0.28430	1.3	0.08181	4.5	0.35	0	1615	20	1619	31	1620	± 44
Ajo-3_19	N	92	93	1.00	0.10020	2.9	4.01400	4.0	0.29030	1.5	0.08410	4.8	0.37	0	1643	21	1638	33	1621	± 53
Ajo-3_1	B	320	388	1.21	0.10040	2.3	4.02400	3.7	0.28920	1.2	0.08457	4.5	0.33	0	1639	18	1638	30	1628	± 43
Ajo-3_7	B	342	300	0.88	0.10020	2.4	4.03600	4.0	0.29070	1.3	0.08520	4.6	0.34	0	1645	18	1641	31	1630	± 41
Ajo-3_14	B+N	145	129	0.89	0.10060	2.5	4.05300	4.0	0.28790	1.3	0.08450	4.6	0.31	0	1631	18	1629	31	1631	± 47
Ajo-3_13	B, >U	414	575	1.39	0.10044	2.3	3.92100	3.8	0.28240	1.3	0.08106	4.6	0.34	1	1603	19	1617	30	1633	± 40
Ajo-3_4	B	343	322	0.94	0.10070	2.5	3.94800	3.8	0.28620	1.3	0.08284	4.6	0.34	0	1622	18	1620	30	1635	± 44
Ajo-3_8	B+N, >U	455	456	1.00	0.10070	2.4	3.92400	3.8	0.28400	1.3	0.08017	4.5	0.33	1	1611	18	1620	30	1635	± 44
Ajo-3_12	N	243	183	0.75	0.10080	2.5	4.12100	3.9	0.29600	1.3	0.08796	4.5	0.33	-1	1671	19	1658	31	1635	± 45
Ajo-3_3	B+N	295	366	1.24	0.10080	2.3	3.95900	3.8	0.28660	1.3	0.08192	4.5	0.34	0	1624	18	1625	30	1636	± 43
Ajo-3_17	N	337	407	1.21	0.10070	2.3	3.93900	3.8	0.28500	1.3	0.08151	4.5	0.34	0	1616	19	1624	30	1638	± 43
Ajo-3_20	N	128	151	1.18	0.10130	2.6	4.16700	3.8	0.29610	1.3	0.08500	4.6	0.34	0	1672	19	1668	31	1648	± 47
Ajo-3_11	B	185	175	0.95	0.10160	2.4	4.11500	3.6	0.29150	1.2	0.08444	4.5	0.34	0	1649	18	1657	31	1650	± 45
Ajo-3_18	B	384	518	1.35	0.10160	2.4	3.96400	3.8	0.28410	1.2	0.08024	4.5	0.33	1	1612	18	1629	30	1655	± 44
Ajo-3_16	B	366	417	1.14	0.10130	2.3	4.07600	3.7	0.29020	1.2	0.08528	4.5	0.34	1	1642	18	1651	30	1655	± 41
Ajo-3_15	B	144	149	1.04	0.10170	2.6	4.02200	3.7	0.28770	1.4	0.08300	4.6	0.38	1	1630	21	1640	32	1656	± 50
Ajo-3_21	B	247	244	0.99	0.10220	2.4	4.08800	3.9	0.29170	1.4	0.08500	4.7	0.35	0	1650	20	1651	31	1660	± 45
Ajo-3_2	B	201	170	0.85	0.10210	2.6	4.07000	3.9	0.28910	1.3	0.08260	4.6	0.33	1	1637	18	1647	31	1662	± 47
Ajo-3_21	B+N	116	111	0.96	0.10240	3.1	4.25800	4.0	0.30100	1.4	0.08730	4.7	0.36	0	1696	21	1691	34	1671	± 55
Ajo-3_10	N, >U, D	513	122	0.24	0.10360	2.6	3.96800	4.0	0.27900	1.4	0.07920	5.3	0.35	3	1586	20	1627	32	1687	± 48
n = 21																				
Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Pb media ponderada = <b>1642 ± 10</b> (2 sigma, MSWD = 0.62; n = 21)																				
Muestra <b>Cabeza-9</b> Gneis monzogranítico de biotita (S Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona) Probeta JCGEO-85 (Diciembre 2017)																				
Cabeza-9_20	B	139	57	0.41	0.09950	4.0	3.93900	4.1	0.28450	2.5	0.08450	35.5	0.61	0	1614	36	1620	34	1596	± 76
Cabeza-9_17	B, >U, D	527	63	0.12	0.09830	3.3	3.61200	3.6	0.26740	2.1	0.07960	35.2	0.58	2	1527	28	1552	29	1598	± 66
Cabeza-9_1	B+N	217	181	0.83	0.09910	3.6	3.91400	4.3	0.28370	2.5	0.08770	34.2	0.58	0	1610	36	1615	35	1601	± 68
Cabeza-9_16	B, >U	503	58	0.11	0.09850	3.4	3.91100	3.6	0.28760	2.1	0.07830	35.8	0.59	-1	1629	30	1615	30	1602	± 60
Cabeza-9_2	B	179	67	0.38	0.09960	3.9	3.94000	4.3	0.28380	2.5	0.08700	35.6	0.58	1	1610	36	1621	36	1614	± 73

Continúa en la siguiente página

Tabla A.1 (Cont.) Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	U <sup>238</sup> (ppm), Th <sup>232</sup> (ppm)		Th/U		RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS								EDADES CORREGIDAS (Ma)								
		err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %
Cabeza-9_3	B	234	103	0.44	0.10020	3.7	3.96000	3.8	0.28490	2.2	0.08880	34.9	0.58	1	1616	31	1625	32	1621	66	1621	± 66
Cabeza-9_21	B+N	153	92	0.60	0.10040	3.8	4.07600	3.9	0.29180	2.1	0.08480	35.4	0.53	0	1650	31	1648	33	1624	71	1624	± 71
Cabeza-9_9	B	340	63	0.19	0.10090	3.5	0.29270	2.2	0.08100	34.6	0.55	-1	1659	32	1648	32	1628	64	1628	± 64		
Cabeza-9_12	B+N	126	127	1.01	0.09980	3.7	4.02800	4.0	0.29030	2.4	0.07560	35.7	0.61	0	1643	35	1641	34	1629	68	1629	± 68
Cabeza-9_8	N	141	106	0.75	0.10090	3.6	4.11100	3.9	0.29350	2.5	0.08820	35.1	0.63	0	1658	36	1656	33	1635	66	1635	± 66
Cabeza-9_10	B+N	369	85	0.23	0.10030	3.4	3.94600	3.8	0.28310	2.2	0.08110	35.8	0.58	1	1607	31	1623	30	1636	63	1636	± 63
Cabeza-9_15	B	284	103	0.36	0.10060	3.3	3.99300	3.8	0.28870	2.1	0.08030	34.9	0.55	0	1635	30	1634	30	1638	62	1638	± 62
Cabeza-9_6	B+N	169	106	0.63	0.10150	4.7	4.06000	4.9	0.28880	2.6	0.09170	34.9	0.52	0	1635	37	1643	40	1644	87	1644	± 87
Cabeza-9_7	B+N	189	79	0.42	0.10100	3.4	4.07800	3.7	0.29170	2.1	0.08700	34.5	0.58	0	1650	31	1649	30	1646	63	1646	± 63
Cabeza-9_19	B	256	110	0.43	0.10190	3.4	3.94700	3.8	0.28180	2.1	0.07980	35.1	0.55	1	1600	30	1622	31	1651	63	1651	± 63
Cabeza-9_25	B+N	553	365	0.66	0.10110	3.5	4.05700	3.7	0.28930	2.3	0.08700	34.5	0.62	0	1662	33	1645	31	1654	64	1654	± 64
Cabeza-9_22	B+N	165	62	0.38	0.10200	3.5	4.08700	3.9	0.29400	2.1	0.08650	34.7	0.54	0	1622	32	1637	30	1661	67	1661	± 67
Cabeza-9_4	B	163	41	0.25	0.10160	3.5	4.00800	3.7	0.28610	2.2	0.08860	35.0	0.60	1	1622	32	1637	30	1661	67	1661	± 67
Cabeza-9_11	B	190	38	0.20	0.10160	3.8	4.09800	3.9	0.28910	2.3	0.07900	35.4	0.59	1	1637	33	1653	32	1663	72	1663	± 72
Cabeza-9_13	B+N	123	64	0.52	0.10190	4.7	4.15000	4.3	0.29490	2.5	0.08090	35.8	0.59	0	1666	37	1663	36	1664	87	1664	± 87
Cabeza-9_5	B	142	52	0.37	0.10310	3.8	4.09100	3.9	0.28810	2.2	0.09120	35.1	0.57	1	1632	32	1651	32	1678	70	1678	± 70
Cabeza-9_14	N	485	333	0.69	0.10320	3.8	4.11600	3.9	0.29180	2.5	0.08040	31.1	0.63	0	1650	36	1657	29	1680	69	1680	± 69
Cabeza-9_18	N	217	217	1.00	0.10360	3.5	4.26200	3.8	0.29940	2.1	0.08330	34.8	0.55	0	1688	31	1687	31	1683	65	1683	± 65
Cabeza-9_24	B, >D	163	66	0.40	0.10310	4.0	4.03400	4.0	0.28480	2.7	0.08480	35.4	0.67	2	1615	38	1640	33	1683	76	1683	± 76
Cabeza-9_23	B+N	253	57	0.22	0.10490	3.3	4.31000	3.7	0.30070	2.2	0.08870	34.9	0.58	0	1694	32	1696	31	1714	58	1714	± 58

n = 25

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada = 1642 ± 14 (2 sigma, MSWD = 0.58; n = 23)

Muestra Chpass-01 *Gneis granítico feldespático microclínico de biotita* (S Cholla Pass, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona) *Probeta ICGEO-40* (Febrero, 2014)

CHPASSI-18	B, >U	198	102	0.47	0.09907	3.5	3.9221	4.2	0.28752	2.3	0.08085	5.4	0.56	-1	1629	34	1618	34	1607	66	1607	± 66
CHPASSI-13	B	151	77	0.46	0.09926	3.6	4.0743	4.3	0.29776	2.4	0.08325	5.5	0.56	-2	1680	36	1649	36	1610	68	1610	± 68
CHPASSI-19	B+N, >U	186	92	0.45	0.09931	3.6	4.0958	4.3	0.29917	2.3	0.08376	5.5	0.58	-1	1687	34	1653	34	1611	68	1611	± 68
CHPASSI-17	B+N, >U	256	112	0.4	0.09959	3.5	4.0801	4.2	0.29738	2.3	0.08475	5.4	0.56	-2	1678	34	1650	34	1616	66	1616	± 66
CHPASSI-12	B	129	61	0.43	0.10004	3.4	4.1446	4.2	0.30091	2.4	0.08439	5.5	0.57	-2	1696	36	1663	34	1624	66	1624	± 66
CHPASSI-9	B, >U	231	112	0.44	0.10044	3.6	4.0286	4.3	0.29231	2.4	0.08200	5.6	0.55	-1	1653	34	1640	34	1625	68	1625	± 68
CHPASSI-11	N	42	30	0.66	0.10038	4.2	4.1100	4.9	0.29778	2.6	0.08359	5.7	0.54	-1	1680	40	1656	40	1631	78	1631	± 78
CHPASSI-14	B	108	54	0.46	0.10044	3.6	4.0155	4.3	0.29055	2.4	0.08282	5.5	0.56	0	1644	36	1637	36	1632	68	1632	± 68
CHPASSI-16	N	101	60	0.55	0.10071	3.9	4.1402	4.6	0.29845	2.5	0.08314	5.5	0.54	-1	1684	36	1662	38	1637	72	1637	± 72
CHPASSI-1	B	112	51	0.41	0.10089	3.7	4.0943	4.5	0.29425	2.5	0.08276	5.6	0.56	-1	1663	36	1653	36	1641	70	1641	± 70
CHPASSI-3	B+N	151	70	0.42	0.10091	3.6	4.0312	4.3	0.29012	2.4	0.08345	5.5	0.55	0	1642	34	1641	34	1641	68	1641	± 68
CHPASSI-7	B	147	67	0.41	0.10095	3.7	4.0518	4.4	0.29153	2.4	0.08403	5.6	0.55	0	1649	36	1645	36	1642	70	1642	± 70
CHPASSI-8	B, >U	160	72	0.41	0.10170	3.4	4.1147	4.2	0.29370	2.3	0.08550	5.6	0.56	0	1660	34	1657	34	1655	64	1655	± 64
CHPASSI-10	B+N, >U	156	77	0.45	0.10184	3.6	4.0855	4.3	0.29106	2.3	0.08278	5.6	0.54	0	1647	34	1651	34	1658	68	1658	± 68
CHPASSI-15	N	68	43	0.58	0.10199	3.6	4.0611	4.3	0.28929	2.4	0.08197	5.5	0.56	1	1638	34	1647	36	1661	68	1661	± 68
CHPASSI-6	B+N	64	35	0.5	0.10226	3.7	4.2180	4.5	0.29953	2.5	0.08343	5.9	0.55	-1	1689	36	1678	36	1666	70	1666	± 70
CHPASSI-2	B	122	54	0.4	0.10238	3.9	3.9649	4.5	0.28047	2.4	0.08485	6.6	0.53	2	1594	34	1627	36	1668	72	1668	± 72
CHPASSI-5	B+N	163	83	0.47	0.10503	3.7	4.3903	4.4	0.30350	2.4	0.08604	5.9	0.54	0	1709	36	1711	36	1715	70	1715	± 70

n = 19

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada = 1639 ± 15 (2 sigma, MSWD = 0.60; n = 19)

Muestra Lewis-01 *Gneis stenoanatómico de biotita* (Arizona Prison Complex - Lewis - Buckley Unit, SW Arizona) *Probeta ICGEO-37* (Enero, 2017)

Lewis-01_1	B, >D	284	200	0.70	0.09820	1.1	3.69700	2.1	0.27030	1.6	0.07988	4.3	0.73	2	1544	21	1572	16	1587	22	1587	± 22
Lewis-01_24	B	134	92	0.69	0.09860	2.5	3.99000	3.3	0.28850	1.7	0.08490	4.7	0.53	0	1634	25	1631	27	1607	55	1607	± 55
Lewis-01_25	B+N	342	181	0.53	0.09960	1.6	3.96800	2.5	0.28800	1.6	0.08860	4.5	0.63	0	1631	23	1627	20	1614	30	1614	± 30
Lewis-01_2	N, >U	1283	296	0.23	0.09971	0.8	4.09000	2.7	0.29280	2.4	0.10130	4.8	0.89	0	1655	35	1651	21	1617	14	1617	± 14
Lewis-01_22	B+N	485	209	0.73	0.09980	2.4	3.83000	3.1	0.28050	2.1	0.08360	4.7	0.68	0	1594	30	1599	26	1618	44	1618	± 44
Lewis-01_21	B, >U	445	166	0.37	0.09990	1.7	3.79400	2.4	0.27920	1.8	0.08090	4.7	0.75	0	1587	25	1591	19	1620	32	1620	± 32
Lewis-01_23	B+N	173	131	0.76	0.10000	1.8	3.83200	2.4	0.28050	1.6	0.08150	4.4	0.65	0	1595	23	1603	21	1623	33	1623	± 33
Lewis-01_6	N	213	256	1.20	0.10020	1.6	3.99100	2.3	0.28870	1.7	0.08360	4.3	0.77	0	1635	25	1632	18	1625	30	1625	± 30

Continúa en la siguiente página

**Tabla A.1 (Cont.)** Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides protozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircon	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th <sup>+</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)											
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>*</sup> err.%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>*</sup> err.%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>*</sup> err.%	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th <sup>*</sup> err.%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>*</sup> ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>*</sup> ±2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>*</sup> ±2σ	Mejor edad (Ma) ± 2σ									
Lewis-01_17	B+N	200	140	0.70	0.10060	2.0	3.79500	2.6	0.27960	2.0	0.07990	4.6	0.78	0	1589	28	1591	21	1631	37	<b>1631 ± 37</b>
Lewis-01_19	B	342	172	0.50	0.10100	1.9	3.89800	2.8	0.28440	1.7	0.09050	4.9	0.60	0	1616	25	1615	23	1643	33	<b>1643 ± 33</b>
Lewis-01_3	B;>D	207	158	0.76	0.10150	1.3	3.92200	2.3	0.28010	1.6	0.08510	4.3	0.69	2	1592	22	1617	19	1649	23	<b>1649 ± 23</b>
Lewis-01_5	N;>U	691	718	1.04	0.10155	0.9	3.95500	2.0	0.28620	1.6	0.09090	4.4	0.81	0	1622	23	1626	17	1651	16	<b>1651 ± 16</b>
Lewis-01_15	B	193	150	0.78	0.10120	2.8	3.79400	2.6	0.27910	1.9	0.08140	4.4	0.71	0	1587	26	1591	22	1651	48	<b>1651 ± 48</b>
Lewis-01_13	B	84	54	0.64	0.10180	2.6	3.90900	3.1	0.28400	1.7	0.08190	4.6	0.55	0	1611	24	1616	24	1654	47	<b>1654 ± 47</b>
Lewis-01_16	B;>U	583	275	0.47	0.10183	1.0	3.97400	2.2	0.28790	1.5	0.08350	4.2	0.71	0	1631	22	1628	18	1655	18	<b>1655 ± 18</b>
Lewis-01_18	B	208	143	0.69	0.10190	1.7	3.97800	2.4	0.28780	1.6	0.08330	4.3	0.69	0	1630	23	1631	20	1659	31	<b>1659 ± 31</b>
Lewis-01_8	B	142	102	0.72	0.10210	2.0	3.85200	2.6	0.28130	1.6	0.08360	4.4	0.62	0	1598	23	1605	22	1661	36	<b>1661 ± 36</b>
Lewis-01_20	N;>D	332	209	0.63	0.10350	1.4	3.97000	3.0	0.27830	2.0	0.09120	4.6	0.65	3	1582	28	1625	25	1683	27	<b>1683 ± 27</b>
Lewis-01_14	B;>D	322	164	0.51	0.10370	1.1	3.93000	2.1	0.27960	1.5	0.08300	4.3	0.74	2	1589	22	1619	17	1689	20	<b>1689 ± 20</b>
Lewis-01_4	B+N;>D	205	150	0.73	0.10430	1.7	4.05400	2.7	0.28360	1.6	0.08690	4.8	0.60	2	1609	23	1646	23	1696	32	<b>1696 ± 32</b>
Lewis-01_9	B	91	58	0.64	0.10490	3.3	4.15000	3.6	0.28910	2.0	0.08700	5.1	0.56	1	1637	29	1661	29	1701	64	<b>1701 ± 64</b>
Lewis-01_11	B+N;>U, D	461	266	0.58	0.10660	2.1	4.02500	2.7	0.28470	1.6	0.08380	4.9	0.59	2	1615	23	1642	20	1738	38	<b>1738 ± 38</b>
Lewis-01_12	B+N;>U, D	393	200	0.51	0.10730	1.8	3.95800	2.2	0.27340	1.6	0.09470	4.9	0.73	4	1558	22	1625	18	1759	32	<b>1759 ± 32</b>
Lewis-01_7	B;>D	268	160	0.60	0.10830	1.7	4.05800	2.5	0.27740	1.7	0.09210	4.3	0.67	4	1580	23	1645	20	1771	32	<b>1771 ± 32</b>
Lewis-01_10	N;>D	155	39	0.25	0.17440	4.5	9.90000	5.8	0.41400	2.3	0.54000	5.6	0.39	8	2233	43	2420	52	2592	75	<b>2592 ± 75</b>

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada = **1636 ± 10**

(2 sigma, MSWD = 1.9; n = 15)

**Muestra Betylee (xenolito) Xenolito o xenocrístales en monzogranito de biotita** (Bety Lee Mine, Copper Mountains, SW Arizona) *Probeta ICGEO-35 (Septiembre 2002)*

Muestra	Betylee (xenolito)	Xenolito o xenocrístales en monzogranito de biotita	(Bety Lee Mine, Copper Mountains, SW Arizona)	Probeta ICGEO-35	(Septiembre 2002)																
Betylee-I-015	B+N;>U, D	7263	2004	0.29	0.0763	4.3	1.3211	7.2	0.1255	3.7	0.0377	3.5	0.51	11	855	42	1103	78	749	26	<b>762 ± 26</b>
Betylee-I-016	B+N;>U	8984	2702	0.32	0.0769	4.5	1.6661	6.8	0.1571	3.1	0.0472	3.0	0.45	6	996	44	1119	82	932	28	<b>1119 ± 82</b>
Betylee-I-017	B+N;>U, D	6498	1704	0.28	0.0812	3.8	1.5512	6.2	0.1386	3.1	0.0414	3.0	0.51	12	951	38	1225	68	820	24	<b>1225 ± 68</b>
Betylee-I-002	B+N;>U, D	6868	2026	0.31	0.0818	4.4	1.6651	7.1	0.1476	3.6	0.0440	3.4	0.50	11	995	44	1241	78	871	28	<b>1241 ± 78</b>
Betylee-I-010	N;>U	9399	3073	0.35	0.0837	3.6	1.9546	6.3	0.1693	3.4	0.0504	3.2	0.54	8	1100	42	1286	64	993	32	<b>1286 ± 64</b>
Betylee-I-014	B+N;>U, D	6722	1626	0.26	0.0850	3.2	1.8201	5.4	0.1553	3.0	0.0462	2.9	0.50	12	1053	36	1315	56	912	26	<b>1315 ± 56</b>
Betylee-I-020	B+N;>U, D	10683	5143	0.51	0.0872	2.3	1.4124	3.9	0.1174	3.1	0.0326	2.1	0.80	20	894	24	1366	40	649	46	<b>1366 ± 40</b>
Betylee-I-019	B+N;>U, D	4057	419	0.11	0.0874	2.7	1.7920	5.2	0.1488	3.4	0.0441	3.6	0.66	14	1043	34	1368	48	872	30	<b>1368 ± 48</b>
Betylee-I-012	B+N;>U	4506	1002	0.23	0.0890	3.0	2.5377	5.7	0.2068	3.4	0.0611	3.3	0.60	6	1283	42	1404	54	1199	38	<b>1404 ± 54</b>
Betylee-I-018	B;>U	5493	948	0.18	0.0894	2.6	2.0999	5.4	0.1704	3.6	0.0504	3.5	0.67	12	1149	36	1412	46	993	34	<b>1412 ± 46</b>
Betylee-I-003	B;>U, D	3743	567	0.16	0.0895	2.9	2.2652	5.7	0.1837	3.7	0.0543	3.7	0.65	10	1202	40	1414	50	1068	38	<b>1414 ± 50</b>
Betylee-I-007	B+N;>U, D	10212	4237	0.44	0.0898	2.3	1.7813	4.2	0.1439	3.4	0.0415	7.3	0.82	17	1039	28	1420	40	821	58	<b>1420 ± 40</b>
Betylee-I-013	B+N;>U, D	7228	4759	0.70	0.0943	2.4	1.8427	4.0	0.1415	3.3	0.0338	11.5	0.81	20	1061	26	1513	40	671	76	<b>1513 ± 40</b>
Betylee-I-011	N;>U	4770	1039	0.23	0.0947	2.5	3.3683	4.9	0.2581	3.1	0.0758	3.0	0.64	1	1497	38	1521	44	1477	42	<b>1521 ± 44</b>
Betylee-I-006	B+N;>U	6576	1645	0.26	0.0953	2.3	3.4353	4.0	0.2612	3.3	0.0886	3.1	0.82	1	1513	32	1534	40	1716	52	<b>1534 ± 40</b>
Betylee-I-004	B+N;>U, D	11811	5067	0.45	0.0963	2.5	2.2450	4.3	0.1690	3.4	0.0510	3.8	0.81	16	1195	30	1554	44	1005	36	<b>1554 ± 44</b>
Betylee-I-001	B+N;>U, D	16687	11336	0.72	0.0974	2.4	2.0541	4.3	0.1531	3.6	0.0398	5.4	0.83	19	1134	30	1576	40	788	42	<b>1576 ± 40</b>

Edad <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb media ponderada = **1528 ± 29**

(2 sigma, MSWD = 0.19; n = 2)

**Muestra Welton-E Gneis sienogranítico de biotita** (Welton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona) *Probeta ICGEO-83 (Diciembre 2017)*

Muestra	Welton-E	Gneis sienogranítico de biotita	(Welton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)	Probeta ICGEO-83	(Diciembre 2017)																
Welton-E_4	B;>D	411	46	0.11	0.09610	3.4	2.57300	3.7	0.19400	2.2	0.06320	34.8	0.59	12	1143	24	1294	27	1563	65	<b>1143 ± 24</b>
Welton-E_26	B	435	96	0.22	0.08990	3.4	2.78600	3.9	0.22860	2.3	0.07440	35.6	0.59	2	1327	28	1353	28	1400	64	<b>1400 ± 64</b>
Welton-E_1	B	276	74	0.27	0.08910	3.4	2.86500	3.8	0.23330	2.1	0.07140	35.0	0.56	2	1352	26	1374	29	1411	65	<b>1411 ± 65</b>
Welton-E_21	B;>D	306	88	0.29	0.08970	3.5	2.84400	3.9	0.22870	2.2	0.06840	35.1	0.57	3	1328	26	1366	29	1418	64	<b>1418 ± 64</b>
Welton-E_7	B	475	111	0.23	0.09008	3.2	2.90800	3.8	0.23460	2.1	0.07120	35.1	0.55	2	1359	25	1383	28	1419	62	<b>1419 ± 62</b>
Welton-E_24	B;>D	378	92	0.24	0.09000	3.3	2.81100	3.9	0.22630	2.1	0.06750	35.6	0.54	3	1315	25	1357	29	1420	64	<b>1420 ± 64</b>
Welton-E_16	B	268	75	0.28	0.08960	3.5	2.94700	3.7	0.23810	2.1	0.06310	34.9	0.55	1	1377	25	1393	28	1421	62	<b>1421 ± 62</b>
Welton-E_3	B;>U, D	1057	45	0.04	0.09006	3.2	2.73000	3.6	0.22050	2.0	0.07040	35.5	0.57	4	1284	24	1337	27	1422	62	<b>1422 ± 62</b>
Welton-E_14	B	396	68	0.17	0.09320	3.3	3.06100	3.6	0.24050	2.1	0.06330	34.8	0.59	2	1389	26	1424	28	1495	60	<b>1495 ± 60</b>
Welton-E_2	N;>U	3460	586	0.17	0.10091	3.2	4.01800	3.7	0.28730	2.2	0.08610	34.8	0.59	1	1628	32	1637	30	1632	58	<b>1632 ± 58</b>
Welton-E_12	B;>D	257	26	0.10	0.10030	3.5	3.66700	3.8	0.26440	2.3	0.07150	35.0	0.59	3	1512	30	1565	31	1632	64	<b>1632 ± 64</b>
Welton-E_28	N	129	25	0.20	0.10080	3.9	4.04400	4.0	0.28700	2.3	0.09670	35.2	0.57	1	1626	32	1642	34	1652	69	<b>1652 ± 69</b>
Welton-E_25	B;>U	890	239	0.27	0.10189	3.2	4.11400	3.6	0.29380	2.3	0.08200	35.4	0.63	0	1660	34	1656	30	1661	59	<b>1661 ± 59</b>

Continúa en la siguiente página

**Tabla A.1 (Cont.)** Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	U <sup>238</sup> (ppm)	Th <sup>232</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)									
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb} \pm 2\sigma$	Mejor edad (Ma) $\pm 2\sigma$						
Welton-E_22	B, >U	3210	616	0.19	1.0264	3.1	3.94700	3.5	0.27730	2.1	0.08217	35.3	1.578	29	1623	29	1664	58	1664 ± 58
Welton-E_17	B, >U, D	1434	300	0.21	1.0244	3.1	3.77200	3.7	0.26770	2.2	0.07030	34.1	1.529	29	1586	31	1670	58	1670 ± 58
Welton-E_9	B+N, >U	612	88	0.14	1.0290	3.3	3.89900	3.8	0.27800	2.3	0.07360	35.3	1.580	32	1615	33	1674	60	1674 ± 60
Welton-E_18	B	331	54	0.16	1.0230	3.6	4.13100	4.1	0.29040	2.2	0.08470	35.4	1.643	31	1659	33	1680	67	1680 ± 67
Welton-E_6	N	517	256	0.50	1.0290	3.2	4.24800	3.8	0.29690	2.1	0.09280	34.5	1.676	31	1683	30	1686	59	1686 ± 59
Welton-E_11	N	369	51	0.14	1.0340	3.3	4.05300	3.7	0.28360	2.1	0.07310	35.6	1.609	30	1644	29	1686	60	1686 ± 60
Welton-E_8	N	134	40	0.30	1.0330	3.7	4.36400	3.9	0.30100	2.3	0.07890	35.5	1.696	34	1705	32	1688	64	1688 ± 64
Welton-E_13	N	234	16	0.07	1.0390	3.4	4.09700	3.7	0.28680	2.2	0.07040	35.5	1.625	30	1655	31	1688	63	1688 ± 63
Welton-E_19	N	180	60	0.33	1.0430	3.5	4.30000	4.7	0.30150	2.9	0.08910	34.8	1.698	43	1663	39	1691	66	1691 ± 66
Welton-E_20	N	500	266	0.53	1.0340	3.3	4.14200	2.9	0.28980	1.8	0.08470	29.5	1.640	27	1662	30	1694	60	1694 ± 60
Welton-E_15	N	121	41	0.34	1.0430	3.7	4.17700	4.1	0.29140	2.3	0.07550	35.8	1.648	34	1671	32	1697	69	1697 ± 69
Welton-E_5	N	283	124	0.44	1.0480	3.3	4.15600	3.8	0.28850	2.2	0.09810	34.7	1.636	31	1666	32	1702	61	1702 ± 61
Welton-E_27	N	164	52	0.32	1.0460	3.5	4.24300	4.0	0.29380	2.1	0.08680	35.7	1.660	31	1683	33	1707	65	1707 ± 65
Welton-E_23	N	216	50	0.23	1.0580	3.7	4.35000	3.0	0.29770	1.8	0.08990	28.9	1.680	29	1710	31	1721	65	1721 ± 65
Welton-E_10	N de N	195	71	0.37	1.0820	3.4	4.59200	3.9	0.31010	2.3	0.08890	33.7	1.741	34	1748	32	1773	62	1773 ± 62

Muestra	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ media ponderada (cristalización) =	Edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ media ponderada (cristalización) =
McDonalds_11	1382 ± 39	1427 ± 22
McDonalds_8	1387 ± 45	
McDonalds_19	1392 ± 48	
McDonalds_1	1395 ± 49	
McDonalds_17	1396 ± 45	
McDonalds_18	1399 ± 44	
McDonalds_25	1402 ± 48	
McDonalds_9	1406 ± 42	
McDonalds_12	1406 ± 47	
McDonalds_7	1408 ± 48	
McDonalds_13	1410 ± 46	
McDonalds_20	1411 ± 43	
McDonalds_2	1412 ± 46	
McDonalds_4	1414 ± 46	
McDonalds_21	1417 ± 44	
McDonalds_24	1419 ± 45	
McDonalds_16	1428 ± 44	
McDonalds_5	1430 ± 49	
McDonalds_15	1432 ± 46	
McDonalds_23	1435 ± 46	
McDonalds_3	1441 ± 45	
McDonalds_6	1468 ± 53	
McDonalds_10	1481 ± 45	
McDonalds_14	1591 ± 47	

(2 sigma, MSWD = 0.91; n = 8)

**n = 28**

**Muestra McDonalds** *Gneis stenostratigráfico melanocrático de dos micas* (Cerro en restaurante McDonalds, Yuma, SW Arizona) *Probeta ICGEO-34* (Enero 2017)

McDonalds\_11 N, >U 484 85 0.17 0.08780 2.3 2.85300 3.9 0.23550 1.5 0.07510 5.5 0.39 0 1363 18 1369 29 1382 39 1382 ± 39

McDonalds\_8 B, >U 453 173 0.38 0.08830 2.4 2.89300 3.8 0.23850 1.2 0.06948 4.6 0.31 0 1379 15 1380 28 1387 45 1387 ± 45

McDonalds\_19 B 260 70 0.27 0.08860 2.5 2.88100 3.8 0.23710 1.3 0.06950 4.9 0.34 0 1371 16 1378 29 1392 48 1392 ± 48

McDonalds\_1 B 187 78 0.42 0.08880 2.6 2.93800 3.7 0.23990 1.3 0.07050 5.0 0.33 0 1386 15 1391 29 1395 49 1395 ± 49

McDonalds\_17 B, >U 414 134 0.32 0.08875 2.4 2.89900 3.8 0.23610 1.4 0.06760 4.7 0.36 1 1366 17 1381 29 1396 45 1396 ± 45

McDonalds\_18 B, >U 517 170 0.33 0.08878 2.3 3.00200 3.7 0.24490 1.2 0.07107 4.6 0.32 0 1412 15 1410 28 1399 44 1399 ± 44

McDonalds\_25 B 301 91 0.30 0.08910 2.5 2.93900 3.7 0.23950 1.2 0.07000 4.6 0.32 1 1384 15 1393 29 1402 48 1402 ± 48

McDonalds\_9 B, >U 1304 327 0.25 0.08918 2.1 3.01500 3.6 0.24430 1.2 0.07080 4.5 0.34 0 1409 16 1411 28 1406 42 1406 ± 42

McDonalds\_12 B 274 114 0.41 0.08910 2.5 3.02300 3.6 0.24430 1.2 0.07220 4.7 0.33 0 1409 15 1414 28 1406 47 1406 ± 47

McDonalds\_7 B 333 135 0.40 0.08940 2.5 2.94900 3.7 0.23820 1.3 0.06940 4.8 0.36 1 1377 17 1394 29 1408 48 1408 ± 48

McDonalds\_13 B+N, >U 492 149 0.30 0.08930 2.5 2.91000 3.8 0.23600 1.4 0.06940 4.6 0.36 1 1366 17 1384 28 1410 46 1410 ± 46

McDonalds\_20 B, >U 518 157 0.30 0.08940 2.2 3.02400 3.6 0.24580 1.3 0.07160 4.7 0.37 0 1417 17 1413 28 1411 43 1411 ± 43

McDonalds\_2 B 355 132 0.37 0.08950 2.3 2.93900 3.7 0.23690 1.2 0.06870 4.7 0.33 2 1371 15 1393 28 1412 46 1412 ± 46

McDonalds\_4 B 384 155 0.40 0.08941 2.3 2.88500 3.8 0.23470 1.3 0.07130 4.9 0.34 1 1359 16 1379 29 1414 46 1414 ± 46

McDonalds\_21 B 203 70 0.35 0.08980 2.7 2.99200 4.0 0.24070 1.3 0.07030 5.0 0.32 1 1390 16 1405 30 1417 50 1417 ± 50

McDonalds\_24 N, >U 601 207 0.35 0.08980 2.3 3.07200 3.6 0.24770 1.3 0.07480 4.7 0.35 0 1427 16 1425 29 1419 45 1419 ± 45

McDonalds\_16 B 363 139 0.38 0.09010 2.4 2.94600 3.7 0.23690 1.2 0.07000 4.7 0.32 2 1370 15 1393 29 1428 44 1428 ± 44

McDonalds\_5 B 252 92 0.37 0.09050 2.5 3.09000 3.9 0.24910 1.3 0.07820 4.9 0.34 0 1434 17 1431 29 1430 49 1430 ± 49

McDonalds\_15 B, >U 431 171 0.40 0.09040 2.4 2.97400 3.7 0.23830 1.3 0.07040 4.7 0.35 2 1378 16 1400 29 1432 46 1432 ± 46

McDonalds\_23 B 382 138 0.36 0.09070 2.3 2.95200 3.7 0.23880 1.2 0.06970 4.6 0.33 1 1381 15 1395 28 1435 46 1435 ± 46

McDonalds\_3 B 392 133 0.34 0.09070 2.3 2.99000 3.7 0.23940 1.2 0.07000 4.7 0.33 1 1385 15 1405 28 1441 45 1441 ± 45

McDonalds\_6 B 183 59 0.32 0.09180 3.1 3.02000 4.0 0.23900 1.5 0.06870 5.8 0.39 2 1381 19 1412 30 1468 53 1468 ± 53

McDonalds\_10 N 365 498 1.36 0.09270 2.4 3.20000 3.8 0.25150 1.3 0.07173 4.6 0.35 1 1446 17 1459 29 1481 45 1481 ± 45

McDonalds\_14 N, >U, D 526 64 0.12 0.09840 2.5 3.51800 3.7 0.25810 1.4 0.07640 5.0 0.38 3 1480 18 1531 30 1591 47 1591 ± 47

**n = 25**

Edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  media ponderada = (2 sigma, MSWD = 0.69; n = 23)

Abreviaturas: N = Núcleo, B = Borde, B+N = Borde+Núcleo, >U = alto Uranio, >D = alta Discordancia.

\*Las concentraciones de U y Th (ppm) fueron calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 610 para elementos traza.

\*Relaciones isotópicas corregidas con relación al Zircon estándar de edad conocida (91500 de ~1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) por el fraccionamiento de masa y deriva instrumental. Las relaciones isotópicas, edades y errores son calculados como en Paton et al. (2010).

\*\* Todos los errores en las relaciones isotópicas son en porcentaje y los de las edades en absoluto y, en ambos casos, están reportados a nivel 2 sigma, incluida la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  media ponderada.

\*\*\* Rho es el valor de correlación de errores definido como el cociente de los errores (en porcentaje) de las relaciones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . El valor Rho es necesario para graficar los datos U-Th-Pb en diagramas de concordia.

\*\*\*\* Porcentaje de discordancia obtenido usando la siguiente ecuación  $(100 \times [(\text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) - (\text{edad } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / \text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ .

Valores positivos y negativos indican discordancias normales y discordancias inversas, respectivamente.

Las edades individuales de cada zircon marcadas en negrita fueron usadas para calcular las edades medias ponderadas y el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) usando el programa computacional Isoplot ( Ludwig, 2003).

Las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  medias ponderadas que no están en negritas ni en casillas de color gris es porque se tomó la edad de intersección superior como la mejor aproximación para la edad de la roca.

En la muestra Welton-E las edades en cursiva y negrita fueron utilizadas para calcular la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de zircones paleoproterozoicos (~1.6 Ga).

## ***A.2 Descripción de zircones de rocas proterozoicas***

### **A.2.1 Gneis sienogranítico de biotita (Wilton-02)**

La muestra de gneis sienogranítico Wilton-02 fue recolectada al sur de la localidad de Wellton (Wellton Hills), dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). De los zircones separados para esta muestra se seleccionaron 25 granos para realizar el fechamiento U-Pb tomando en cuenta tanto bordes como núcleos en los puntos de ablación. En la población de zircones se aprecian dos familias morfológicas; la primera, y más abundante corresponde a zircones prismáticos alargados con un tamaño promedio de 250  $\mu\text{m}$ , y la segunda con zircones prismáticos, más cortos y anchos en sus ejes principales, con un tamaño promedio de 150  $\mu\text{m}$ . Dichas morfologías no se encuentran relacionadas con diferencias en edades de los zircones. Todos los zircones son euhedrales con caras y puntas definidas, algunos con fracturas, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

Las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.1) muestran que la mayoría de los zircones presentan un núcleo más catodoluminiscente (pobres en U) y a su vez tienen una banda menos catodoluminiscente hacia sus bordes (ricos en U). En los datos analíticos de U (Tabla A.1), se aprecia un incremento considerable en sus concentraciones correspondientes a zonas menos catodoluminiscentes en los zircones (e.g., zircón 5 con 3880 ppm), y en caso contrario, las zonas más catodoluminiscentes corresponden a valores más bajos en U (e.g., zircón 19 con 438 ppm) (Figura A.2.1C). Todos los zircones presentan una homogeneidad en el patrón de zonamiento ligado a crecimientos concéntricos de carácter ígneo y en algunos zircones se puede apreciar una perturbación en la zonación que generalmente va de borde a núcleo de los cristales (e.g., zircones 1, 5 y 19), perturbando la homogeneidad del crecimiento, producto quizás de algún efecto de magmatismo, metamorfismo y/o hidrotermalismo que experimentó la roca asociada a eventos posteriores a su cristalización, interpretándose como un efecto de recristalización en el zircón.

Los datos analíticos fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.1A) en donde se ve claramente una dispersión considerable de los análisis formando una línea de discordia con edades U-Pb muy variables que van desde  $1251 \pm 17$  Ma hasta  $1740 \pm 51$  Ma (Tabla A.1). Los análisis más discordantes ( $>3\%$  disc.) están asociados a las edades más jóvenes (elipses de color gris), mostrando una marcada tendencia de pérdida de Pb. El resto de los datos son concordantes o ligeramente discordantes ( $1-2\%$  disc.). La totalidad de los datos obtenidos nos permite ajustar una línea de discordia con una intersección superior de  $1705 \pm 23$  Ma y una

intersección inferior de  $722 \pm 140$  Ma; esta última edad pudiera estar relacionada con un posible evento magmático, metamórfico y/o hidrotermal que proporcionó a los zircones de la muestra una tendencia de pérdida de Pb. También se calculó una edad media ponderada con los datos analíticos más concordantes (elipses negras), dando como resultado una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1688 \pm 9$  Ma (2s, MSWD = 0.78, n = 18). De acuerdo a esto, se interpreta la edad de intersección superior de  $1705 \pm 23$  Ma (2s, MSWD = 0.55, todos los análisis) como la mejor aproximación a la edad de cristalización del gneis sienogranítico Wilton-02, ya que se incluyen una mayor cantidad de análisis, tomando en cuenta también los datos más discordantes asociados a la tendencia de pérdida de Pb. Destacar que la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada es igual a la edad de intersección superior dentro de los límites de error calculados.

## A.2.1 Gneis granítico de biotita rico en cuarzo (Ajo-2)

El gneis granítico Ajo-2 fue recolectado en las montañas de Little Ajo Mountains (suroeste de la localidad de Ajo) en el suroeste de Arizona (Figura 1). Del separado de zircones para esta muestra se seleccionaron 25 granos en donde se colocaron puntos de ablación tanto en bordes como en algunos núcleos para realizar el fechamiento U-Pb. La morfología de los zircones es tá caracterizada por cristales prismáticos, euhedrales y alargados en su eje principal, con un tamaño promedio de 200  $\mu$  m, en su mayoría con ambas caras y puntas de finidas y en algunos casos fracturados. También se aprecian inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.1) se aprecia que el 50% de los zircones presentan un pequeño núcleo poco catodoluminiscente y el otro 50% es catodoluminiscente, continuando con un patrón de zonamiento concéntrico con diferentes grados de catoluminiscencia típico de crecimiento ígneos. Las concentraciones de U se ven considerablemente diferenciadas por las zonas de catodoluminiscencia, es decir, las más catodoluminiscentes (e.g., zircón 9) (Figura A.2.1F) tienen una concentración de U de 504 ppm (Tabla A.1), en comparación con zonas menos catodoluminiscentes (e.g., zircón 4) que tiene un valor de U de 2100 ppm.

Los datos analíticos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.1D), en donde se puede apreciar una considerable dispersión de los datos formando una línea de discordia con zircones de edades variables, en donde la edad más joven es de  $1575 \pm 61$  Ma y la más antigua es de  $1713 \pm 56$  Ma (Tabla A1). Los análisis más discordantes (elipses de color gris;  $>3\%$  disc.) corresponden a los zircones más jóvenes representando una tendencia de pérdida de Pb, en donde la línea de discordia se orienta hacia una intersección inferior de  $475 \pm 160$  Ma, posiblemente relacionado a un evento geológico que produjo la pérdida de Pb en dicha roca. Así mismo, la línea de discordia también se orienta hacia una intersección superior de  $1704 \pm 14$  Ma, en donde se aprecian dos análisis inversamente discordantes ( $-2\%$  disc.) representando ablaciones hechas en los núcleos de los zircones 9 y 13, evidenciando dominios algo más viejos de dichos zircones. También se calculó una edad media ponderada con los datos analíticos más concordantes (elipses de color negro) dando como resultado una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1669 \pm 17$  Ma (2s, MSWD = 0.08, n = 10) siendo esta edad similar a la edad de intersección superior dentro de los límites de error calculados. Sin embargo, para esta roca se tomará en cuenta la edad obtenida por la intersección superior de  $1704 \pm 14$  Ma (MSWD = 0.54) como la mejor estimación de la edad de cristalización del gneis granítico Ajo-2, involucrando así todos los análisis



realizados, incluyendo los datos relacionados a la tendencia de pérdida de P y los datos inversamente discordantes.

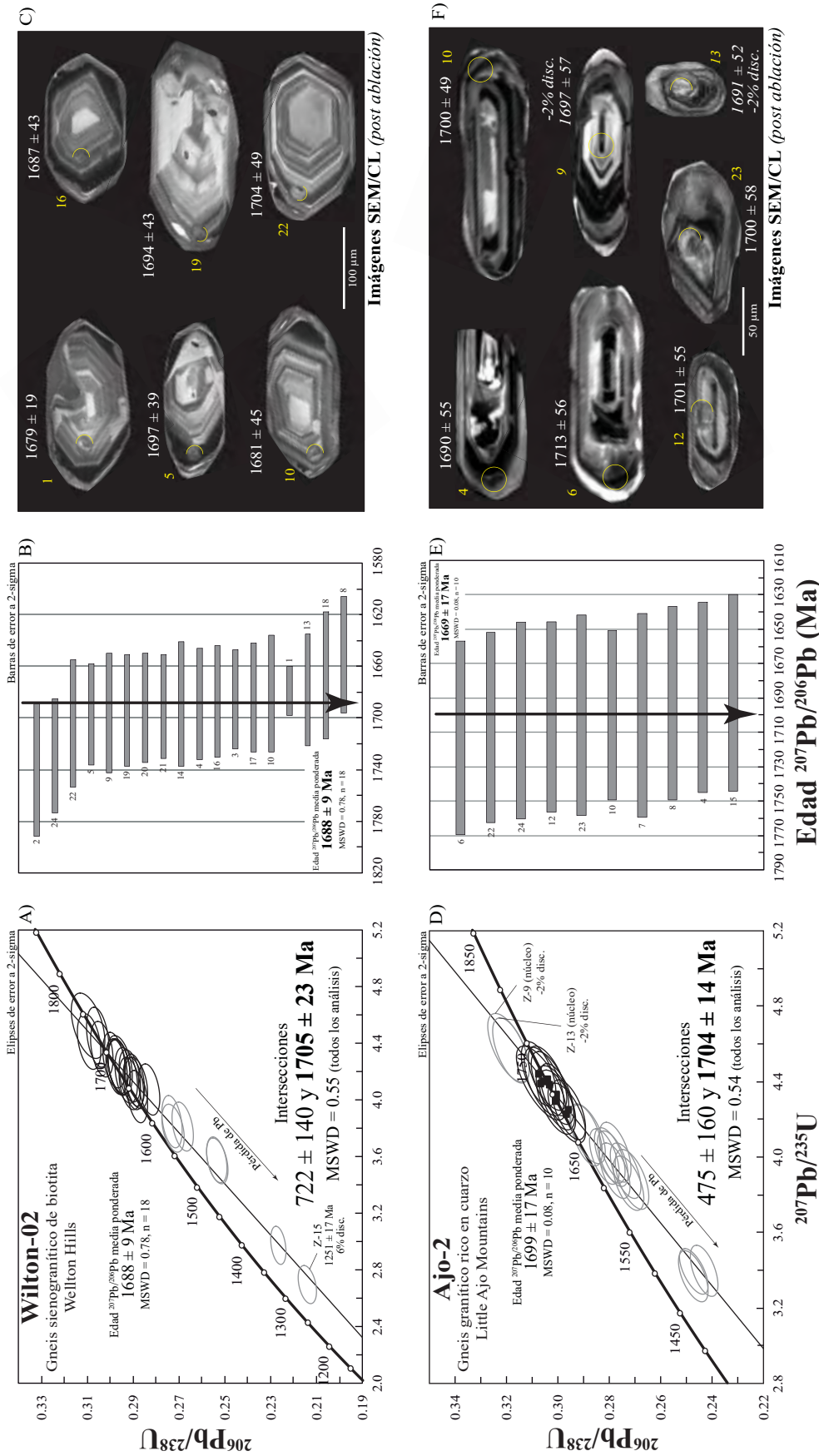


Figura A.2.1 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catódoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Wilton-02 y Ajo-2 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catódoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23 µm. En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### A.2.3 Gneis tonalítico (Cooper)

El gneis tonalítico Cooper fue recolectado en Cooper Mountains, al sur de la localidad de Tacna, en el suroeste de Arizona (Figura 1). Se seleccionaron 25 zircones para realizar el fechamiento U-Pb mediante la técnica de ablación láser, enfocando las ablaciones en bordes y en algunos núcleos de los zircones. La morfología de los zircones está caracterizada por ser alargados en su eje mayor, prismáticos, euhedrales y con ambas puntas bien definidas. Tienen un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$ , amarillentos y en algunos casos con pequeñas fracturas, inclusiones fluidas, cristales de apatito y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.2) se distingue muy bien la zonificación oscilatoria de núcleo a borde, característica de un crecimiento concéntrico ígneo, en donde existe una variación en las tonalidades de grises (e.g., zircones 1, 3, 7, entre otros) (Figura A.2.3C). Algunos zircones presentan una estructura interna (texturas) complicada en relación con un posible metamorfismo y/o hidrotermalismo (recristalización) (e.g., zircón 24). En la Tabla A.1, las concentraciones de U tienen un promedio aproximado de  $\sim 1156$  ppm, sin embargo se aprecian valores por encima del promedio, que van desde 2170 a 6480 ppm correspondiendo a zonas menos catodoluminiscentes en los zircones (e.g., zircón 7). En caso contrario, el zircón 24 representa un valor más bajo en U (574 ppm) definido por una alta catodoluminiscencia.

Los datos de U-Pb obtenidos por ablación láser se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.3A), en donde se observa una considerable dispersión de los análisis formando una línea de discordia, con zircones de edades muy variables que van desde 1096 hasta 1685 Ma y generando dos intersecciones con la línea de concordia; una superior de  $1695 \pm 28$  Ma y una inferior de  $564 \pm 160$  Ma; esta última indicaría el evento magmático, metamórfico y/o hidrotermal que propició la pérdida de Pb observada en los análisis más discordantes y graficados como elipses de color gris ( $>3\%$  disc.). En el diagrama de concordia también se puede apreciar una agrupación de 18 análisis (elipses de color negro) que se emplearon para calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1673 \pm 9$  Ma (2s, MSWD = 0.31, n = 18); esta edad es igual, dentro de los límites de error calculados, a la edad de intersección superior. De acuerdo a esto, se ha interpretado la edad de intersección superior de  $1695 \pm 28$  Ma (2s, MSWD = 2.1), incluyendo los 25 análisis, como la mejor aproximación a la edad de cristalización del gneis tonalítico Cooper recolectado en Cooper Mountains.

#### A.2.4 Gneis tonalítico de biotita (14-1/2)

El gneis tonalítico 14-1/2 fue recolectado al noreste de la localidad de Fortuna Foothills (Foothills Mountain) al suroeste de Arizona (Figura 1). Para realizar el fechamiento U-Pb por medio de ablación láser, se seleccionaron 26 zircones colocando puntos de ablación en los bordes de los granos y en algunos de sus núcleos. La morfología de los zircones está dominada por cristales alargados en su eje principal, prismáticos, euhedrales y en su mayoría con ambas puntas definidas. Algunos zircones presentan fracturas, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.2) se aprecia que la gran mayoría de los zircones tienen un núcleo menos catodoluminiscente, seguramente de una zonación oscilatoria típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. Estas zonas menos catodoluminiscentes corresponden a valores relativamente altos de U (e.g., zircón 20 con un valor de 1017 ppm) (Figura A.2.3F) en comparación con las zonas más catodoluminiscentes que corresponden a valores bajos de U (e.g., zircón 8 con un valor de 209 ppm) (Tabla A.1). En algunos zircones se observan reabsorciones en sus núcleos en donde la zonación del crecimiento del cristal es interrumpida por otra zonación producto posiblemente de cambios de condiciones en la cámara magmática durante la cristalización de los zircones (e.g., zircones 5, 7, 9, 21 y 11).

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.3D), en donde se aprecian tres análisis discordantes (elipses de color gris). El análisis más joven correspondiente al zircón 3, con una edad de  $1446 \pm 24$  Ma y con una discordancia de 3%; es el único análisis que arrojó una edad mucho más joven al resto de los análisis que tienen edades desde 1670 Ma hasta 1716 Ma (Tabla A.1). Motivado a la alta discordancia de este análisis, y a que la zona de ablación abarca tanto núcleo y borde del zircón, no será tomado en cuenta como un posible zircón representativo a una edad de cristalización. El conjunto de todos los análisis, incluyendo los dos zircones discordantes (zircones 13 y 8, elipses grises), forman una línea de discordia con una intersección superior a  $1712 \pm 17$  Ma y otra intersección inferior a los  $894 \pm 200$  Ma (2s, MSDW = 0.72); esta última edad podría estar asociada a un evento post cristalización que propició la tendencia de pérdida de Pb. Las elipses de color negro representan los análisis más concordantes que permiten calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1693 \pm 11$  Ma (2s, MSWD = 0.16, n = 23), que consideramos como la mejor aproximación a la edad de cristalización del gneis tonalítico 14-1/2, siendo a su vez semejante a la edad de intersección superior antes citada.

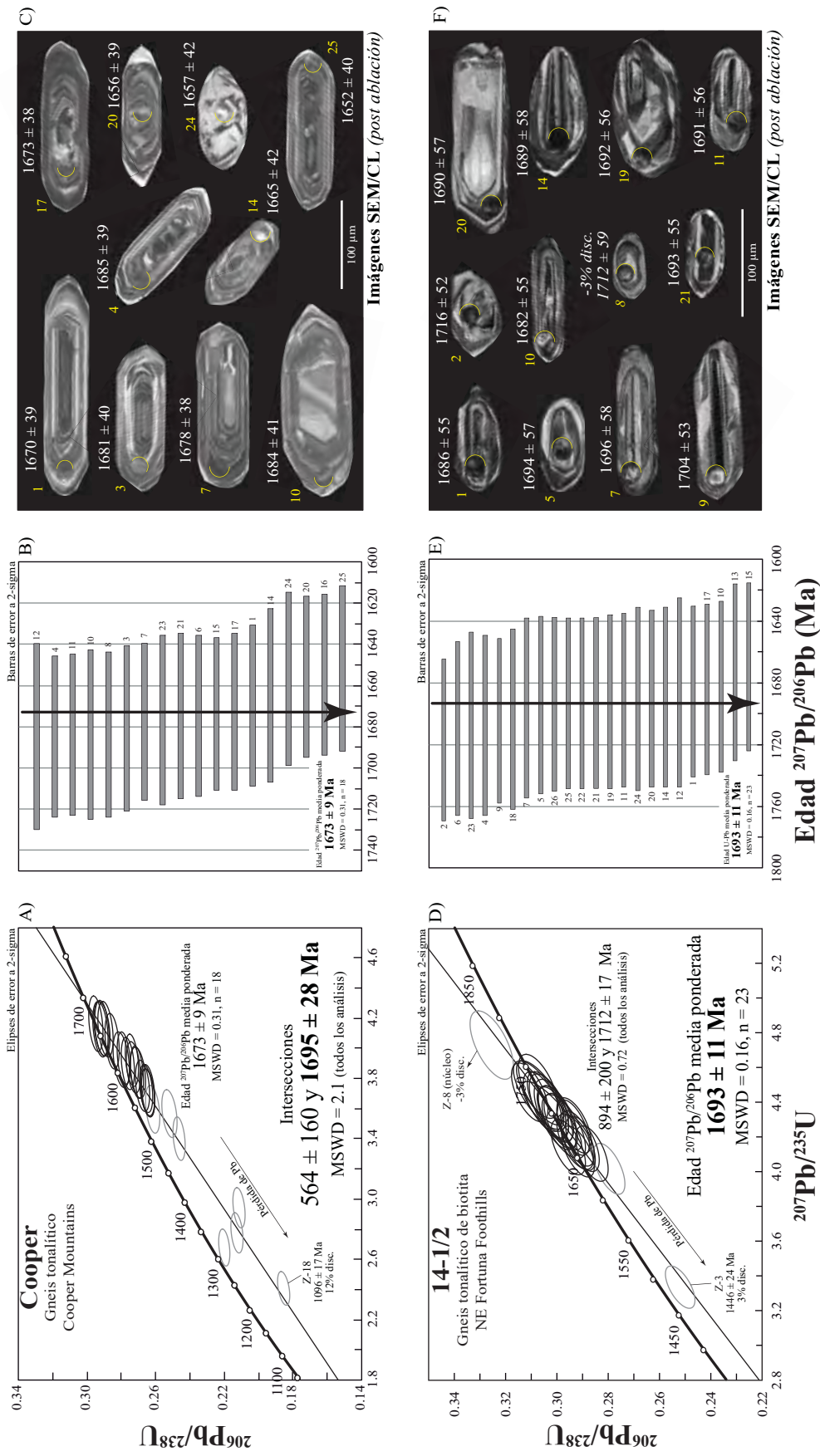


Figura A.2.3 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Cooper y 14-1/2 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o hercénicas. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de  $\sim 23$   $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### A.2.5 Gneis sienogranítico de biotita (QTB-6)

El gneis QTB-6 fue recolectado en los cerros de Quitobaquito Hills, en el parque Organ Pipe Cactus National Monument, al suroeste de Arizona (Figura 1). Para esta muestra se analizaron 25 zircones para realizar el fechamiento U-Pb, seleccionando puntos de ablación tanto en bordes como en algunos núcleos para así obtener una edad de cristalización de la muestra. Entre los zircones se aprecian poblaciones en función del tamaño, los granos mayores a  $200\ \mu\text{m}$  y los que son menores a  $100\ \mu\text{m}$ ; morfológicamente ambos grupos son prismáticos, euhedrales con caras definidas y en la mayoría de los casos con puntas planas y/o fracturadas. Gran parte de los zircones presentan fracturas internas, algunas inclusiones de apatito y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.2) se destacan dos tipos de catodoluminiscencia en los centros de los zircones, unos muy catodoluminiscentes (e.g., zircón 19) y otros con baja catodoluminiscencia (e.g., zircón 4) (Figura A.2.4C), seguido por una zonación concéntrica característica de un típico crecimiento ígneo. En algunos zircones como el 4, 5 y 25 (Figura A.2.4C), se observa una alternación en la zonación de borde a núcleo de su catodoluminiscencia, siendo posiblemente una afectación de un evento post cristalización. Las zonas menos catodoluminiscentes corresponden a concentraciones bajas en U, como es el caso del zircón 25 con una concentración de 245 ppm (Tabla A.1) en el punto de ablación; por otro lado, las zonas menos catodoluminiscentes, corresponden a concentraciones altas de U (e.g., zircón 24 con 3100 ppm de U).

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.4A), en donde se puede apreciar una dispersión de análisis más jóvenes y discordantes (>3% disc.) representados con elipses de color gris, que en conjunto con el resto de los datos, forman una línea de discordia con una intersección inferior a los  $538 \pm 250\ \text{Ma}$ , representando una edad de un posible evento magmático, metamórfico e/o hidrotermal (post cristalización) que propició la pérdida de Pb y el cambio en la zonación de la catodoluminiscencia. El zircón 6 es un análisis concordante, con una edad de  $1402 \pm 25\ \text{Ma}$ , que podría ser interpretado como una posible edad de cristalización de la roca, pero en la imagen de catodoluminiscencia (Figura A.2.4C) se puede apreciar que dicho zircón es muy poco catodoluminiscente, con un valor muy alto de U (2195 ppm). Estas observaciones nos conducen a interpretar que este zircón concordante representa una tendencia de pérdida de Pb a lo largo de la línea de concordia y no lo interpretamos como una edad asociada a la cristalización de la muestra. Por otra parte, la línea de discordia también genera una edad de intersección superior a los  $1661 \pm 21\ \text{Ma}$  (2s, MSWD = 3.0, todos los análisis), siendo

controlada por los zircons inversamente discordantes. Las elipses de color negro representan los datos más concordantes y los que estadísticamente nos permiten calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1693 \pm 13$  Ma (2s, MSWD = 0.20, n = 19), que consideramos como la mejor aproximación de la edad de cristalización del gneis sienogranítico de biotita QTB-6.

## A.2.6 Gneis sienogranítico de biotita (Pilotknob)

El gneis sienogranítico Pilotknob fue recolectado en la localidad de Pilot Knob situada al sureste de California (Figura 1) cerca de la ciudad de Yuma, Arizona. Para esta roca se escogieron 24 granos de zircón para realizar estudios de ablación en bordes y núcleos de los cristales y así obtener una edad U-Pb de cristalización. Los zirrones tienen un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$  y su morfología está caracterizada por ser prismáticos, euhedrales, con caras definidas y extremos en punta y en algunos casos planos y fracturados. Varios zirrones presentan fracturas en su eje principal, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.2), se pueden observar dos tendencias de catodoluminiscencia en los centros de los zirrones, por una parte se tienen núcleos con alta catodoluminiscencia y por otra parte están los núcleos de baja catodoluminiscencia; ambos casos seguidos de una zonación oscilatoria que es característica de crecimientos concéntricos ígneos. En la Tabla A.1 se puede apreciar la variedad de concentraciones de U según la zona en donde se haya ablacionado el zircón. Por ejemplo, el zircón 10 fue ablacionado en una zona de muy baja catodoluminiscencia (Figura A.2.4F) correspondiéndole una concentración alta de U (4590 ppm), y en caso contrario, el zircón 5 fue ablacionado en una zona de alta catodoluminiscencia correspondiendo a una concentración relativamente baja de U (275 ppm).

Los datos analíticos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.4D) en donde se puede apreciar una alta dispersión que corresponde a datos discordantes y edades variables (elipses de color gris) que van desde 1652 Ma hasta 1732 Ma. Los análisis discordantes (>3% disc.) exhiben una marcada tendencia de pérdida de Pb formando una línea de discordia con una intersección inferior de  $121 \pm 250$  Ma, siendo esta edad la que indicaría el evento que propició la pérdida de Pb. Por otra parte, la línea de discordia calculada empleando la totalidad de los análisis proporciona una edad de intersección superior a los  $1692 \pm 12$  Ma (2s, MSWD = 2.8). También se calculó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1703 \pm 19$  Ma (2s, MSWD = 5.4, n = 4), sin embargo, esta edad posee una dispersión estadística muy alta y además se excluye el análisis z-5, siendo éste concordante pero que estadísticamente no ayudaría a obtener una edad media ponderada adecuada. Por dichas observaciones, se considera que la edad de intersección superior de  $1692 \pm 12$  Ma es la mejor aproximación a la edad de cristalización del gneis sienogranítico recolectado en la localidad de Pilot Knob en el sureste de California.



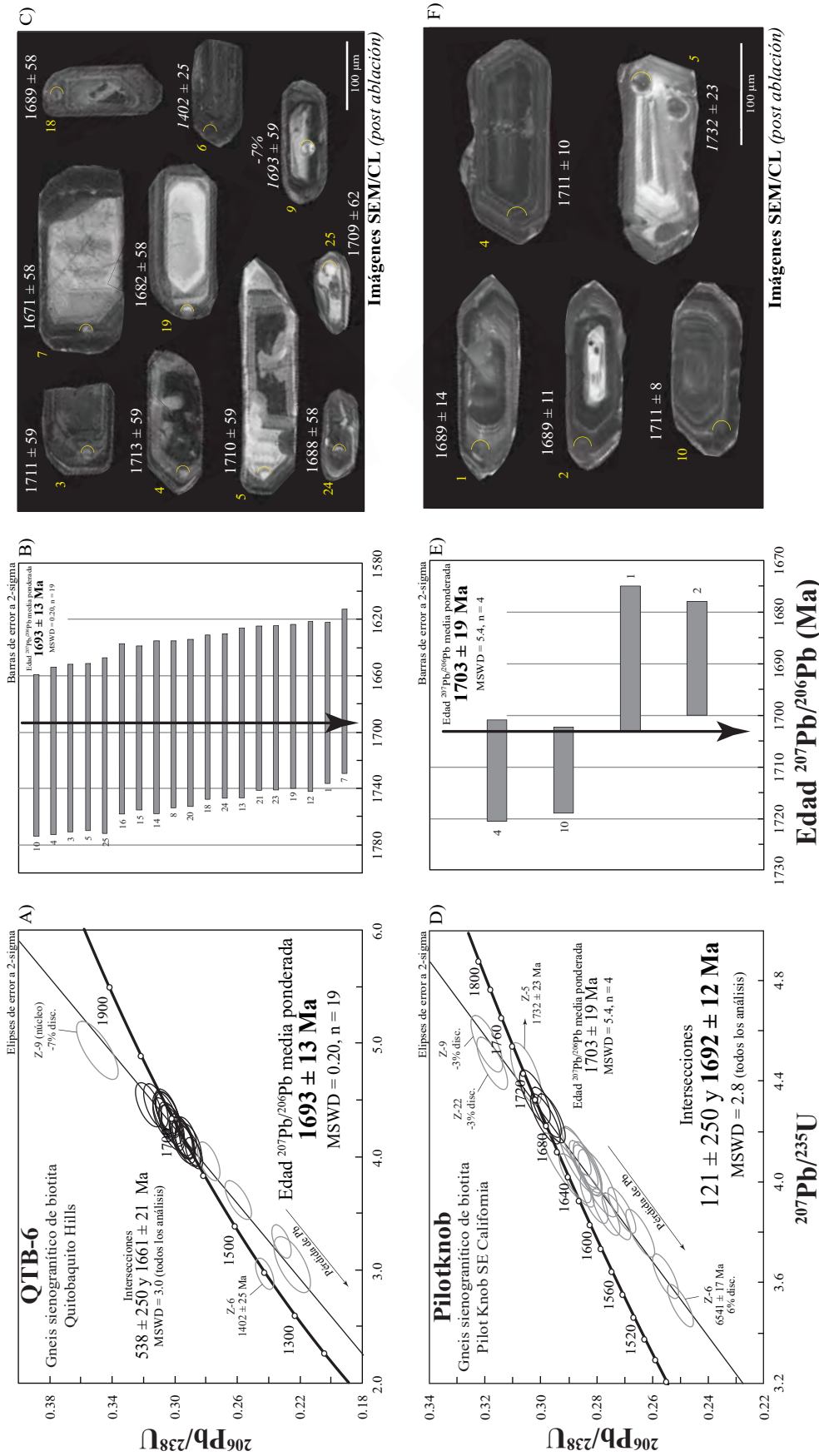


Figura A.2.4 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras QT6-6 y Pilot Knob y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o hercénicas. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### A.2.7 Sienogranito leucocrático de dos micas (Aztec-02)

El sienogranito de dos micas Aztec-02 fue recolectado cerca de la localidad de Aztec (noroeste de Aztec Hills) al suroeste de Arizona (Figura 1). Para esta roca se escogieron 25 granos de zircón para realizar su fechamiento U-Pb mediante ablación láser, incluyendo tanto bordes como algunos núcleos para obtener una edad de cristalización. Los zircones se caracterizan por ser prismáticos, en su mayoría con ambas puntas en su eje mayor, y en algunos casos con sólo una punta y otro extremo plano y/o fracturado. Aproximadamente el 80% de los cristales de zircón de esta muestra presentan fracturas y zonas oscuras en comparación al resto de los zircones que tienen una coloración amarillenta. El tamaño promedio de los zircones varía entre los 100 a 150  $\mu\text{m}$  y en algunos casos se logran ver inclusiones de apatitos y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.2) se aprecia que gran parte de los zircones tienen un núcleo amplio de baja catodoluminiscencia seguido por una zonación oscilatoria característica de cristalización ígnea y en algunos casos, el núcleo de los zircones es muy catodoluminiscente. Las intensidades de catodoluminiscencia se encuentran directamente relacionadas a las concentraciones de U en el zircón en donde se pueden destacar claros ejemplos en el zircón 5 (Figura A.2.5C) con una alta catodoluminiscencia y una concentración de U de 724 ppm (Tabla A.1) que contrasta con la baja catodoluminiscencia del zircón 14 con muy alta concentración de U de 5654 ppm; este último zircón presenta una estructura interna (textura) compleja, afectada posiblemente por algún evento metamórfico e/o hidrotermal posterior.

Los datos de U-Pb de esta muestra se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.5A), en donde se observa una considerable dispersión de los datos con edades U-Pb muy variables que van desde 1024 Ma hasta 1741 Ma. Los análisis más discordantes (>4% disc.) corresponden a los zircones con edades más jóvenes y con valores altos en U (elipses de color gris) indicando una marcada tendencia de pérdida de Pb y que a su vez condiciona a la línea de discordia hacia una intersección inferior a los  $40 \pm 150$  Ma, siendo esta edad la que indicaría el evento que propició la pérdida de Pb. En el diagrama de concordia también se puede apreciar una agrupación de 12 análisis (elipses de color negro) que se emplearon para calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1681 \pm 7$  Ma (2s, MSWD = 2.7, n = 12). También, existen al menos cuatro análisis concordantes de mayor edad con valores que van desde 1702 Ma a 1741 Ma, que no fueron considerados en el cálculo de la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada ya que son interpretados como zircones heredados de un posible basamento pre-existente. Estos zircones quizá estén relacionados con un xenolito dentro de la roca estudiada, ya que tampoco corresponden a núcleos heredados en

los zircones ablacionados (e.g., zircons 16 y 18 ) (Figura A .2.5C). De acuerdo a estas observaciones, se ha considerado que la edad de intersección superior a los  $1690 \pm 10$  Ma es la mejor aproximación de la edad de cristalización del sienogranito leucocrático de dos micas Aztec-02, aunque la dispersión sea un poco elevada (MSWD = 4.9), ya que toma en cuenta todos los análisis obtenidos para esta muestra, siendo esta edad de intersección igual, dentro de los límites de error, a la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada.

## A.2.8 Gneis sienogranítico de biotita (Cabeza-11)

El gneis sienogranítico Cabeza-11 fue recolectado al sur de Sierra Pinta, dentro de Cabeza Prieta Wildlife Refuge al suroeste de Arizona (Figura 1). En el fechamiento U-Pb realizado para esta muestra se analizaron 25 zircones, involucrando puntos de ablación tanto en bordes como núcleos para obtener una edad de cristalización. La morfología de los zircones está caracterizada por cristales alargados con ambas puntas y caras definidas y otros un poco más anchos en su eje principal y con puntas planas y caras definidas. El tamaño promedio de los zircones es de 150  $\mu\text{m}$  y en algunos casos están fracturados y presentan inclusiones de apatitos y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.3) se aprecia que gran parte de los zircones tienen una alta catodoluminiscencia en sus núcleos, pasando a unos bordes con zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. En algunos casos el núcleo de los zircones tiene una baja catodoluminiscencia. Las concentraciones de U (Tabla A.1) están directamente relacionadas con la intensidad de catodoluminiscencia emitida por el zircón, en este caso, se aprecia que el zircón 1 (Figura A.2.5F) tiene una alta catodoluminiscencia y una concentración de U de 84 ppm, mientras que el zircón 5 tiene una baja catodoluminiscencia en el lugar de la ablación, correspondiendo a una concentración relativamente alta de U de 1285 ppm, que a su vez, se puede observar una alteración en sus zonas catodoluminiscentes, posiblemente debido a un efecto de recrystalización posterior, afectando así su estructura interna y resultando un análisis muy discordante (24% disc.).

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.5D), en donde se puede apreciar una considerable dispersión de cuatro análisis muy discordantes que van desde 3% hasta 24% de discordancia (zircones 5, 6, 24 y 10; elipses de color gris), siendo los análisis con edades más jóvenes y al mismo tiempo con altas concentraciones de U, exhibiendo una marcada tendencia de pérdida de Pb y formando una línea de discordia orientada a una intersección inferior a los  $274 \pm 230$  Ma. Esta edad de intersección inferior indicaría la edad del evento que propició la pérdida de Pb. Así mismo, la línea de discordia formada por todos los análisis presenta una intersección superior de  $1689 \pm 25$  Ma (2s, MSWD = 2.2). Los análisis graficados con elipses de color negro son los más concordantes y permitieron calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1662 \pm 14$  Ma (2s, MSWD = 0.70, n = 20). Ambas edades son iguales dentro de los límites de error calculados, sin embargo, se considera que la edad de intersección superior de  $1689 \pm 25$  Ma es la mejor aproximación a la edad de cristalización de la

roca ya que se toman en cuenta todos los análisis, incluyendo los que indicarían la tendencia a la pérdida de Pb.

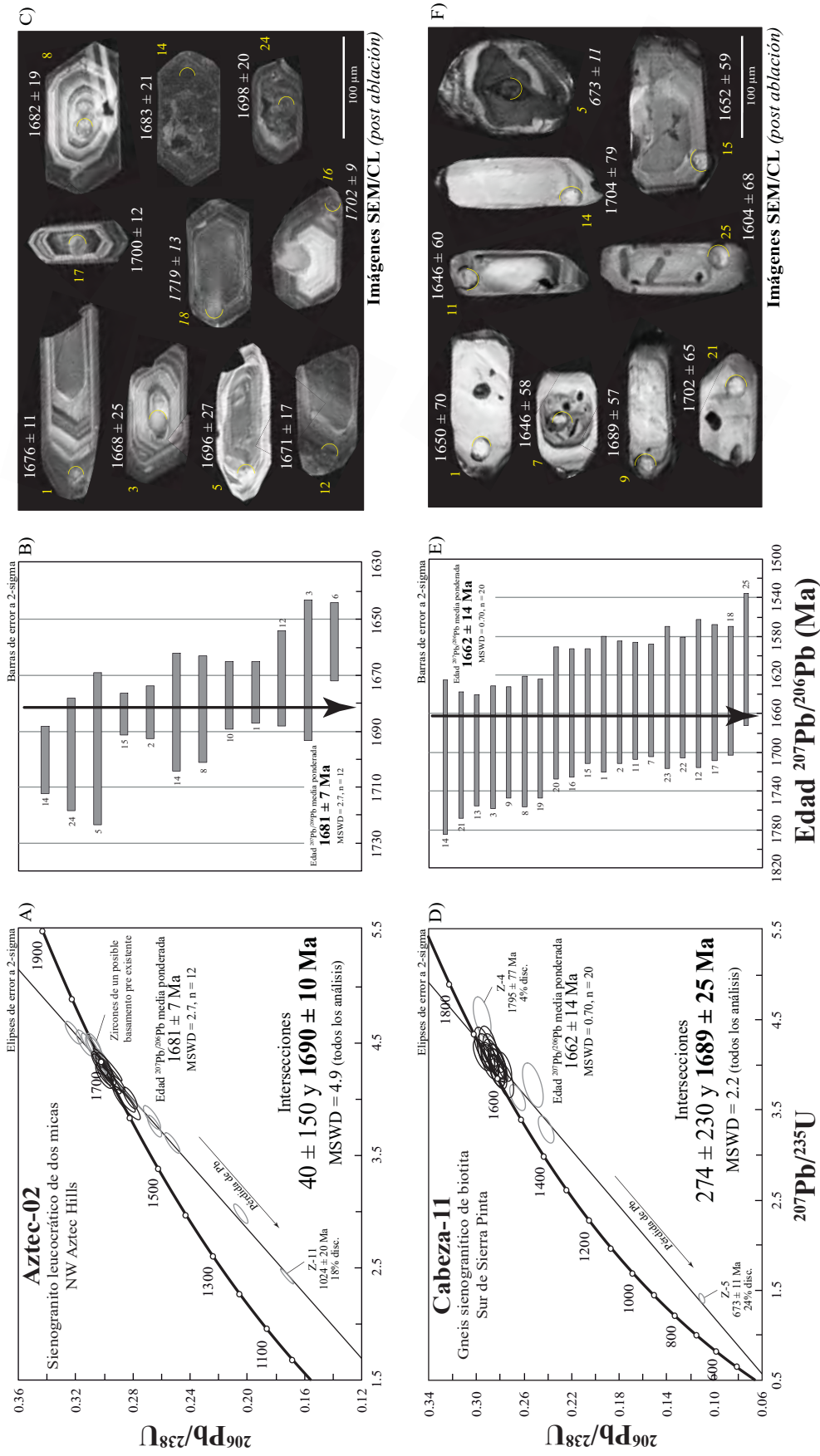


Figura A.2.5 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Aztec-02 y Cabeza-11 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o hercénicas. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23 µm. En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

## A.2.9 Gneis sienogranítico de biotita (Telegraph)

El gneis sienogranítico Telegraph fue recolectado al oeste de Fortuna Hills en Telegraph Pass Trail, al suroeste de Arizona (Figura 1). En el fechamiento U-Pb realizado para esta muestra se analizaron 22 zircones, involucrando puntos de ablación tanto en bordes como en algunos núcleos para obtener una edad de cristalización de la muestra. El tamaño de los cristales es de 150  $\mu\text{m}$  en promedio; su morfología es redondeada, subeuhedral, varios presentan fracturamiento y bordes subredondeados e inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.3) se aprecia que los zircones, en general, son de baja catodoluminiscencia y en muy pocos casos con centros más catodoluminiscentes, pasando a unos bordes con zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. Las concentraciones de U (Tabla A.1) se ven de finidas por la intensidad de la catodoluminiscencia observada en las ablaciones en los zircones; por ejemplo, se destaca el zircón 3 (Figura A.2.7C) con una catodoluminiscencia un poco más alta que el resto de los zircones, correspondiendo a una concentración baja de U de 147 ppm. Por otra parte, se puede destacar el zircón 16 ablacionado en una zona con muy baja catodoluminiscencia, correspondiendo a una concentración alta de U de 1026 ppm. Varios zircones (e.g., zircones 1, 3, 13 y 18) presentan un pequeño borde más catodoluminiscente posiblemente indicando una recristalización de los zircones por fluidos.

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.7A), en donde claramente se puede apreciar una agrupación de análisis (elipses y cuadros de color negro) con la cual calculó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1658 \pm 11$  Ma (2s, MSWD = 0.7, n = 18). El resto de los análisis (elipses y cuadros de color gris) no fueron tomados en cuenta para el cálculo ya que presentan alta discordancia (>2% di sc.), considerándolos como zircones con tendencia de pérdida de Pb. El zircón 18 es un análisis concordante, con una edad de  $1720 \pm 48$  Ma y la ablación fue realizada en parte de su núcleo, interpretándolo como un posible zircón heredado. El análisis del zircón 12 fue realizado tanto en borde como en el núcleo del zircón y además posee una discordancia del 2%, por lo cual no es considerado en el cálculo de la edad media ponderada. Por tales motivos, se considera la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1658 \pm 11$  Ma como la edad de cristalización de l gne is sienogranítico Telegraph.

#### A.2.10 Sienogranito leucocrático de biotita (Ajo-4)

El sienogranito de biotita Ajo-4 fue recolectado al oeste de Ajo Peak, cerca de la localidad de Ajo, al suroeste de Arizona (Figura 1). Para realizar el fechamiento U-Pb de esta roca se analizaron 30 zircones, siendo abarcados tanto en bordes como en algunos núcleos. La morfología de dichos zircones está caracterizada por un tamaño promedio de 120  $\mu\text{m}$ , alargados en su eje principal y otros más anchos en su eje perpendicular al principal. La mayoría presentan al menos un borde en punta y el otro borde plano o fracturado; así mismo algunos zircones tienen inclusiones de apatito y/u otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.4) se aprecia la zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo, por lo general con una catodoluminiscencia relativamente baja. En algunos zircones se aprecia una catodoluminiscencia más alta en sus núcleos seguidos de una zonación con catodoluminiscencia más baja. En la Figura A.2.7F se puede observar que el zircón 16 tiene un núcleo con alta catodoluminiscencia, relacionado directamente con su concentración de U, siendo relativamente más baja (93 ppm), en comparación con las zonas menos catodoluminiscentes (e.g., zircón 2) con una concentración alta de U de 1133 ppm (Tabla A.1).

Los análisis isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.7D) en donde existe una alta dispersión de los datos, sobre todo de los análisis más discordantes (>3% disc.) y con altas concentraciones de U, interpretándose como tendencia de pérdida de Pb (elipses de color gris). En conjunto con el resto de los datos, se genera una línea de discordia con una intersección inferior condicionada por los análisis con tendencia de pérdida de Pb dando como resultado una edad de  $151 \pm 50$  Ma, edad que indicaría el evento (magmático, metamórfico o hidrotermal) que propició la pérdida de Pb. También la línea de discordia muestra una intersección superior a los  $1654 \pm 10$  Ma (2s, MSWD = 0.99). Los análisis más concordantes muestran una agrupación (elipses de color negro) a partir de la cual calculamos una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1655 \pm 13$  Ma (2s, MSWD = 0.73, n = 24). Para el sienogranito de biotita Ajo-4, se tomará la edad de intersección superior de  $1654 \pm 10$  Ma como la edad de cristalización de la muestra, y a que para su cálculo se involucran todos los análisis realizados, incluyendo los que generan una tendencia de pérdida de Pb. Destacar que esta edad es básicamente igual a la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada.



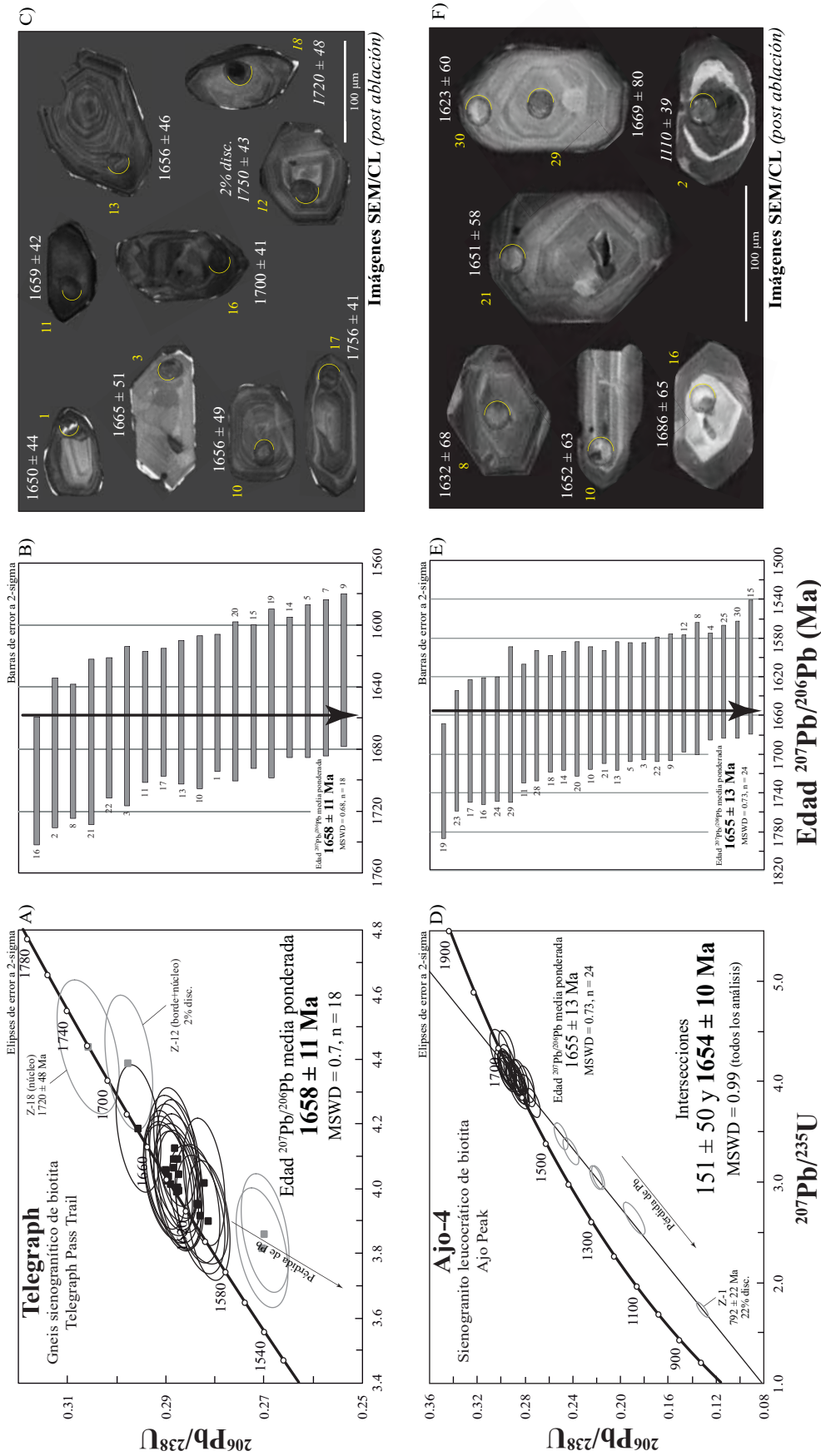


Figura A.2.7 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Telegraph y Ajo-4 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o hercénicas. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~2.3  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### A.2.11 Gneis monzogranítico de biotita (Ajo-3)

El gneis monzogranítico Ajo-3 fue recolectado al oeste de Ajo Peak, al suroeste de la localidad de Ajo, suroeste de Arizona (Figura 1). Para esta muestra se eligieron 21 granos de zircón para realizar su fechamiento U-Pb enfocándonos en ablaiciones en los bordes y a algunos de los núcleos observados. Los zircons tienen un tamaño promedio de 100  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son euhedrales, con caras definidas y en gran parte están fracturados y presentan inclusiones fluidas, apatito y otras fases minerales no determinadas. La mayoría de los zircons presentan ambas puntas en su eje mayor de cristalización.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.4) se aprecia la zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo, por lo general con una catodoluminiscencia relativamente baja. En algunos zircons se aprecia una catodoluminiscencia más alta en sus núcleos seguidos de una zonación con catodoluminiscencia más baja. En la Figura A.2.8C se puede observar que el zircón 21 tiene un núcleo con alta catodoluminiscencia, relacionado directamente con su baja concentración de U (116 ppm), en comparación con las zonas menos catodoluminiscentes (e.g., zircón 18) con una concentración un poco más elevada de U de 384 ppm (Tabla A.1).

Los datos isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.8A) en donde se puede apreciar una ligera dispersión de los datos a lo largo de la línea de concordia, con edades variables que van desde 1609 Ma hasta 1687 Ma y con discordancias entre -1 a 3%. Todos los datos permitieron calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1642 \pm 10$  Ma (2s, MSWD = 0.62; n = 21), que interpretamos como la mejor aproximación de la edad de cristalización del gneis monzogranítico de biotita Ajo-03.

### A.2.12 Gneis monzogranítico de biotita (Cabeza-9)

El gneis monzogranítico Cabeza-9 fue recolectado al sur de la Sierra Pinta, dentro de Cabeza Prieta Wildlife Refuge al suroeste de Arizona (Figura 1). Para realizar el fechamiento U-Pb de esta muestra, se ablacionaron 25 zircones enfocándonos tanto en bordes como en algunos núcleos, para así obtener la edad de cristalización de la roca. El tamaño promedio de los zircones es de  $110 \mu\text{m}$ ; morfológicamente están caracterizados por ser ligeramente alargados en su eje principal, con ambas caras definidas y en su mayoría, con ambos bordes en punta y algunos planos o fracturados. Se observa que algunos zircones tienen inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.4) se aprecia que los zircones tienen una zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo y que además la catodoluminiscencia es relativamente neutra (tonos grises), y sólo en algunos casos los núcleos tienden a ser menos o más catodoluminiscentes. Esta diferencia de catodoluminiscencia es tá directamente relacionada con las concentraciones de U. Por ejemplo, el zircón 25 (Figura A.2.8F) fue ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia y corresponde a una concentración relativamente alta en U de 553 ppm; mientras que, el zircón 22 fue ablacionado en una zona de alta catodoluminiscencia, correspondiendo a un valor bajo en U de 165 ppm (Tabla A.1).

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.8D) en donde se aprecia una agrupación de análisis (elipses y cuadros de color negro) relativamente concordantes, a partir de los cuales se calculó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1642 \pm 14 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 0.58, n = 23). Se observan dos análisis (elipses de color gris) que no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad anteriormente mencionada; el zircón 17 es discordante (2% disc.) y a su vez posee un valor algo elevado en U (527 ppm), sugiriendo que pudiera corresponder a un zircón con una tendencia de pérdida de Pb. Por otra parte, el zircón 23 es un análisis concordante y el más antiguo de la población ( $1714 \pm 58 \text{ Ma}$ ), pero tampoco es tomado en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada, ya que se sospecha corresponde a un zircón con cierto grado de herencia, ya que el punto de ablación involucra núcleo y borde del cristal. Por estas observaciones, se tomará en cuenta la edad de  $1642 \pm 14 \text{ Ma}$  como la mejor aproximación a la edad de cristalización del gneis monzogranítico Cabeza-9 recolectado al sur de la Sierra Pinta.

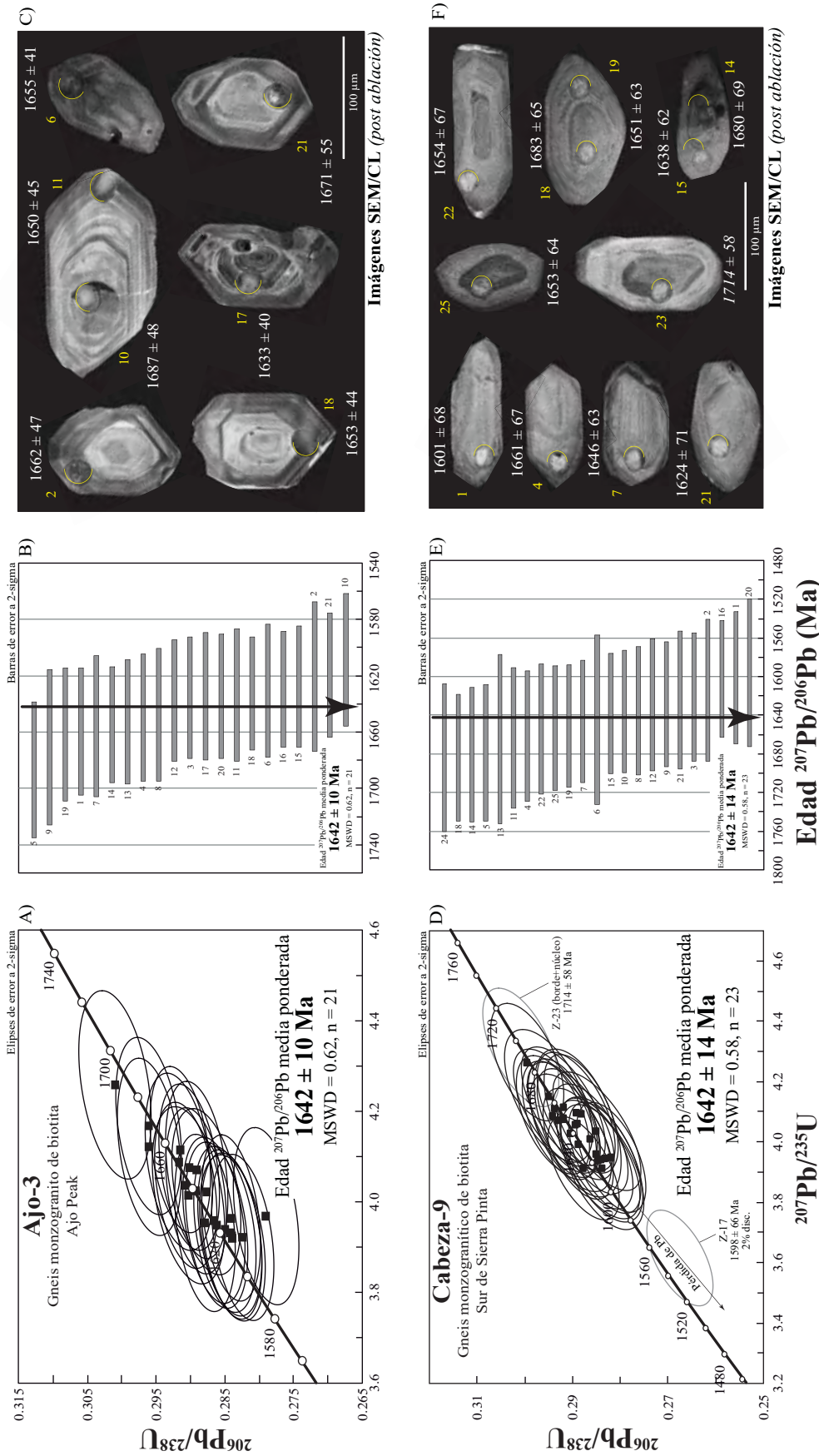


Figura A.2.8 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de granitoides paleoproterozoicos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Ajo-3 y Cabeza-9 y mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras y sus respectivas intersecciones superior e inferior. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o hercénicos. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### A.2.13 Gneis granítico feldespático microclínico de biotita (Chpass-01)

El gneis granítico Chpass-01 fue recolectado al sur de la localidad de Cholla Pass dentro de Cabeza Prieta Wildlife Refuge, al suroeste de Arizona (Figura 1). Para realizar el fechamiento U-Pb de esta muestra, se seleccionaron 19 zircones para realizarles ablaciones tanto en bordes como en algunos núcleos y así calcular la edad de cristalización de la muestra. El tamaño de los zircones ablacionados tienen un promedio de 180  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son alargados en su eje principal, con caras definidas y ambos extremos con puntas o en algunos casos fracturados.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.4) se aprecia la zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo, en donde los núcleos de los zircones tienden a ser menos catodoluminiscentes y en algunos casos suelen ser más catodoluminiscentes. Esta diferenciación de catodoluminiscencia está relacionada con las concentraciones de U de cada grano. Por ejemplo, en la Figura A.2.9C se observa el zircón 17 que fue ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia correspondiendo a una concentración relativamente alta en U de 256 ppm en comparación con la muy baja concentración en U de 42 ppm que tiene el zircón 11 en una zona de más alta catodoluminiscencia.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en una diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.9A) en donde se aprecian datos concordantes y otros con una ligera discordancia inversa (de 2 a -2 % disc.) y con una variedad de edades que van desde los 1607 Ma hasta los 1715 Ma. Todos estos datos, en conjunto, fueron empleados para calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1639 \pm 15$  Ma (2s, MSWD = 0.60, n = 19), que interpretamos como la mejor aproximación a la edad de cristalización de esta muestra de gneis Chpass-01 recolectada en la localidad de Cholla Pass.

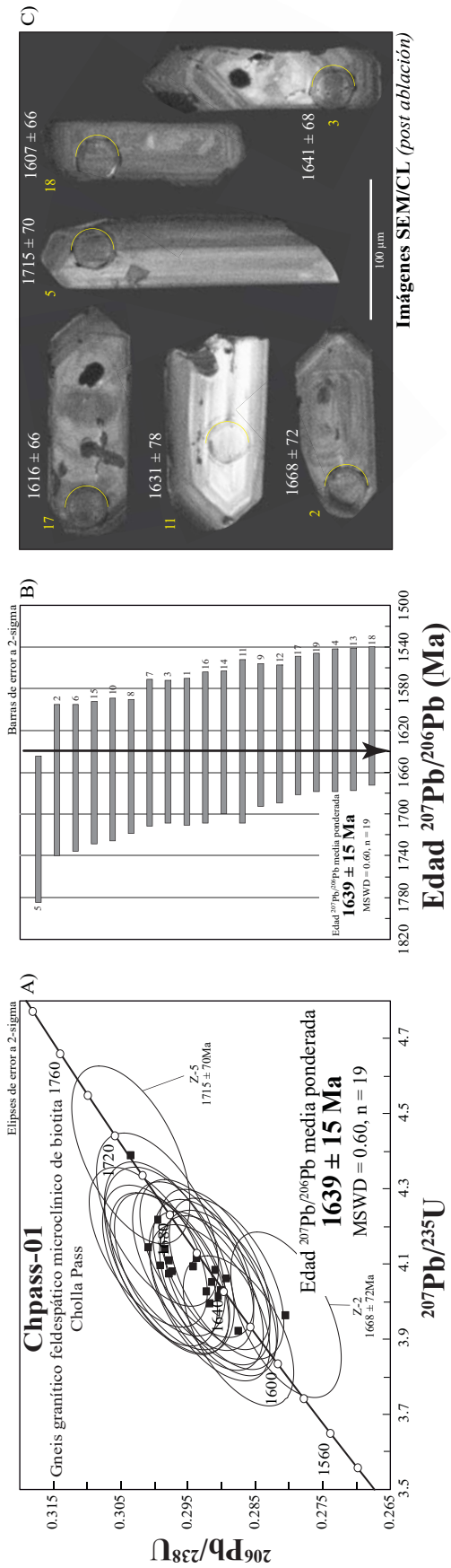


Figura A.2.9 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de una roca paleoproterozoica del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Chpass-01. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada. (B) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad de la roca. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ .

#### **A.2.14 Gneis sienogranítico de biotita (Lewis-01)**

El gneis sienogranítico de biotita Lewis-01 fue recolectado al sur de Buckeye, en los pequeños cerros que se encuentran a un lado de la carretera cerca del Arizona Prison Complex–Lewis–Eagle Point Unit, al suroeste de Arizona (Figura 1). El fechamiento U-Pb se realizó seleccionando 25 zircones para luego ablacionar tanto bordes como algunos núcleos para así obtener una edad de cristalización de la muestra. Los zircones tienen un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente son alargados en su eje principal, y en su mayoría presentan ambos bordes en punta y en algunos casos bordes planos. Algunos zircones están fracturados internamente, presentando inclusiones de apatito y algunas fases minerales no identificadas.

Las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice A.3.5) muestran que la mayoría de los zircones presentan un núcleo amplio, en algunos casos con baja catodoluminiscencia y en otras ocasiones con una catodoluminiscencia un poco más elevada, seguido de una zonación típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo. Las concentraciones de U varían según la zona de catodoluminiscencia ablacionada. Por ejemplo, en la Figura A.2.10D se puede apreciar el zircón 2, en donde su ablación fue en el núcleo que presenta una baja catodoluminiscencia y con una concentración alta en U de 1283 ppm. El zircón 9 fue ablacionado en una zona de alta catodoluminiscencia, correspondiendo a una baja concentración en U de 91 ppm. Por otra parte, en algunos zircones (e.g., zircón 2) se aprecian núcleos que aparentan ser reabsorbidos, evidenciado por la “redondez” de sus bordes seguido por la zonación oscilatoria de crecimiento ígneo. También se aprecian algunos núcleos con estructuras internas complejas, como es el caso del zircón 10.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A.2.10A) en donde se aprecia una agrupación de datos aproximadamente a una edad de  $\sim 1600$  Ma y también se tiene un análisis (zircón 10) con una edad de  $2592 \pm 75$  Ma y con una discordancia muy elevada (8% disc.). En conjunto, estos datos generan una línea de discordia con una intersección inferior sobre la agrupación de datos a los  $1586 \pm 20$  Ma ( $2s$ ,  $\text{MSWD} = 5.7$ ) y una intersección superior a los  $2946 \pm 130$  Ma, siendo esta última edad controlada por el zircón con una alta discordancia, cuya ablación fue realizada en el núcleo con una textura interna compleja como se mencionó anteriormente. Dicho zircón pudo haber sido afectado por algún evento post cristalización afectando su estructura interna. La Figura A.2.10B es un acercamiento de los datos donde se aprecia una dispersión de los mismos a lo largo de la línea de concordia. Los análisis que se encuentran con el ípse de color gris poseen discordancias variables (desde 2% hasta 4%) afectando la dispersión de los análisis en el cálculo de la edad media ponderada y por tal motivo,

no se tomaron en cuenta para dicho cálculo. Las elipses y cuadros de color negro fueron los análisis empleados para el cálculo de la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada, la cual fue de  $1636 \pm 10$  Ma (2s, MSWD = 1.9, n = 15) y se interpreta como la edad de cristalización del gneis sienogranítico Lewis-01.



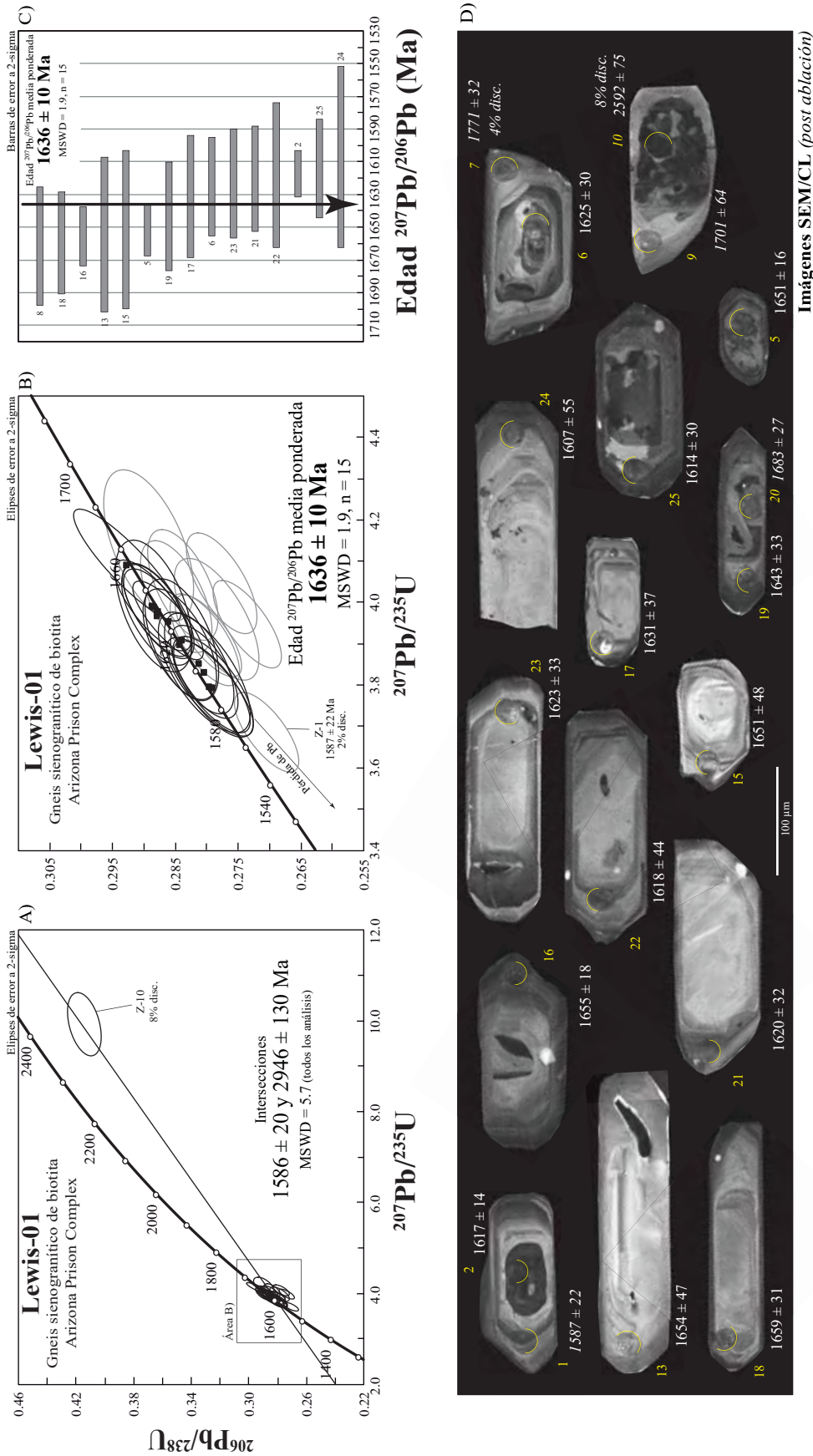
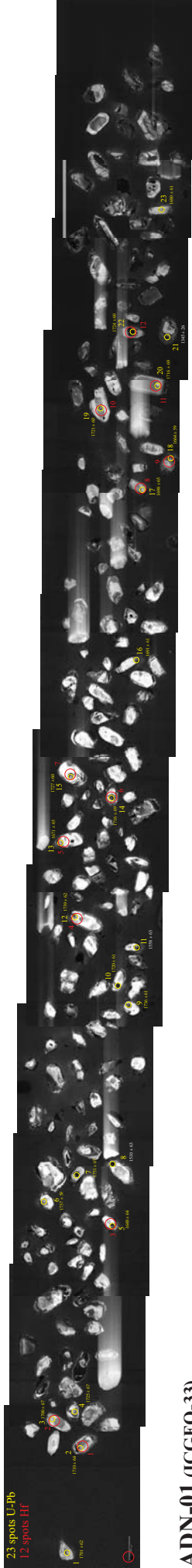


Figura A.2.10 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de una roca paleoproterozoica del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Lewis-01 y sus respectivas intersecciones superior e inferior. B) Acercamiento a los datos más jóvenes mostrando también la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada para dicha muestra. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad media ponderada debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de ablación con un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

# Apéndice A.3.1

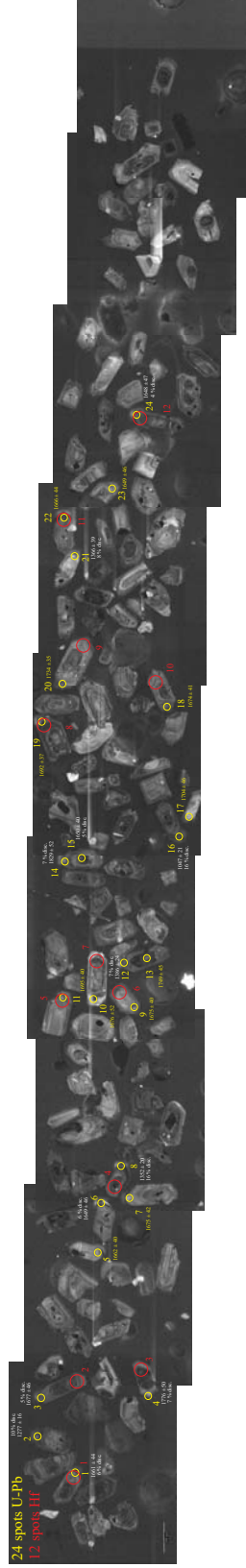
**QTB-3 (ICGEO-81)**

23 spots U-Pb  
12 spots Hf



**ADN-01 (ICGEO-33)**

24 spots U-Pb  
12 spots Hf



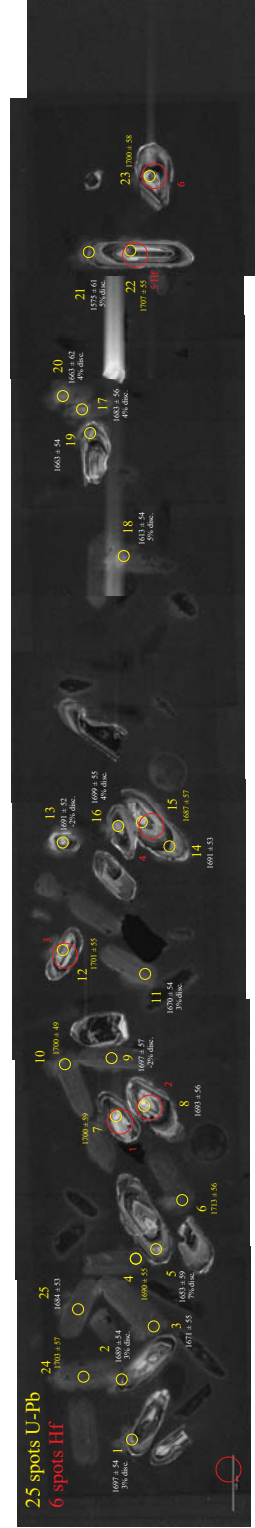
**Wilton-02 (ICGEO-33)**

25-spots U-Pb  
12 spots Hf



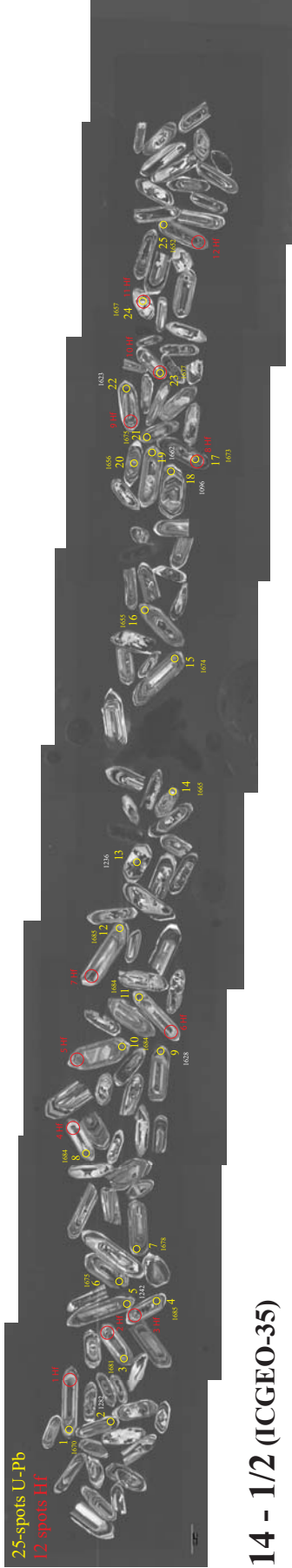
**Ajo-2 (ICGEO-33)**

25 spots U-Pb  
6 spots Hf

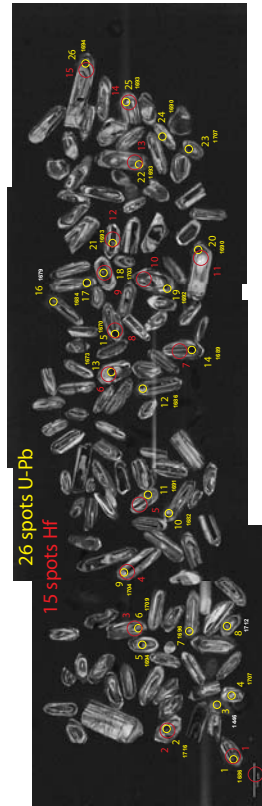


# Apéndice A.3.2

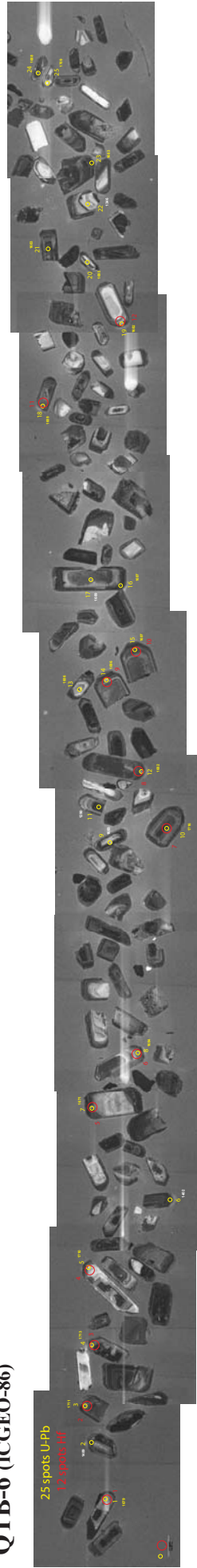
**Cooper (ICGEO-32)**



**14 - 1/2 (ICGEO-35)**



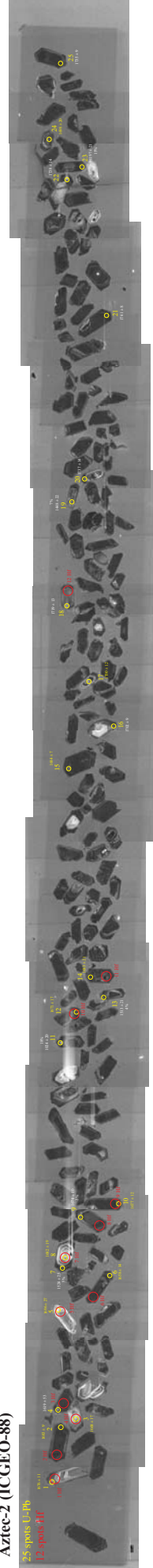
**QTB-6 (ICGEO-86)**



**Pilotknob (ICGEO-40)**

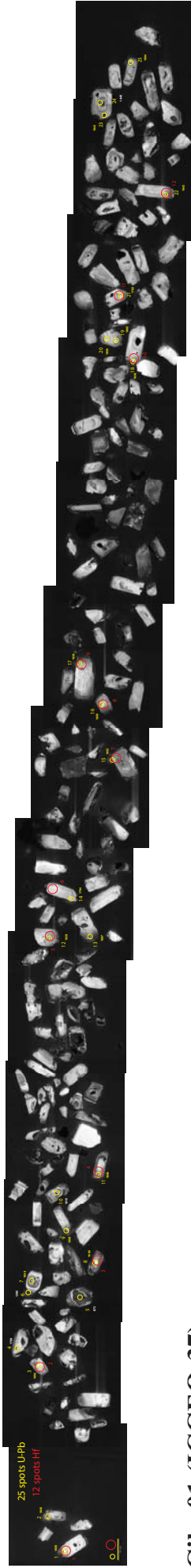


**Aztec-2 (ICGEO-88)**

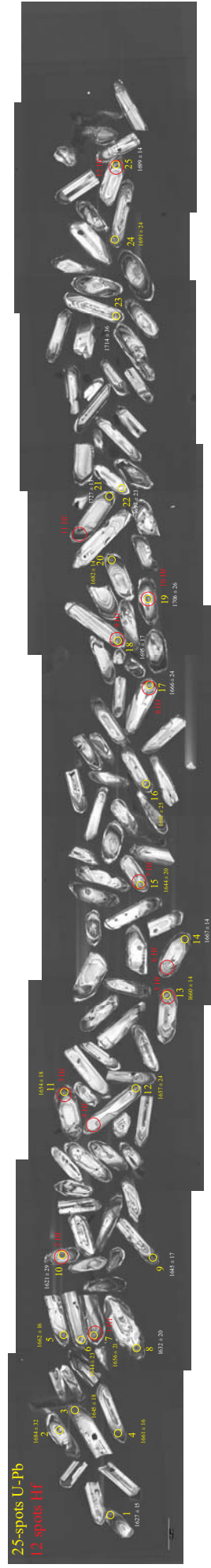


# Apéndice A.3.3

**Cabeza-11 (ICGEO-81)**



**Gila-01 (ICGEO-37)**



**Espanto-2 (ICGEO-37)**

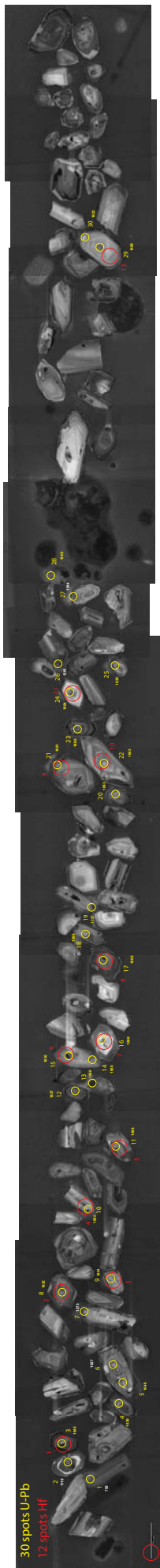


**Telegraph (ICGEO-33)**

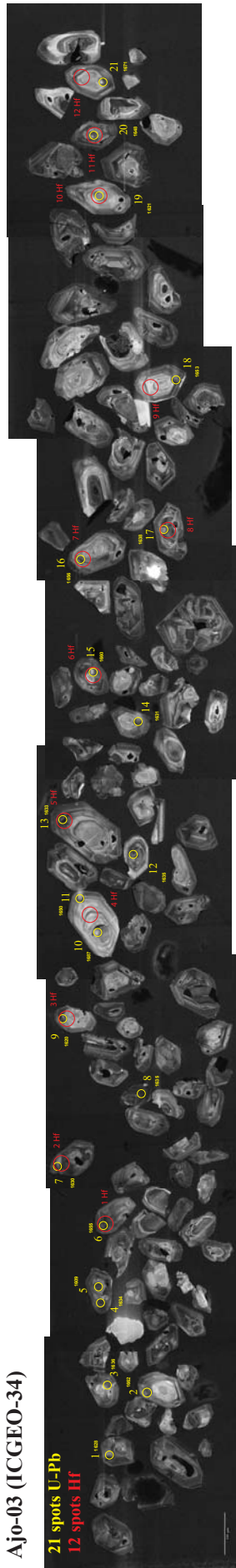


# Apéndice A.3.4

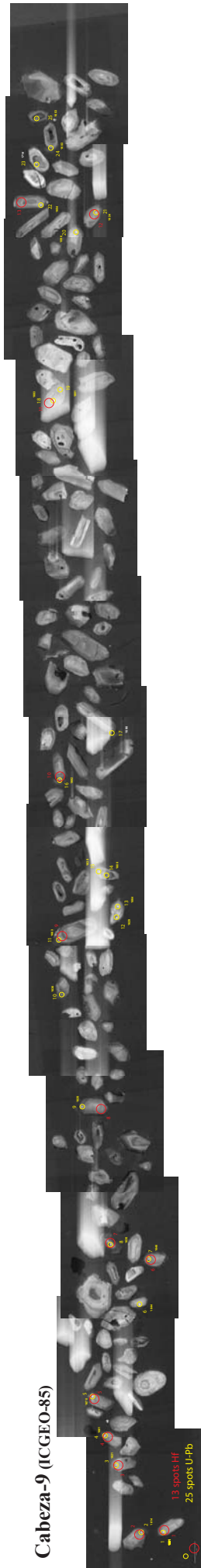
**Ajo-4 (ICGEO-32)**



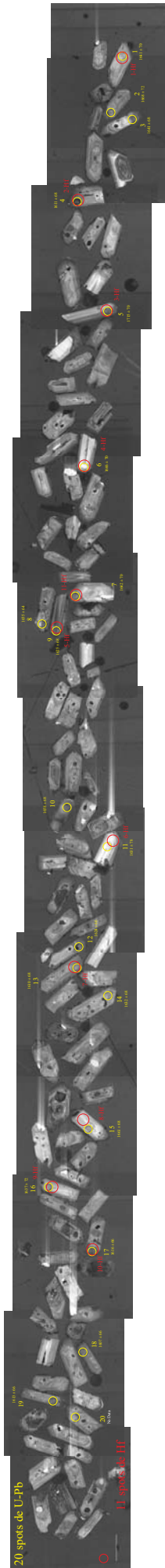
**Ajo-03 (ICGEO-34)**



**Cabeza-9 (ICGEO-85)**



**CHPASS-01 (ICGEO-40)**  
Inmigrante Cholla Pass, SW Arizona



# Apéndice A.3.5

**Lewis-01 (ICGEO-37)**



**Welton-E (ICGEO-83)**



**McDonald (ICGEO-34)**



## ***Apéndice B. Geocronología U-Pb de rocas laramídicas***

Tabla B.1 Datos analíticos U-Th-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides laramídicos del NW de Sonora, México y del SW de Arizona, USA

### **B.2 Descripción de muestras laramídicas**

- B.2.1 Tonalita de dos micas (Chop-3)
- B.2.2 Gneis tonalítico de dos micas (Cucapah-1)
- B.2.3 Sienogranito de biotita (Choya)
- B.2.4 Monzogranito de biotita (QTB-1)
- B.2.5 Sienogranito leucocrático de dos micas (SR-7)
- B.2.6 Monzogranito de biotita (Bettylee)
- B.2.7 Monzogranito leucocrático de biotita (Gila-2)
- B.2.8 Monzogranito de dos micas (Mohawk-3)
- B.2.9 Monzogranito leucocrático de dos micas (Tinajas-1)
- B.2.10 Monzogranito de dos micas (Tinajas)
- B.2.11 Pegmatita granítica feldespática de microclina (Tinajas-2)
- B.2.12 Monzogranito de dos micas (Tinajas-4)

### **B.3 Mosaicos de imágenes de catodoluminiscencia de zircones de rocas laramídicas**

**Tabla B.1** Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en circones de granitoides lamaríticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Analisis/Zircon	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)																
	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th <sup>+</sup> (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb err %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U err %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U err %	Rho <sup>err</sup> %	% disc <sup>err</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±2σ	Mejor edad (Ma) ± 2σ								
<b>Muestra Chop-3</b>	Reserva de la Biosfera Gran Desierto de Altar, NW Sonora) Probeta ICGEO-28 (Septiembre 2013 y Junio 2017)																				
<b>Tonalita de dos micas</b>	(SE San Luis Río Colorado, NW Reserva de la Biosfera Gran Desierto de Altar, NW Sonora)																				
Chop-3-35(II)	N	353	133	0.38	0.0519	12.1	0.0980	11.2	0.0138	3.3	0.0048	13.3	0.30	7	88.4	2.9	95.1	10.0	490.0	110.0	88.4 ± 2.9
Chop-3-7	N	534	214	0.35	0.0533	10.6	0.1024	11.0	0.0140	3.0	0.0045	17.4	0.27	9	90.0	2.0	99.0	10.0	343.0	250.0	90.0 ± 2.0
Chop-3-28(II)	N, >U	623	428	0.69	0.0468	8.5	0.0917	8.1	0.0142	2.7	0.0041	6.5	0.34	-2	91.1	2.5	88.9	6.8	370.0	180.0	91.1 ± 2.5
Chop-3-31(II)	N, >U	753	308	0.41	0.0502	6.2	0.0965	5.7	0.0142	2.3	0.0045	6.0	0.41	3	91.1	2.1	94.2	4.8	255.0	80.0	91.1 ± 2.1
Chop-3-5	B, >D	538	114	0.18	0.0417	12.7	0.0820	12.9	0.0143	2.5	0.0028	22.5	0.19	-15	92.0	2.0	80.0	10.0	-192.0	262.0	92.0 ± 2.0
Chop-3-6	B, >U	2072	543	0.23	0.0480	7.5	0.0950	7.8	0.0144	2.2	0.0045	16.0	0.29	0	92.0	2.0	92.0	6.0	101.0	170.0	92.0 ± 2.0
Chop-3-11	N	403	173	0.37	0.0498	13.5	0.0994	13.9	0.0144	3.0	0.0041	17.9	0.22	4	92.0	2.0	96.0	12.0	184.0	316.0	92.0 ± 2.0
Chop-3-25(II)	N	596	247	0.41	0.0483	8.7	0.0960	11.5	0.0144	5.7	0.0041	10.9	0.50	1	92.2	5.2	93.0	10.0	111.0	50.0	92.2 ± 5.2
Chop-3-27(II)	N	435	189	0.43	0.0488	8.2	0.0993	8.0	0.0147	3.0	0.0051	10.7	0.38	2	94.0	2.8	96.0	7.2	270.0	61.0	94.0 ± 2.8
Chop-3-22(II)	N	562	193	0.34	0.0493	8.1	0.0987	7.8	0.0147	2.6	0.0048	7.3	0.33	1	94.1	2.4	95.3	7.2	273.0	49.0	94.1 ± 2.4
Chop-3-21(II)	N	469	226	0.48	0.0495	8.3	0.1007	7.6	0.0148	2.4	0.0046	6.1	0.31	3	94.5	2.2	97.2	7.1	343.0	60.0	94.5 ± 2.2
Chop-3-32(II)	N	290	105	0.36	0.0513	8.6	0.1030	7.9	0.0148	2.7	0.0050	8.3	0.34	4	94.9	2.5	99.2	7.4	396.0	87.0	94.9 ± 2.5
Chop-3-12	B, >D	557	137	0.21	0.0418	10.9	0.0856	11.2	0.0149	2.4	0.0082	113.0	0.22	-14	95.0	2.0	83.0	8.0	-186.0	238.0	95.0 ± 2.0
Chop-3-13	B, >U, D	662	106	0.14	0.0462	11.1	0.0941	11.4	0.0149	2.7	0.0045	19.5	0.24	-4	95.0	2.0	91.0	10.0	5.0	244.0	95.0 ± 2.0
Chop-3-3	B	503	90	0.16	0.0483	12.8	0.0981	13.1	0.0149	2.8	0.0040	20.8	0.21	0	95.0	2.0	95.0	12.0	115.0	294.0	95.0 ± 2.0
Chop-3-33(II)	N	422	165	0.39	0.0501	13.8	0.1050	10.5	0.0150	4.9	0.0050	7.6	0.46	5	96.0	4.6	101.2	10.0	510.0	110.0	96.0 ± 4.6
Chop-3-2	B, >D	546	170	0.27	0.0557	10.2	0.1150	10.6	0.0151	2.5	0.0053	17.0	0.24	13	96.0	2.0	110.0	12.0	440.0	230.0	96.0 ± 2.0
Chop-3-20	N, >D	192	155	0.70	0.0651	15.4	0.1345	15.7	0.0151	3.2	0.0048	16.7	0.20	25	96.0	4.0	128.0	18.0	777.0	342.0	96.0 ± 4.0
Chop-3-34(II)	N	370	161	0.44	0.0496	8.5	0.1037	9.2	0.0151	2.4	0.0046	7.7	0.26	3	96.6	2.3	99.8	8.7	377.0	100.0	96.6 ± 2.3
Chop-3-26(II)	N	335	117	0.35	0.0486	11.1	0.1000	11.0	0.0152	3.2	0.0046	7.8	0.29	-1	97.0	3.1	96.0	10.0	470.0	130.0	97.0 ± 3.1
Chop-3-19	N	393	138	0.30	0.0533	12.7	0.1104	13.0	0.0151	2.9	0.0041	17.9	0.22	8	97.0	2.0	106.0	14.0	341.0	298.0	97.0 ± 2.0
Chop-3-4	N	510	144	0.24	0.0516	11.6	0.1102	11.9	0.0153	2.8	0.0049	18.8	0.23	8	98.0	2.0	106.0	12.0	266.0	276.0	98.0 ± 2.0
Chop-3-17	N, >D	560	133	0.21	0.0550	9.7	0.1164	10.1	0.0153	2.6	0.0055	16.7	0.26	13	98.0	2.0	112.0	10.0	414.0	228.0	98.0 ± 2.0
Chop-3-24(II)	N, >U	659	350	0.53	0.0474	6.1	0.1014	6.0	0.0155	2.5	0.0051	6.7	0.41	-1	98.9	2.4	97.9	5.6	220.0	60.0	98.9 ± 2.4
Chop-3-29(II)	N	242	74	0.31	0.0506	9.9	0.1079	9.3	0.0156	3.4	0.0055	10.5	0.37	4	99.6	3.4	103.5	6.0	280.0	130.0	99.6 ± 3.4
Chop-3-23(II)	N	473	165	0.35	0.0499	7.0	0.1073	6.1	0.0156	3.5	0.0056	8.9	0.58	4	99.7	3.5	103.5	6.0	280.0	130.0	99.7 ± 3.5
Chop-3-30(II)	N	568	276	0.49	0.0491	7.3	0.1066	6.9	0.0159	2.7	0.0051	5.5	0.39	1	101.9	2.8	102.7	6.8	254.0	62.0	101.9 ± 2.8
Chop-3-10	N	571	176	0.27	0.0534	10.6	0.1167	10.9	0.0160	2.8	0.0057	16.9	0.25	9	102.0	2.0	112.0	12.0	347.0	250.0	102 ± 3
Chop-3-15	N, >U	1200	350	0.25	0.0491	8.2	0.1091	8.6	0.0162	2.4	0.0060	16.3	0.27	2	103.0	2.0	105.0	8.0	151.0	194.0	103 ± 2
Chop-3-18	N, >U	723	203	0.24	0.0494	8.7	0.1144	9.1	0.0168	2.6	0.0056	35.5	0.29	3	107.0	2.0	110.0	10.0	168.0	206.0	107 ± 2
														<b>Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada =</b>		<b>95.9 ± 1.3</b>					
														(2 sigma, MSWD = 2.3; n = 12)							
<b>Muestra Cucapah-1</b>	Sierra de Los Cucapahs, Baja California, NW México) Probeta ICGEO-83 (Octubre 2016 y Junio 2017)																				
<b>Gneis tonalítico de dos micas</b>	(Sierra de Los Cucapahs, Baja California, NW México)																				
Cucapah-1-4	B, >D	320	50	0.16	0.0615	9.9	0.1001	9.0	0.0120	3.0	0.0071	19.7	0.33	20	76.9	2.3	96.4	8.2	680	140	76.9 ± 2.3
Cucapah-1-14	B, >D	256	21	0.08	0.0636	8.2	0.1016	7.7	0.0121	3.2	0.0098	12.2	0.42	21	77.4	2.5	98.0	7.1	689	100	77.4 ± 2.5
Cucapah-1-17	B	209	50	0.24	0.0519	10.8	0.0879	9.8	0.0125	3.7	0.0053	11.9	0.38	6	80.1	3.0	85.2	8.0	551	90	80.1 ± 3.0
Cucapah-1-23	B	730	278	0.38	0.0502	6.4	0.0879	6.0	0.0127	2.2	0.0043	7.0	0.37	5	81.3	1.8	85.5	5.0	323	72	81.3 ± 1.8
Cucapah-1-8	B	164	33	0.20	0.0534	12.5	0.0950	11.6	0.0131	3.4	0.0053	10.7	0.30	8	83.8	2.9	91.0	11.0	700	120	83.8 ± 2.9
Cucapah-1-10	B	501	124	0.25	0.0487	7.0	0.0881	5.9	0.0131	2.7	0.0045	8.4	0.45	2	84.0	2.2	85.7	4.8	314	78	84.0 ± 2.2
Cucapah-1-26(II)	N, >U	870	1180	1.36	0.0542	7.7	0.0973	8.0	0.0132	2.3	0.0040	6.3	0.28	10	84.6	1.9	94.1	7.2	428	93	84.6 ± 1.9
Cucapah-1-19	B	274	41	0.15	0.0458	9.6	0.0838	8.8	0.0133	2.8	0.0048	11.2	0.32	-4	84.9	2.4	81.4	6.9	440	110	84.9 ± 2.4
Cucapah-1-9	B	317	170	0.41	0.0517	9.5	0.0942	9.2	0.0133	2.9	0.0043	8.9	0.31	7	85.0	2.4	91.0	8.1	471	86	85.0 ± 2.4
Cucapah-1-20	B	570	137	0.31	0.0503	6.8	0.0931	5.8	0.0133	2.1	0.0049	7.4	0.36	6	85.3	1.8	91.1	4.8	387	86	85.3 ± 1.8
Cucapah-1-2	B, >U	1029	369	0.36	0.0472	5.9	0.0866	5.4	0.0134	1.9	0.0044	5.6	0.36	-2	85.5	1.6	84.2	4.4	179	57	85.5 ± 1.6
Cucapah-1-11	B	505	140	0.28	0.0536	6.7	0.0986	6.3	0.0134	2.6	0.0048	7.2	0.42	10	85.6	2.2	95.3	5.8	364	76	85.6 ± 2.2
Cucapah-1-5	B	356	61	0.17	0.0518	8.1	0.0924	7.4	0.0134	2.4	0.0048	9.2	0.32	5	85.7	2.1	90.3	6.2	394	87	85.7 ± 2.1
Cucapah-1-13	B	694	191	0.28	0.0539	6.1	0.0976	5.7	0.0134	2.1	0.0050	6.9	0.36	9	85.9	1.8	94.5	5.1	407	77	85.9 ± 1.8
Cucapah-1-25	B	436	86	0.20	0.0520	6.7	0.0962	6.2	0.0134	2.2	0.0050	8.9	0.36	8	86.0	1.9	93.1	5.5	382	72	86.0 ± 1.9
Cucapah-1-31(II)	N, >U	1046	726	0.69	0.0486	7.4	0.0927	8.5	0.0134	3.0	0.0042	9.2	0.35	4	86.1	2.5	90.0	7.4	254	77	86.1 ± 2.5
Cucapah-1-35(II)	N	795	149	0.19	0.0494	5.3	0.0922	5.7	0.0135	2.0	0.0050	7.9	0.35	3	86.6	1.7	89.4	4.9	261	56	86.6 ± 1.7
Cucapah-1-39(II)	N	1166	73	0.44	0.0461	13.0	0.0890	13.5	0.0136	3.5	0.0045	8.5	0.26	-1	86.7	3.0	86.0	11.0	560	110	86.7 ± 3.0
Cucapah-1-6	B, >U	1194	499	0.42	0.0476	4.6	0.0902	4.1	0.0135	1.7	0.0044	5.5	0.41	1	86.7	1.5	87.7	3.5	151	55	86.7 ± 1.5
Cucapah-1-40(II)	N	371	147	0.40	0.0499	7.8	0.0940	8.2	0.0136	2.3	0.0042	6.9	0.28	4	87.2</						



Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimídicos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)															
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s												
Cucapah-1-21	B	912	365	0.40	0.0490	5.3	0.0903	5.1	0.0136	2.2	0.0045	6.0	0.43	0	87.3	1.9	87.7	4.3	202	58	87.3 ± 1.9
Cucapah-1-16	B	594	298	0.50	0.0522	6.5	0.0967	5.9	0.0137	2.0	0.0045	5.8	0.35	7	87.5	1.7	93.6	5.3	333	57	87.5 ± 1.7
Cucapah-1-29(II)	N	546	690	1.26	0.0496	7.9	0.0931	7.1	0.0138	2.5	0.0046	7.4	0.35	3	88.0	2.2	90.3	6.1	333	92	88.0 ± 2.2
Cucapah-1-24	B	872	384	0.44	0.0501	5.0	0.0937	4.3	0.0138	1.8	0.0048	5.9	0.42	3	88.5	1.7	90.8	3.7	268	59	88.5 ± 1.7
Cucapah-1-34(II)	N, >U	2770	2830	1.02	0.0482	4.1	0.0930	7.4	0.0139	2.2	0.0042	6.9	0.30	3	89.0	2.0	91.6	5.3	161	32	89.0 ± 2.0
Cucapah-1-37(II)	N	794	270	0.34	0.0476	5.5	0.0954	7.1	0.0139	3.0	0.0046	6.7	0.42	4	89.0	2.6	92.4	6.3	266	86	89.0 ± 2.6
Cucapah-1-12	B	978	399	0.41	0.0485	5.6	0.0930	5.1	0.0140	2.0	0.0049	6.4	0.40	2	89.4	1.8	90.8	4.2	236	88	89.4 ± 1.8
Cucapah-1-3	B	342	77	0.23	0.0496	7.7	0.0973	7.1	0.0141	2.6	0.0047	9.5	0.36	5	90.1	2.3	94.9	6.2	306	77	90.1 ± 2.3
Cucapah-1-22	B	572	182	0.32	0.0534	8.6	0.1005	7.5	0.0141	2.6	0.0057	8.6	0.34	7	90.2	2.3	97.0	6.9	570	120	90.2 ± 2.3
Cucapah-1-36(II)	N	143	54	0.38	0.0461	11.7	0.0973	10.3	0.0143	3.8	0.0047	11.6	0.37	2	91.5	3.5	93.8	9.2	450	100	91.5 ± 3.5
Cucapah-1-33(II)	N	489	178	0.36	0.0491	6.5	0.0961	7.9	0.0143	2.4	0.0047	8.7	0.31	3	91.5	2.2	94.2	6.8	302	74	91.5 ± 2.2
Cucapah-1-7	B	444	116	0.26	0.0538	7.8	0.1032	6.9	0.0143	2.7	0.0057	7.8	0.40	9	91.5	2.5	100.5	6.3	467	100	91.5 ± 2.5
Cucapah-1-32(II)	N, >U	4460	4150	0.93	0.0482	3.5	0.0961	5.2	0.0144	3.0	0.0050	9.6	0.58	1	92.0	2.7	93.1	4.7	151	30	92.0 ± 2.7
Cucapah-1-15	B	536	180	0.34	0.0518	6.2	0.1025	5.9	0.0146	2.1	0.0054	6.9	0.36	6	93.7	2.0	99.8	5.3	303	78	93.7 ± 2.0
Cucapah-1-38(II)	N, >U	1177	555	0.47	0.0487	5.7	0.0999	7.3	0.0149	2.0	0.0050	6.8	0.28	1	95.4	1.9	96.6	6.8	200	64	95.4 ± 1.9
Cucapah-1-28(II)	N, >D	302	243	0.80	0.0709	8.3	0.1490	7.4	0.0153	2.7	0.0062	6.0	0.37	31	98.0	2.7	141.5	10.0	910	120	98.0 ± 2.7
Cucapah-1-30(II)	N	611	276	0.45	0.0484	10.1	0.1033	9.7	0.0156	3.1	0.0051	10.4	0.32	0	100	3.1	100	9.5	400	150	99.7 ± 3.1
Cucapah-1-27(II)	N	137	53	0.39	0.0483	12.8	0.1130	13.3	0.0164	3.7	0.0064	10.8	0.28	2	105	3.8	107	14.0	540	130	105 ± 4

n = 39

Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada = **86.8 ± 0.7**

(2 sigma, MSWD = 2.8; n = 26)

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)															
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s												
Cucapah-1-21	B	912	365	0.40	0.0490	5.3	0.0903	5.1	0.0136	2.2	0.0045	6.0	0.43	0	87.3	1.9	87.7	4.3	202	58	87.3 ± 1.9
Cucapah-1-16	B	594	298	0.50	0.0522	6.5	0.0967	5.9	0.0137	2.0	0.0045	5.8	0.35	7	87.5	1.7	93.6	5.3	333	57	87.5 ± 1.7
Cucapah-1-29(II)	N	546	690	1.26	0.0496	7.9	0.0931	7.1	0.0138	2.5	0.0046	7.4	0.35	3	88.0	2.2	90.3	6.1	333	92	88.0 ± 2.2
Cucapah-1-24	B	872	384	0.44	0.0501	5.0	0.0937	4.3	0.0138	1.8	0.0048	5.9	0.42	3	88.5	1.7	90.8	3.7	268	59	88.5 ± 1.7
Cucapah-1-34(II)	N, >U	2770	2830	1.02	0.0482	4.1	0.0930	7.4	0.0139	2.2	0.0042	6.9	0.30	3	89.0	2.0	91.6	5.3	161	32	89.0 ± 2.0
Cucapah-1-37(II)	N	794	270	0.34	0.0476	5.5	0.0954	7.1	0.0139	3.0	0.0046	6.7	0.42	4	89.0	2.6	92.4	6.3	266	86	89.0 ± 2.6
Cucapah-1-12	B	978	399	0.41	0.0485	5.6	0.0930	5.1	0.0140	2.0	0.0049	6.4	0.40	2	89.4	1.8	90.8	4.2	236	88	89.4 ± 1.8
Cucapah-1-3	B	342	77	0.23	0.0496	7.7	0.0973	7.1	0.0141	2.6	0.0047	9.5	0.36	5	90.1	2.3	94.9	6.2	306	77	90.1 ± 2.3
Cucapah-1-22	B	572	182	0.32	0.0534	8.6	0.1005	7.5	0.0141	2.6	0.0057	8.6	0.34	7	90.2	2.3	97.0	6.9	570	120	90.2 ± 2.3
Cucapah-1-36(II)	N	143	54	0.38	0.0461	11.7	0.0973	10.3	0.0143	3.8	0.0047	11.6	0.37	2	91.5	3.5	93.8	9.2	450	100	91.5 ± 3.5
Cucapah-1-33(II)	N	489	178	0.36	0.0491	6.5	0.0961	7.9	0.0143	2.4	0.0047	8.7	0.31	3	91.5	2.2	94.2	6.8	302	74	91.5 ± 2.2
Cucapah-1-7	B	444	116	0.26	0.0538	7.8	0.1032	6.9	0.0143	2.7	0.0057	7.8	0.40	9	91.5	2.5	100.5	6.3	467	100	91.5 ± 2.5
Cucapah-1-32(II)	N, >U	4460	4150	0.93	0.0482	3.5	0.0961	5.2	0.0144	3.0	0.0050	9.6	0.58	1	92.0	2.7	93.1	4.7	151	30	92.0 ± 2.7
Cucapah-1-15	B	536	180	0.34	0.0518	6.2	0.1025	5.9	0.0146	2.1	0.0054	6.9	0.36	6	93.7	2.0	99.8	5.3	303	78	93.7 ± 2.0
Cucapah-1-38(II)	N, >U	1177	555	0.47	0.0487	5.7	0.0999	7.3	0.0149	2.0	0.0050	6.8	0.28	1	95.4	1.9	96.6	6.8	200	64	95.4 ± 1.9
Cucapah-1-28(II)	N, >D	302	243	0.80	0.0709	8.3	0.1490	7.4	0.0153	2.7	0.0062	6.0	0.37	31	98.0	2.7	141.5	10.0	910	120	98.0 ± 2.7
Cucapah-1-30(II)	N	611	276	0.45	0.0484	10.1	0.1033	9.7	0.0156	3.1	0.0051	10.4	0.32	0	100	3.1	100	9.5	400	150	99.7 ± 3.1
Cucapah-1-27(II)	N	137	53	0.39	0.0483	12.8	0.1130	13.3	0.0164	3.7	0.0064	10.8	0.28	2	105	3.8	107	14.0	540	130	105 ± 4

Continúa en la siguiente página



Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimíticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th <sup>+</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)											
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th <sup>err. %</sup>	Rho <sup>err. %</sup>	% disc <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ± 2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> Pb ± 2σ	Mejor edad (Ma) ± 2σ							
Monzogranito leucocrático de biotita (Cabeza Prieta Mountains, Cabeza Prieta Wilderness, SW Arizona)													(Febrero 2014 y Junio 2017)		Probeta ICGEO-40						
Drifhills-7	B, >U	4049	725	0.16	0.0481	4.3	0.0688	5.1	0.0104	2.9	0.0033	6.0	0.56	2	666.6	2.0	68.0	4.0	103	96	666.6 ± 2.0
Drifhills-4	B	1500	185	0.11	0.0475	7.1	0.0682	8.5	0.0104	4.0	0.0033	11.5	0.47	0	67.0	2.0	67.0	6.0	77	148	67.0 ± 2.0
Drifhills-41(I)	N	226	118	0.52	0.0497	14.7	0.0710	15.5	0.0105	3.9	0.0033	10.3	0.25	3	67.0	2.6	69.4	10.0	490	110	67.0 ± 2.6
Drifhills-43	B, >U	1882	293	0.14	0.0508	5.8	0.0734	6.4	0.0105	2.5	0.0032	6.3	0.39	7	67.1	1.6	72.0	4.0	232	126	67.1 ± 1.6
Drifhills-41	N, >D	342	100	0.27	0.0536	7.6	0.0779	8.6	0.0105	2.8	0.0033	3.0	0.33	11	67.6	2.0	76.0	6.0	354	162	67.6 ± 2.0
Drifhills-36(II)	N	460	385	0.84	0.0469	7.5	0.0693	7.1	0.0106	2.6	0.0035	6.3	0.37	1	68.1	1.8	68.7	4.4	275	81	68.1 ± 1.8
Drifhills-10	B, >U	3426	760	0.20	0.0469	4.2	0.0692	4.8	0.0107	2.4	0.0031	5.8	0.51	-1	68.5	1.6	68.0	4.0	45	88	68.5 ± 1.6
Drifhills-25	B, >U	2977	344	0.11	0.0484	4.5	0.0712	5.2	0.0107	2.6	0.0032	7.5	0.50	2	68.5	1.8	70.0	4.0	116	98	68.5 ± 1.8
Drifhills-6	B, >U	3688	740	0.18	0.0477	4.0	0.0702	4.7	0.0107	2.4	0.0032	5.7	0.52	1	68.6	1.6	69.0	4.0	84	90	68.6 ± 1.6
Drifhills-39(II)	N	150	61	0.41	0.0540	31.5	0.0750	30.7	0.0107	7.3	0.0050	26.0	0.24	5	68.7	5.0	72.0	22.0	640	200	68.7 ± 5.0
Drifhills-12	B, >U	3706	694	0.17	0.0477	3.9	0.0706	4.5	0.0107	2.2	0.0032	5.6	0.50	0	68.9	1.6	69.0	4.0	86	86	68.9 ± 1.6
Drifhills-24	B	1191	122	0.09	0.0491	4.8	0.0727	5.4	0.0107	2.4	0.0042	8.2	0.45	3	68.9	1.6	71.0	4.0	152	106	68.9 ± 1.6
Drifhills-27	B, >U	4129	830	0.18	0.0475	3.9	0.0709	4.5	0.0108	2.4	0.0032	5.6	0.53	1	69.5	1.6	70.0	4.0	74	86	69.5 ± 1.6
Drifhills-19	B, >U	2823	523	0.17	0.0477	3.9	0.0718	4.5	0.0109	2.4	0.0032	5.6	0.53	0	70.1	1.6	70.0	4.0	83	86	70.1 ± 1.6
Drifhills-14	B+N	1500	877	0.53	0.0488	4.3	0.0739	4.9	0.0110	2.4	0.0034	6.0	0.48	2	70.5	1.6	72.0	4.0	140	94	70.5 ± 1.6
Drifhills-16	B, >U	6109	1565	0.23	0.0490	4.0	0.0748	4.7	0.0111	2.4	0.0036	6.1	0.51	3	70.9	1.6	73.0	4.0	145	88	70.9 ± 1.6
Drifhills-9	B, >U	4020	627	0.14	0.0481	3.9	0.0737	4.5	0.0111	2.3	0.0033	5.5	0.52	1	71.4	1.6	72.0	4.0	104	86	71.4 ± 1.6
Drifhills-21	B, >U	2744	0.16	0.0495	4.5	0.0764	5.1	0.0112	2.5	0.0033	6.2	0.49	4	71.9	1.8	75.0	4.0	172	98	71.9 ± 1.8	
Drifhills-2	B, >U	2932	393	0.12	0.0481	3.9	0.0753	4.6	0.0114	2.5	0.0035	5.7	0.54	2	72.8	1.8	74.0	4.0	104	86	72.8 ± 1.8
Drifhills-37(II)	N	293	56	0.19	0.0503	13.3	0.0780	14.1	0.0114	5.6	0.0040	25.0	0.40	4	73.1	4.1	76.0	10.0	540	310	73.1 ± 4.1
Drifhills-38(II)	N	158	114	0.72	0.0484	15.7	0.0780	14.1	0.0115	3.7	0.0037	8.8	0.26	5	73.4	2.7	77.0	11.0	660	140	73.4 ± 2.7
Drifhills-17	B, >U	2246	386	0.16	0.0479	4.0	0.0760	4.7	0.0115	2.4	0.0035	5.8	0.52	0	73.8	1.8	74.0	4.0	94	90	73.8 ± 1.8
Drifhills-44(II)	N	1213	419	0.35	0.0493	6.5	0.0790	6.2	0.0116	2.3	0.0042	8.0	0.38	4	74.1	1.7	77.1	4.6	208	60	74.1 ± 1.7
Drifhills-28	N, >D	356	78	0.20	0.0564	9.2	0.0896	9.8	0.0117	3.3	0.0039	9.8	0.33	14	75.0	2.0	87.0	8.0	467	190	75.0 ± 2.0
Drifhills-3	B+N, >U, D	2744	209	0.07	0.0501	7.3	0.0879	10.6	0.0125	7.7	0.0050	56.2	0.73	7	80.0	6.0	86.0	8.0	199	160	80.0 ± 6.0
Drifhills-4	B+N, >D	3695	547	0.13	0.0532	3.6	0.0917	4.4	0.0125	2.4	0.0036	5.6	0.55	10	80.0	2.0	89.0	4.0	336	76	80.0 ± 2.0
Drifhills-29	B+N, >D	605	229	0.35	0.0700	4.3	0.1462	9.5	0.0374	8.5	0.0056	9.2	0.89	33	236	20	353	28	927	84	236 ± 20
Drifhills-30(II)	N, >D	1470	130	0.09	0.0799	8.6	0.1040	21.2	0.0820	19.5	0.0172	23.8	0.92	17	497	96	600	110	1130	120	497 ± 96
Drifhills-15	B+N, >D	637	198	0.28	0.0780	7.2	0.0950	11.9	0.0888	6.5	0.0266	6.2	0.55	20	548	34	681	58	1147	134	548 ± 34
Drifhills-22	N	199	27	0.12	0.0947	3.6	0.1324	4.3	0.0248	2.4	0.0051	5.9	0.55	2	146.3	30	148.7	34	1523	64	152.3 ± 64
Drifhills-31(II)	N	430	175	0.41	0.0994	3.8	0.1050	3.2	0.0279	1.5	0.0075	3.7	0.48	1	155.6	21	157.2	26	1610	45	161.0 ± 45
Drifhills-8	N, >U	2863	473	0.15	0.0993	3.3	0.1050	4.1	0.02815	2.3	0.00742	5.4	0.57	0	159.9	32	160.4	32	1611	58	161.1 ± 58
Drifhills-43(II)	N, >D	1760	2220	1.26	0.0998	3.8	0.1099	3.3	0.02320	3.7	0.02348	2.2	0.60	7	135.9	27	146.5	27	1621	41	162.1 ± 41
Drifhills-20	N, >U	1954	565	0.26	0.1009	3.3	0.1099	3.3	0.02540	4.1	0.03062	2.3	0.8111	5.4	172.2	36	168.5	34	1640	58	164.0 ± 58
Drifhills-5	N	245	263	0.98	0.1016	3.4	0.1016	3.4	0.02799	2.4	0.0818	5.4	0.57	2	159.1	34	161.6	34	1653	60	165.3 ± 60
Drifhills-33(II)	N, >U	4230	1640	0.39	0.1022	3.7	0.1022	3.7	0.02628	2.6	0.08033	3.9	0.69	4	150.3	35	156.8	31	1666	44	166.6 ± 44
Drifhills-34(II)	N	533	162	0.30	0.1019	4.1	0.1019	4.1	0.02918	1.7	0.08353	4.8	0.45	0	165.0	26	165.1	33	1668	36	166.8 ± 36
Drifhills-35(II)	N, >D	277	85	0.31	0.1032	4.0	0.1032	4.0	0.02489	1.6	0.0709	4.2	0.47	7	143.3	20	154.1	27	1682	35	168.2 ± 35
Drifhills-32(II)	N	1520	578	0.38	0.1037	3.8	0.1037	3.8	0.03003	1.9	0.0851	3.8	0.59	0	169.2	29	169.0	28	1690	55	169.0 ± 55
Drifhills-42(II)	N	145	141	0.97	0.1032	4.7	0.1032	4.7	0.02957	1.8	0.0899	4.0	0.42	0	167.0	26	167.7	35	1694	43	169.4 ± 43
Drifhills-40(II)	N	262	110	0.42	0.1044	4.1	0.1044	4.1	0.02950	3.5	0.03015	1.8	0.873	3.9	169.9	27	169.4	27	1716	46	171.6 ± 46
Drifhills-23	N	508	268	0.48	0.1117	3.3	0.1117	3.3	0.03135	2.3	0.0877	5.4	0.57	2	175.8	36	178.9	34	1827	56	182.7 ± 56

n = 42

Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada = **69.0 ± 0.8**  
(2 sigma, MSWD = 2.9; n = 15)

Muestra	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th <sup>+</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)											
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th <sup>err. %</sup>	Rho <sup>err. %</sup>	% disc <sup>err. %</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± 2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ± 2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> Pb ± 2σ	Mejor edad (Ma) ± 2σ							
Siemogranito leucocrático de dos micas (Sierra El Rosario, Sierras Sepultadas, NW Sonora)													(Febrero 2013 y Junio 2017)		Probeta El Rosario-1						
SR-7-2	B, >U	3119	1206	0.31	0.0465	2.5	0.0646	2.7	0.0101	1.1	0.0031	3.0	0.40	-1	64.7	0.7	64.0	2.0	25.0	49.0	64.7 ± 0.7
SR-7-29(II)	N, >U	2360	628	0.27	0.0481	4.4	0.0672	4.9	0.0102	1.7	0.0034	5.6	0.34	1	65.1	1.1	66.0	3.1	203	43	65.1 ± 1.1
SR-7-22	B	1279	331	0.21	0.0464	2.9	0.0654	3.2	0.0102	1.0	0.0033	6.1	0.30	-2	65.6	0.6	64.0	2.0	17	56	65.6 ± 0.6
SR-7-24	B, >U	1637	476	0.23	0.0483	2.4	0.0682	2.6	0.0103	1.0	0.0033	3.0	0.38	2	65.8	0.6	67.0	2.0	113	54	65.8 ± 0.6
SR-7-20	B, >U	2321	1368	0.47	0.0481	2.4	0.0683	2.6	0.0103	1.0	0.0030	3.0	0.38	1	66.1	0.6	67.0	2.0	103	54	66.1 ± 0.6
SR-7-25	N, >D	1771	673	0.31	0.0480	2.8	0.0682	2.9	0.0103	0.8	0.0031	3.0	0.27	1	66.3	0.5	67.0	2.0	101	62	66.3 ± 0.5
SR-7-39(II)	B	69	94	1.36	0.0490																

Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimídicos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircon	Comentario	U <sup>4</sup> (ppm)	Th <sup>1</sup> (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS					EDADES CORREGIDAS (Ma)											
					<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>err.%</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>±2s</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>±2s</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>±2s</sup>	Mejor edad (Ma) ± 2s							
SR-7-10	B	1440	480	0.27	0.0475	3.0	0.0698	3.2	0.0107	1.0	0.0032	3.1	0.33	1	68.3	0.7	69.0	2.0	73.0	63	68.3 ± 0.7
SR-7-9	B, >U	3108	1249	0.32	0.0500	2.3	0.0735	2.5	0.0107	1.1	0.0031	3.5	0.44	5	68.4	0.8	72.0	2.0	196	51	68.4 ± 0.8
SR-7-7	B	1546	438	0.23	0.0479	3.0	0.0707	3.2	0.0107	1.1	0.0035	3.5	0.35	5	68.7	0.8	69.0	2.0	94.0	65	68.7 ± 0.8
SR-7-12	B+N	1789	758	0.34	0.0484	2.6	0.0718	2.8	0.0107	1.0	0.0034	2.9	0.37	2	68.8	0.7	70.0	2.0	121	58	68.8 ± 0.7
SR-7-14	B, >U	2347	453	0.16	0.0467	2.6	0.0694	2.8	0.0108	0.9	0.0033	3.4	0.34	-2	69.2	0.6	68.0	2.0	35.0	52	69.2 ± 0.6
SR-7-1	B+N, >U	3253	907	0.22	0.0529	3.7	0.0812	3.9	0.0110	1.2	0.0033	3.3	0.30	11	70.4	0.8	79.0	3.0	326	80	70.4 ± 0.8
SR-7-13	B+N	1118	610	0.44	0.0504	4.1	0.0777	4.3	0.0112	1.3	0.0034	3.6	0.31	6	71.8	1.0	76.0	3.0	214	90	71.8 ± 1.0
SR-7-21	B+N, >U	15681	2196	0.11	0.0464	3.0	0.0719	3.2	0.0112	1.1	0.0036	3.6	0.33	-1	72.0	0.8	71.0	2.0	21.0	58	72.0 ± 0.8
SR-7-28(II)	N	930	200	0.22	0.0497	5.3	0.0749	6.3	0.0112	2.8	0.0035	7.8	0.45	2	72.0	2.0	73.2	4.4	278	57	72.0 ± 2.0
SR-7-40(II)	N	84	119	1.43	0.0480	33.3	0.0730	32.9	0.0115	8.1	0.0035	12.1	0.25	3	73.5	5.9	76.0	24.0	830	350	73.5 ± 5.9
SR-7-18	B+N	1258	401	0.26	0.0486	3.7	0.0789	4.7	0.0117	1.4	0.0039	3.3	0.34	3	75.0	1.0	77.0	3.0	130	81	75.0 ± 1.0
SR-7-11	B+N, >U	2447	1173	0.39	0.0522	5.4	0.0843	5.6	0.0117	1.5	0.0037	4.1	0.27	9	75.0	1.0	82.0	4.0	293	117	75.0 ± 1.0
SR-7-6	B+N, >U	2426	949	0.31	0.0500	4.8	0.0840	5.6	0.0122	1.7	0.0039	2.1	0.31	5	78.0	1.0	82.0	4.0	193	105	78.0 ± 1.0
SR-7-16	B+N, >U	1997	968	0.39	0.0500	8.8	0.0917	8.9	0.0134	1.5	0.0038	5.3	0.17	3	86.0	1.0	89.0	8.0	194	186	86.0 ± 1.0
SR-7-33(II)	N, >D	770	105	0.14	0.049	6.1	0.02187	5.0	0.0154	4.6	0.0063	9.1	0.91	51	98.7	4.5	200	9	1676	100	98.7 ± 4.5
SR-7-37(II)	N	970	356	0.37	0.0491	6.5	0.1135	7.3	0.0170	4.2	0.0105	6.1	0.57	0	109	5	109	8	287	55	109 ± 5
SR-7-26(II)	N	810	394	0.43	0.0501	5.8	0.1202	7.2	0.0177	4.4	0.0083	7.4	0.61	2	113	5	115	8	199	65	113 ± 5
SR-7-4	B+N	997	367	0.33	0.0503	2.6	0.1608	2.9	0.0233	1.2	0.0080	2.9	0.42	2	148	2	151	4	207	57	148 ± 2
SR-7-30(II)	N	467	223	0.48	0.0484	6.0	0.1630	7.4	0.0242	4.5	0.0093	6.7	0.62	-1	154	7	153	11	241	62	154 ± 7
SR-7-32(II)	N	207	119	0.57	0.0510	13.9	0.1760	13.1	0.0253	3.2	0.0100	11.0	0.24	2	161	5	164	20	350	140	161 ± 5
SR-7-23	N, >D	314	103	0.26	0.0611	6.6	0.2253	6.8	0.0264	1.8	0.0074	5.5	0.27	18	168	3	206	13	642	135	168 ± 3
SR-7-35(II)	N	287	249	0.87	0.0522	5.2	0.2120	8.5	0.0301	6.0	0.0100	6.0	0.70	2	191	11	194	15	376	67	191 ± 11
SR-7-27(II)	N	1275	325	0.25	0.0506	4.3	0.2439	4.5	0.0352	2.2	0.0104	9.3	0.49	0	223	5	223	8	296	65	223 ± 5
SR-7-31(II)	N	279	101	0.36	0.0504	6.9	0.2420	6.6	0.0352	2.2	0.0111	7.5	0.34	-2	223	5	219	13	285	61	223 ± 5
SR-7-36(II)	N, >U, D	2171	184	0.08	0.0944	1.8	0.9850	3.2	0.0754	1.5	0.0191	5.8	0.45	33	469	7	696	16	1523	17	469 ± 7
SR-7-38(II)	N, >D	565	112	0.20	0.0881	2.2	1.3200	4.2	0.1079	2.8	0.0254	6.3	0.66	23	660	18	855	24	1386	27	660 ± 18
SR-7-34(II)	N	513	10	0.02	0.1016	1.7	3.6410	3.6	0.2628	2.7	0.0778	7.5	0.76	4	1503	36	1562	31	1654	19	1654 ± 19

n = 36

Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada =

68.1 ± 0.6

(2 sigma, MSWD = 2.7; n = 6)

Muestra	BettyLee	Monzogranito de biotita	Betty Lee Mine, Copper Mountains, SW Arizona	Probeta ICGEO-45	(Julio 2015 y Junio 2017)																
BettyLee-9	B, >U, D	1012	5	0.01	0.0619	5.8	0.0784	5.7	0.0092	2.5	0.0708	10.9	0.44	23	58.9	1.5	76.6	4.2	713	73	58.9 ± 1.5
BettyLee-1	B, >U, D	782	8	0.01	0.0550	12.0	0.0722	12.0	0.0094	3.3	0.0202	23.3	0.27	14	60.4	2.0	70.6	8.3	440	100	60.4 ± 2.0
BettyLee-11	B, >D	481	55	0.11	0.0692	9.4	0.0894	8.7	0.0095	3.4	0.0070	18.6	0.39	30	60.8	2.0	86.8	7.3	983	92	60.8 ± 2.0
BettyLee-10	B, >U	990	195	0.20	0.0545	7.7	0.0780	8.1	0.0103	2.9	0.0048	6.8	0.36	13	66.2	1.9	76.2	5.9	480	130	66.2 ± 1.9
BettyLee-20	B, >U	876	353	0.40	0.0483	5.6	0.0691	5.9	0.0104	2.0	0.0032	6.3	0.34	3	66.4	1.4	68.5	4.1	222	67	66.4 ± 1.4
BettyLee-19	B, >D	631	79	0.13	0.0677	8.1	0.0958	7.3	0.0104	2.5	0.0068	12.7	0.34	28	66.4	1.7	92.8	6.5	910	120	66.4 ± 1.7
BettyLee-16	B, >D	474	80	0.17	0.0559	8.2	0.0849	10.2	0.0104	3.1	0.0050	12.2	0.30	19	66.5	2.1	82.5	8.1	540	120	66.5 ± 2.1
BettyLee-21	N	658	128	0.19	0.0481	6.2	0.0683	5.9	0.0104	2.2	0.0036	8.5	0.38	1	67.0	1.5	67.5	3.9	209	38	67.0 ± 1.5
BettyLee-32(II)	N	124	73	0.59	0.0580	17.2	0.0830	19.3	0.0105	5.9	0.0034	15.9	0.31	16	67.2	4.0	80.0	15.0	960	210	67.2 ± 4.0
BettyLee-22	B	505	61	0.12	0.0503	11.3	0.0735	11.3	0.0105	2.5	0.0046	17.1	0.22	6	67.3	1.7	71.9	7.9	400	150	67.3 ± 1.7
BettyLee-3	B	677	228	0.34	0.0558	8.2	0.0822	7.4	0.0105	2.8	0.0033	6.7	0.37	16	67.3	1.9	80.1	5.7	430	100	67.3 ± 1.9
BettyLee-13	B, >D	371	30	0.08	0.0692	11.3	0.0980	11.2	0.0105	3.3	0.0106	12.3	0.30	28	67.4	2.2	94.0	10.0	960	130	67.4 ± 2.2
BettyLee-8	B	342	88	0.26	0.0540	20.4	0.0780	19.2	0.0105	4.1	0.0050	10.4	0.21	11	67.5	2.8	76.0	14.0	650	210	67.5 ± 2.8
BettyLee-25(II)	N	183	96	0.52	0.0495	12.7	0.0742	10.5	0.0106	3.9	0.0036	8.4	0.37	8	67.6	2.6	73.5	7.6	632	61	67.6 ± 2.6
BettyLee-14	B	359	7	0.02	0.0537	12.7	0.0777	10.4	0.0106	4.9	0.0263	16.3	0.47	11	67.7	3.3	75.9	7.6	570	130	67.7 ± 3.3
BettyLee-2	B, >D	665	150	0.23	0.0709	8.0	0.1007	7.7	0.0107	3.9	0.0062	8.8	0.51	29	68.6	2.7	97.3	7.2	938	82	68.6 ± 2.7
BettyLee-15	B, >D	348	31	0.09	0.0610	12.6	0.0900	11.1	0.0108	3.3	0.0057	21.1	0.30	21	69.0	2.3	87.4	9.8	620	180	69.0 ± 2.3
BettyLee-26(II)	N, >U	1410	435	0.31	0.0493	6.9	0.0721	6.5	0.0108	2.1	0.0035	4.9	0.33	2	69.2	1.5	70.7	4.4	246	78	69.2 ± 1.5
BettyLee-25(II)	N	105	47	0.45	0.0522	15.3	0.0770	14.3	0.0109	4.6	0.0036	14.4	0.32	7	70.1	3.2	75.0	11.0	630	120	70.1 ± 3.2
BettyLee-4	B	335	10	0.03	0.0523	14.0	0.0790	13.9	0.0110	3.3	0.0179	16.8	0.24	8	70.5	2.3	77.0	11.0	500	130	70.5 ± 2.3
BettyLee-29(II)	N, >U	1910	190	0.10	0.0537	11.9	0.0750	8.9	0.0110	3.2	0.0036	19.7	0.36	4	70.6	2.2	73.4	6.4	420	170	70.6 ± 2.2
BettyLee-7	B, >D	469	24	0.05	0.0621	8.5	0.0939	8.1	0.0110	2.4	0.0112	12.5	0.30	22	70.7	1.7	91.0	7.1	716	94	70.7 ± 1.7
BettyLee-17	N, >D	164	85	0.52	0.0640	18.8	0.0990	18.2	0.0111	4.8	0.0037	17.7	0.26	25	70.9	3.4	95.0	16.0	730	190	70.9 ± 3.4
BettyLee-5	B, >U, D	1210	6	0.00	0.0566	5.3	0.0874	5.8	0.0112	3.5	0.0461	16.9	0.60	16	71.7	2.5	85.0	4.8	505	54	71.7 ± 2.5
BettyLee-30(II)	N, >D	229	66	0.29	0.0642	10.7	0.1000	10.0	0.0113	3.4	0.0048	15.8	0.34	25	72.6	2.5	96.3	9.6	760	120	72.6 ± 2.5

Continúa en la siguiente página

Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides haramíticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)								
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	Rho % disc.***	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ±2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ±2s	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ ±2s	Mejor edad (Ma) ± 2s					
BettyLee-12	N, >D	0.0770	35.1	0.1100	32.7	0.0115	5.3	0.0043	13.6	0.16	28	73.9	3.9	73.9 ± 3.9
BettyLee-33(II)	N, >D	0.0780	20.5	0.1390	19.4	0.0127	5.9	0.0060	12.9	0.30	36	81.5	4.8	81.5 ± 4.8
BettyLee-23(II)	N, >D	0.0617	8.9	0.1200	10.0	0.0140	3.6	0.0054	8.6	0.36	21	89.9	3.3	89.9 ± 3.3
BettyLee-34(II)	N	0.0888	5.2	3.0670	4.2	0.2456	3.7	0.0723	7.2	0.87	1	141.5	47	144.4 ± 68
BettyLee-24(II)	N	0.0975	4.2	3.7900	4.7	0.2795	3.3	0.0801	6.2	0.69	0	158.8	46	157.8 ± 52
BettyLee-6	N	0.0987	2.6	4.1400	3.6	0.3043	2.3	0.0805	6.9	0.64	-3	171.2	35	159.5 ± 23
BettyLee-18	N	0.0998	3.8	3.7900	3.7	0.2773	1.7	0.0846	4.4	0.45	1	157.8	23	162.4 ± 41
BettyLee-31(II)	N, >U	0.1023	3.8	4.0870	3.4	0.2923	1.5	0.0853	3.5	0.43	0	163.3	21	166.3 ± 51
BettyLee-37(II)	N, >U, D	0.1162	3.8	3.1160	3.2	0.2203	1.7	0.0540	4.6	0.52	11	128.3	20	167.1 ± 44
BettyLee-27(II)	N	0.1036	3.9	4.3490	3.2	0.3043	1.4	0.0868	3.7	0.45	-1	171.3	22	169.4 ± 40
BettyLee-35(II)	N, >U, D	0.1054	3.8	2.6900	3.5	0.1866	2.1	0.0509	4.1	0.60	17	110.2	21	171.6 ± 47
BettyLee-36(II)	N, >U	0.1073	3.8	4.4050	3.2	0.3000	1.6	0.0855	4.7	0.49	1	169.1	23	175.0 ± 37
n = 37														
<p><b>Monzogranito leucocrático de biotita</b> (Vapokri Ridge, Gila Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona) Probeta ICGEO-38 (Febrero 2014 y Junio, 2017)</p>														
Gila-23	B	576	142	0.0510	7.5	0.0701	7.9	0.0100	2.4	0.0031	9.2	64.0	1.6	64.0 ± 1.6
Gila-217	B	447	121	0.0518	14.8	0.0714	15.5	0.0100	2.6	0.0032	6.3	64.2	1.6	64.2 ± 1.6
Gila-21	B	532	117	0.0501	7.7	0.0712	8.4	0.0103	2.5	0.0033	3.1	66.2	1.6	66.2 ± 1.6
Gila-214	B, >U	762	186	0.0512	5.3	0.0729	5.8	0.0103	2.1	0.0033	8.0	66.2	1.4	66.2 ± 1.4
Gila-29	B, >U	827	347	0.0511	6.2	0.0731	6.5	0.0104	2.1	0.0033	7.3	66.8	1.4	66.8 ± 1.4
Gila-211	B	599	223	0.0527	6.0	0.0757	6.4	0.0104	2.3	0.0034	7.6	66.8	1.6	66.8 ± 1.6
Gila-230(II)	N	168	136	0.0510	19.6	0.0690	17.4	0.0105	5.3	0.0035	9.1	67.0	3.5	67.0 ± 3.5
Gila-22	B, >N, >D	137	35	0.0613	29.0	0.0889	30.2	0.0105	5.3	0.0032	11.7	67.0	4.0	67.0 ± 4.0
Gila-26	B, >D	531	106	0.0551	6.4	0.0790	6.8	0.0105	2.3	0.0036	10.6	67.1	1.6	67.1 ± 1.6
Gila-218	B, >U	726	228	0.0530	6.6	0.0765	7.0	0.0105	2.5	0.0035	6.9	67.4	1.6	67.4 ± 1.6
Gila-25	B	338	33	0.0526	8.6	0.0762	9.1	0.0105	2.5	0.0033	2.4	67.5	1.6	67.5 ± 1.6
Gila-219	B, >U	779	240	0.0509	6.0	0.0739	6.4	0.0106	2.3	0.0032	7.5	67.7	1.6	67.7 ± 1.6
Gila-216	B, >N, >D	585	240	0.0567	7.7	0.0820	8.1	0.0106	2.5	0.0034	7.6	67.7	1.6	67.7 ± 1.6
Gila-231(II)	N, >D	187	90	0.0640	18.8	0.0900	17.8	0.0106	5.0	0.0041	12.5	67.9	3.4	67.9 ± 3.4
Gila-220	B, >N	526	246	0.0520	6.4	0.0767	6.8	0.0107	2.3	0.0034	7.2	68.4	1.6	68.4 ± 1.6
Gila-28	B	424	70	0.0506	7.2	0.0750	7.8	0.0108	2.4	0.0034	2.4	68.9	1.6	68.9 ± 1.6
Gila-234(II)	N, >D	141	66	0.0680	16.2	0.1010	16.8	0.0108	3.2	0.0045	14.9	69.2	1.8	69.2 ± 1.8
Gila-229(II)	N, >D	554	416	0.0495	8.1	0.0719	7.1	0.0108	2.6	0.0035	5.1	69.2	1.8	69.2 ± 1.8
Gila-215	B, >N, >D	92	50	0.0704	19.0	0.1059	19.2	0.0109	3.1	0.0035	10.3	70.0	2.0	70.0 ± 2.0
Gila-222(II)	N	379	234	0.0510	21.6	0.0760	19.7	0.0109	5.7	0.0036	10.6	69.0	2.2	69.0 ± 2.2
Gila-210	B	524	95	0.0515	7.5	0.0772	7.9	0.0109	2.4	0.0034	10.1	70.1	1.6	70.1 ± 1.6
Gila-212	B, >N, >D	171	122	0.0690	23.0	0.1082	24.4	0.0114	3.9	0.0035	4.1	73.0	2.0	73.0 ± 2.0
Gila-223(II)	N, >D	107	79	0.0840	13.1	0.1320	13.6	0.0115	4.4	0.0049	9.2	73.5	3.3	73.5 ± 3.3
Gila-27	B, >N	557	90	0.0521	6.0	0.0825	6.4	0.0116	2.4	0.0039	8.2	74.3	1.8	74.3 ± 1.8
Gila-228(II)	N, >U, D	617	107	0.0928	4.1	2.4400	7.0	0.1870	5.3	0.0548	13.1	110.9	56	110.9 ± 56
Gila-235(II)	N	430	41	0.0872	6.4	2.8280	3.9	0.2350	3.7	0.0616	12.8	136.0	45	136.0 ± 45
Gila-232(II)	N	293	73	0.0875	4.8	2.8740	4.5	0.2368	1.6	0.0659	5.6	137.0	20	137.0 ± 20
Gila-227(II)	N	161	77	0.0887	4.2	2.8860	3.5	0.2368	1.6	0.0686	4.2	137.0	20	137.0 ± 20
Gila-224(II)	N, >D	54	26	0.0941	9.0	3.5100	9.4	0.2650	4.9	0.0792	11.5	155.3	100	154.4 ± 100
Gila-213	B, >U, D	1457	92	0.0983	3.2	3.3417	3.8	0.2466	2.0	0.0582	6.5	142.1	26	149.1 ± 58
Gila-233(II)	N, >U	1250	450	0.1026	4.5	4.2700	4.7	0.3000	4.0	0.085	0	168.9	61	167.7 ± 66
Gila-226(II)	N, >U	1590	430	0.1038	3.8	4.2750	3.3	0.2990	1.5	0.0842	3.7	168.6	23	168.6 ± 23
Gila-235(II)	N	522	922	0.1058	4.5	4.3200	4.4	0.2993	1.5	0.0850	4.6	168.8	23	168.8 ± 23
Gila-221(II)	N, >D	279	171	0.1073	4.5	3.8560	3.9	0.2619	2.0	0.0880	4.8	150.0	26	150.0 ± 26
n = 34														
<p><b>Gneis tonalítico anfibolítico de dos micas</b> (Mohawk Mountains, San Cristobal Valley, SW Arizona) Probeta ICGEO-32 (Junio 2017)</p>														
Muestra	Gneis tonalítico anfibolítico de dos micas (Mohawk Mountains, San Cristobal Valley, SW Arizona) Probeta ICGEO-32 (Junio 2017)													
Mohawk-1-3	B, >N, >U, D	211	48	0.0674	14.7	0.0900	13.3	0.0099	4.2	0.0042	12.8	63.3	2.6	63.3 ± 2.6
Mohawk-1-13	B, >N, >D	139	47	0.0590	18.6	0.0800	16.3	0.0100	4.5	0.0043	13.4	64.4	2.9	64.4 ± 2.9

Continúa en la siguiente página

Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimíticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)				Mejor edad (Ma) ± 2s											
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ ± 2s	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ ± 2s												
Mohawk1-1	B>N, >D	93	36	0.39	13.8	0.0920	14.1	0.0102	4.7	0.0037	15.9	0.33	28	65.5	3.1	91.0	12.0	720	290	65.5 ± 3.1	
Mohawk1-19	B>N	94	35	0.38	0.0654	16.3	0.0750	16.0	0.0102	5.0	0.0044	17.0	0.31	10	65.7	3.2	73.0	11.0	480	290	65.7 ± 3.2
Mohawk1-10	B>N, >U	297	65	0.22	0.0522	9.4	0.0727	9.6	0.0103	2.6	0.0039	13.1	0.27	7	65.8	1.7	71.0	6.6	320	200	65.8 ± 1.7
Mohawk1-25	B>N	104	65	0.62	0.0640	20.3	0.0920	19.6	0.0103	3.6	0.0037	12.3	0.18	25	65.9	2.4	88.0	17.0	570	390	65.9 ± 2.4
Mohawk1-4	B	188	68	0.36	0.0479	11.7	0.0680	12.1	0.0103	3.8	0.0040	10.8	0.31	0	66.3	2.5	66.4	7.8	100	240	66.3 ± 2.5
Mohawk1-18	N	106	37	0.34	0.0496	15.5	0.0690	15.9	0.0104	4.2	0.0031	19.6	0.27	1	66.5	2.8	67.0	10.0	60	300	66.5 ± 2.8
Mohawk1-14	N	162	104	0.64	0.0510	12.4	0.0737	13.6	0.0104	3.4	0.0037	9.1	0.25	9	66.9	2.2	73.7	10.0	290	250	66.9 ± 2.2
Mohawk1-9	B	133	57	0.43	0.0549	13.8	0.0780	12.8	0.0105	3.9	0.0039	13.1	0.31	11	67.0	2.6	75.3	9.9	420	250	67.0 ± 2.6
Mohawk1-17	B, >U	302	69	0.23	0.0464	10.1	0.0666	10.4	0.0105	2.9	0.0032	12.2	0.28	-3	67.4	2.0	65.2	6.6	50	200	67.4 ± 2.0
Mohawk1-23	B	131	45	0.34	0.0533	11.6	0.0772	11.8	0.0105	3.4	0.0036	13.5	0.29	10	67.6	2.3	75.1	8.6	270	230	67.6 ± 2.3
Mohawk1-21	B>N, >D	94	39	0.42	0.0611	14.1	0.0870	14.9	0.0106	4.2	0.0036	17.9	0.28	19	67.8	2.8	84.0	12.0	550	290	67.8 ± 2.8
Mohawk1-24	B>N, >D	91	44	0.49	0.0583	14.9	0.0830	15.7	0.0106	4.9	0.0035	14.4	0.31	15	67.8	3.3	80.0	12.0	380	290	67.8 ± 3.3
Mohawk1-20	B, >U	226	64	0.28	0.0522	10.2	0.0745	10.9	0.0107	3.6	0.0036	12.4	0.33	7	68.4	2.4	73.7	7.4	290	210	68.4 ± 2.4
Mohawk1-11	B	152	40	0.26	0.0545	13.0	0.0780	12.8	0.0107	3.2	0.0035	14.8	0.25	9	68.4	2.2	75.5	9.8	300	260	68.4 ± 2.2
Mohawk1-22	B, >D	149	55	0.37	0.0602	13.8	0.0900	13.3	0.0108	3.8	0.0038	11.2	0.29	21	69.0	2.6	87.0	11.0	610	280	69.0 ± 2.6
Mohawk1-6	B	189	27	0.15	0.0506	13.0	0.0731	12.7	0.0108	2.4	0.0039	21.4	0.19	3	69.1	1.7	71.2	8.8	160	250	69.1 ± 1.7
Mohawk1-7	B>N	118	69	0.58	0.0491	13.0	0.0740	13.5	0.0108	4.5	0.0035	10.7	0.33	4	69.1	3.1	72.1	9.6	120	260	69.1 ± 3.1
Mohawk1-16	N, >D	156	84	0.54	0.0688	12.6	0.0990	13.1	0.0108	3.4	0.0043	14.3	0.26	27	69.5	2.3	95.0	12.0	790	260	69.5 ± 2.3
Mohawk1-2	B, >U	248	53	0.21	0.0480	9.6	0.0713	9.5	0.0109	2.8	0.0039	14.8	0.30	0	69.8	2.0	69.6	6.4	70	180	69.8 ± 2.0
Mohawk1-15	B>N	82	35	0.42	0.0680	16.2	0.1070	15.9	0.0111	4.8	0.0053	16.5	0.30	30	71.0	3.4	102.0	15.0	680	330	71.0 ± 3.4
Mohawk1-8	B>N	133	45	0.34	0.0592	12.2	0.0930	11.8	0.0113	4.9	0.0037	14.8	0.41	19	72.5	3.5	89.7	10.0	480	250	72.5 ± 3.5
Mohawk1-12	B>N, >U	402	136	0.34	0.0481	7.3	0.0812	8.0	0.0123	2.4	0.0042	9.4	0.31	1	78.7	1.9	79.1	6.1	70	150	78.7 ± 1.9

n = 24

Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada =

(2 sigma, MSWD = 1.5; n = 13)

Muestra	Monzogranito de dos micas	(Mohawk Mountains, San Cristobal Valley, SW Arizona)	Probeta ICGEO-40	(Octubre 2016 y Junio 2017)	Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada =	(2 sigma, MSWD = 1.5; n = 13)															
Mohawk-3-21	B, >D	502	76	0.15	0.0582	8.1	0.0725	7.2	0.0092	3.8	0.0041	13.1	0.53	17	58.7	2.2	71.0	4.9	580	120	58.7 ± 2.2
Mohawk-3-20	B, >U	2520	263	0.10	0.0480	5.0	0.0613	4.7	0.0094	1.9	0.0030	7.4	0.41	1	60.0	1.2	60.4	2.8	199	56	60.0 ± 1.2
Mohawk-3-13	B, >U	1163	315	0.27	0.0475	6.5	0.0628	5.9	0.0095	2.2	0.0031	6.5	0.38	1	60.9	1.3	61.8	3.5	276	70	60.9 ± 1.3
Mohawk-3-32(I)	N, >U	1470	560	0.38	0.0486	9.5	0.0697	13.1	0.0096	4.3	0.0026	15.7	0.33	6	61.7	2.6	65.3	6.4	430	140	61.7 ± 2.6
Mohawk-3-8	B	659	166	0.25	0.0494	6.9	0.0648	6.0	0.0098	1.9	0.0035	6.6	0.32	2	62.8	1.2	64.3	3.9	307	83	62.8 ± 1.2
Mohawk-3-16	B, >U	1467	203	0.14	0.0494	5.7	0.0658	5.8	0.0098	2.4	0.0031	8.0	0.42	2	63.1	1.5	64.6	3.6	266	84	63.1 ± 1.5
Mohawk-3-23	B>N	755	173	0.23	0.0529	6.4	0.0718	5.8	0.0099	2.3	0.0035	7.8	0.40	10	63.5	1.5	70.4	4.0	364	56	63.5 ± 1.5
Mohawk-3-19	B, >U	1409	421	0.30	0.0489	5.3	0.0681	4.7	0.0102	1.8	0.0031	5.7	0.38	3	65.2	1.1	66.9	3.1	207	43	65.2 ± 1.1
Mohawk-3-17	B	441	50	0.11	0.0495	8.7	0.0672	8.0	0.0102	2.8	0.0044	13.3	0.34	1	65.3	1.8	65.9	5.2	369	98	65.3 ± 1.8
Mohawk-3-12	B	324	77	0.24	0.0497	9.3	0.0694	9.1	0.0104	2.7	0.0031	10.5	0.30	3	66.4	1.8	68.7	5.8	421	90	66.4 ± 1.8
Mohawk-3-2	N	234	118	0.50	0.0472	11.0	0.0674	9.8	0.0104	3.4	0.0034	8.8	0.34	0	66.7	2.2	66.9	6.1	415	83	66.7 ± 2.2
Mohawk-3-22	B, >U	1156	201	0.17	0.0472	5.7	0.0673	5.1	0.0104	1.9	0.0034	7.1	0.38	-1	66.7	1.3	66.1	3.2	210	60	66.7 ± 1.3
Mohawk-3-4	B	384	194	0.51	0.0487	9.0	0.0696	8.5	0.0104	2.7	0.0031	6.4	0.32	2	66.8	1.8	68.1	5.6	395	89	66.8 ± 1.8
Mohawk-3-3	B	900	297	0.33	0.0615	6.5	0.0846	5.9	0.0104	2.9	0.0036	8.9	0.49	19	66.9	1.9	82.4	4.7	668	100	66.9 ± 1.9
Mohawk-3-38(I)	N	354	170	0.48	0.0506	15.2	0.0720	18.1	0.0106	3.6	0.0037	11.7	0.20	3	67.6	2.4	70.0	12.0	510	130	67.6 ± 2.4
Mohawk-3-18	B>N, >D	246	132	0.54	0.0588	11.2	0.0812	10.2	0.0105	3.3	0.0037	8.4	0.32	14	67.6	2.2	78.9	7.8	700	120	67.6 ± 2.2
Mohawk-3-6	N	820	334	0.41	0.0488	5.9	0.0700	5.6	0.0106	2.0	0.0035	6.2	0.36	1	67.9	1.3	68.6	3.7	237	73	67.9 ± 1.3
Mohawk-3-15	B, >U	1103	303	0.27	0.0480	5.4	0.0702	5.4	0.0106	2.2	0.0034	6.5	0.40	1	67.9	1.5	68.9	3.6	249	64	67.9 ± 1.5
Mohawk-3-37(II)	N	136	99	0.73	0.0520	23.1	0.0710	21.1	0.0106	7.0	0.0036	19.2	0.33	7	68.2	4.7	73.0	16.0	610	140	68.2 ± 4.7
Mohawk-3-1	B, >U	1036	301	0.29	0.0473	5.9	0.0698	5.3	0.0107	1.9	0.0038	6.6	0.35	0	68.6	1.3	68.4	3.5	277	75	68.6 ± 1.3
Mohawk-3-10	B	981	109	0.11	0.0492	6.3	0.0707	5.8	0.0107	1.9	0.0039	8.3	0.32	1	68.7	1.3	69.2	3.9	265	56	68.7 ± 1.3
Mohawk-3-30(II)	N, >D	175	72	0.41	0.0534	13.7	0.0808	11.8	0.0108	4.6	0.0033	13.6	0.39	12	69.3	3.2	78.5	9.0	555	92	69.3 ± 3.2
Mohawk-3-30(I)	N, >U	1621	76	0.05	0.0498	7.2	0.0731	8.3	0.0110	3.4	0.0036	23.5	0.40	2	70.2	2.4	71.6	5.7	170	48	70.2 ± 2.4
Mohawk-3-5	B, >U, D	1290	348	0.27	0.0671	6.9	0.0961	5.4	0.0112	5.4	0.0051	6.9	1.00	23	71.8	3.9	93.0	4.8	780	130	71.8 ± 3.9
Mohawk-3-11	B	773	188	0.24	0.0480	6.9	0.0743	6.2	0.0112	2.4	0.0038	7.3	0.39	1	72.0	1.7	72.7	4.4	304	64	72.0 ± 1.7
Mohawk-3-39(II)	N, >D	153	95	0.62	0.0572	15.2	0.0890	14.6	0.0113	2.9	0.0036	12.8	0.40	16	72.2	4.2	86.0	12.0	780	160	72.2 ± 4.2
Mohawk-3-7	B, >U	1710	264	0.15	0.0498	5.4	0.0719	5.3	0.0118	5.7	0.0042	7.8	0.51	0	75.8	2.0	76.1	3.8	226	57	75.8 ± 2.0
Mohawk-3-25	B	710	130	0.18	0.0489	6.3	0.0797	5.5	0.0121	2.6	0.0044	8.5	0.46	0	77.5	2.0	77.7	4.1	275	71	77.5 ± 2.0
Mohawk-3-31(II)	N, >D	66	27	0.41	0.1380	14.5	0.2390	13.4	0.0127	5.4	0.0107	16.8	0.40	62	81.2	4.4	212	26	2180	180	81.2 ± 4.4
Mohawk-3-24	B>N	588	110	0.19	0.0865	4.2	1.1600	13.8	0.0980	12.2	0.0206	11.7	0.89	19	594	7.2	730	76	1344	61	594 ± 7.2

Continúa en la siguiente página

**Tabla B.1 (cont.)** Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimídicos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircon	Comentario	U <sup>+</sup> (ppm)	Th (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)												
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s									
Mohawk-3-29(II)	N, >U	2020	910	0.45	0.0964	3.7	3.4080	3.8	0.2575	2.4	0.0675	9.3	0.63	2	1476	32	1506	33	1553	40	1553 ± 40
Mohawk-3-9	N, >D	735	446	0.61	0.0981	3.9	3.1870	3.1	0.2344	1.5	0.0782	4.7	0.48	7	1357	18	1454	25	1591	58	1591 ± 58
Mohawk-3-35(II)	N	146	76	0.52	0.1002	4.3	4.0130	3.7	0.2884	1.5	0.0827	4.0	0.41	0	1634	22	1635	31	1617	68	1617 ± 68
Mohawk-3-27(II)	N, >U	2090	187	0.09	0.1002	3.8	3.9290	3.3	0.2853	1.8	0.0766	4.3	0.53	0	1618	25	1619	27	1628	41	1628 ± 41
Mohawk-3-28(II)	N, >D	275	86	0.31	0.1009	4.0	3.6570	3.6	0.2620	1.6	0.0744	4.0	0.45	4	1500	21	1561	28	1636	40	1636 ± 40
Mohawk-3-36(II)	N	390	60	0.15	0.1011	3.9	3.7790	3.4	0.2734	1.5	0.0801	4.2	0.45	2	1558	21	1587	27	1637	45	1637 ± 45
Mohawk-3-14	B, >U	1070	430	0.40	0.1005	3.9	3.7100	4.6	0.2690	4.1	0.0807	8.3	0.89	2	1532	56	1570	37	1637	42	1637 ± 42
Mohawk-3-26(II)	N	210	226	1.08	0.1027	4.8	4.1300	4.1	0.2924	2.3	0.0842	4.0	0.55	0	1653	33	1659	32	1656	44	1656 ± 44
Mohawk-3-33(II)	N	373	100	0.27	0.1039	4.4	4.2100	4.0	0.2968	2.8	0.0936	6.0	0.69	0	1675	41	1676	34	1712	69	1712 ± 69
Mohawk-3-34(II)	N, >U	1001	482	0.48	0.1052	3.8	4.3500	3.4	0.3024	2.0	0.0893	4.0	0.58	0	1703	29	1702	27	1721	40	1721 ± 40
n = 40																					
<b>Edad <math>^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}</math> media ponderada =</b> <span style="float: right;">(2 sigma, MSWD = 2.0; n = 12)</span>																					
67.6 ± 0.7																					
<b>Monzogranito leucocrático de dos micas</b> (Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona) Probeta ICGEO-35 (Febrero 2014 y Junio 2017)																					
Muestra Tinajas-1	B, >U	2234	638	0.26	0.0487	4.4	0.0685	5.2	0.0102	2.9	0.0030	3.4	0.56	2	654	2.0	67.0	4.0	133	104	65.4 ± 2.0
Tinajas-1-21	B	1422	125	0.08	0.0463	4.0	0.0656	4.9	0.0103	2.9	0.0024	9.2	0.59	-3	65.9	2.0	64.0	4.0	1.3	84	65.9 ± 2.0
Tinajas-1-14	B, >U	2483	615	0.22	0.0493	3.8	0.0699	4.8	0.0103	2.9	0.0032	3.8	0.61	4	65.9	2.0	69.0	4.0	164	90	65.9 ± 2.0
Tinajas-1-6	B	1093	245	0.20	0.0511	8.0	0.0728	9.6	0.0103	2.9	0.0033	3.7	0.30	7	66.3	2.0	71.0	6.0	244	186	66.3 ± 2.0
Tinajas-1-4	B, >U	1793	452	0.23	0.0489	4.0	0.0699	5.0	0.0104	2.9	0.0032	3.8	0.59	4	66.4	2.0	69.0	4.0	141	96	66.4 ± 2.0
Tinajas-1-16	B, >U	2096	298	0.13	0.0489	3.5	0.0700	4.5	0.0104	2.9	0.0032	4.3	0.64	4	66.5	2.0	69.0	2.0	143	82	66.5 ± 2.0
Tinajas-1-17	B, >U	1658	147	0.08	0.0504	4.2	0.0723	5.1	0.0104	2.9	0.0034	5.3	0.57	6	66.8	2.0	71.0	4.0	214	98	66.8 ± 2.0
Tinajas-1-10	B, >U	2418	410	0.15	0.0483	3.1	0.0691	4.3	0.0104	3.1	0.0032	3.7	0.71	1	67.0	2.0	68.0	2.0	113	74	67.0 ± 2.0
Tinajas-1-8	B, >N, >D	543	214	0.35	0.0578	6.6	0.0840	7.3	0.0106	3.2	0.0033	6.0	0.44	17	68.0	2.0	82.0	6.0	524	148	68.0 ± 2.0
Tinajas-1-11	B	779	346	0.40	0.0501	6.6	0.0742	7.3	0.0107	3.0	0.0034	4.8	0.41	5	69.0	2.0	73.0	6.0	198	156	69.0 ± 2.0
Tinajas-1-20	B, >U	2259	276	0.11	0.0488	3.5	0.0728	5.0	0.0108	2.8	0.0034	2.9	0.55	2	69.3	2.0	71.0	4.0	139	84	69.3 ± 2.0
Tinajas-1-36(II)	N, >D	232	58	0.25	0.0643	14.0	0.0860	12.8	0.0108	6.6	0.0055	27.3	0.52	17	69.5	4.6	83.3	10.0	690	190	69.5 ± 4.6
Tinajas-1-28(II)	N, >U	5570	1310	0.24	0.0492	4.3	0.0729	3.8	0.0109	1.7	0.0039	4.7	0.46	2	69.7	1.2	71.4	2.7	179	54	69.7 ± 1.2
Tinajas-1-27(II)	N	403	200	0.50	0.0489	10.8	0.0730	9.7	0.0109	4.0	0.0039	8.7	0.41	2	69.8	2.8	71.4	6.7	440	130	69.8 ± 2.8
Tinajas-1-15	B, >U	4988	625	0.11	0.0479	2.8	0.0721	4.1	0.0109	2.9	0.0033	3.7	0.72	1	70.0	2.0	71.0	2.0	93	68	70.0 ± 2.0
Tinajas-1-13	B, >N, >D	534	98	0.16	0.0540	12.0	0.0823	13.3	0.0110	3.1	0.0035	4.6	0.23	11	71.0	2.0	80.0	10.0	372	274	71.0 ± 2.0
Tinajas-1-32(II)	N	71	33	0.46	0.0480	22.9	0.0720	22.2	0.0111	5.0	0.0044	14.6	0.22	-3	71.1	3.5	69.0	15.0	800	180	71.1 ± 3.5
Tinajas-1-9	B, >N	345	190	0.49	0.0502	7.6	0.0808	8.3	0.0117	3.2	0.0040	5.1	0.39	5	75.0	2.0	79.0	6.0	203	178	75.0 ± 2.0
Tinajas-1-5	B, >N, >U	5104	932	0.16	0.0485	2.8	0.0797	4.1	0.0119	3.0	0.0034	3.5	0.74	3	76.0	2.0	78.0	4.0	121	68	76.0 ± 2.0
Tinajas-1-23	B, >D	946	79	0.07	0.0547	9.5	0.1305	14.0	0.0173	7.0	0.0054	7.8	0.50	11	8	125	16	398	218	111 ± 8	
Tinajas-1-19	B, >N, >D	670	110	0.15	0.0664	4.9	0.2515	9.8	0.0239	8.4	0.0063	8.0	0.87	33	153	12	228	20	818	104	153 ± 12
Tinajas-1-2	B, >D	985	163	0.15	0.0695	3.3	0.3767	17.1	0.0324	16.8	0.0114	20.0	0.98	37	206	34	325	48	912	68	206 ± 34
Tinajas-1-22	B, >N, >U, D	2168	243	0.10	0.0829	3.3	0.4633	5.7	0.0406	3.9	0.0121	4.0	0.69	34	256	10	387	18	1266	66	256 ± 10
Tinajas-1-24	B, >N, >U, D	2899	180	0.06	0.0820	2.6	0.4755	5.1	0.0421	3.8	0.0126	4.3	0.75	33	266	10	395	16	1245	52	266 ± 10
Tinajas-1-37(II)	N	284	77	0.27	0.0934	4.1	2.6220	4.2	0.2020	2.3	0.0487	9.7	0.54	9	1185	25	1307	30	1513	51	1185 ± 25
Tinajas-1-18	N	487	40	0.07	0.0933	2.3	3.1484	4.1	0.2448	3.1	0.0720	3.1	0.75	2	1412	40	1445	32	1493	44	1493 ± 44
Tinajas-1-25(II)	N	480	41	0.09	0.0938	5.7	3.2400	7.1	0.2589	3.7	0.1020	24.5	0.52	0	1483	49	1482	38	1508	72	1508 ± 72
Tinajas-1-39(II)	N	582	217	0.37	0.0967	3.9	3.4750	3.5	0.2583	1.6	0.0815	3.6	0.46	3	1481	21	1520	27	1559	44	1559 ± 44
Tinajas-1-31(II)	N, >U	1680	342	0.20	0.1007	3.8	3.9460	3.3	0.2865	2.1	0.0880	5.0	0.65	0	1624	30	1623	27	1630	61	1630 ± 61
Tinajas-1-34(II)	N	1410	860	0.61	0.1015	3.7	3.8720	3.1	0.2783	1.5	0.0795	3.6	0.48	1	1583	21	1606	24	1647	48	1647 ± 48
Tinajas-1-38(II)	N	505	221	0.44	0.1020	3.8	4.1020	3.2	0.2924	1.4	0.0831	3.7	0.45	0	1653	21	1654	26	1662	35	1662 ± 35
Tinajas-1-29(II)	N	180	24	0.13	0.1032	4.4	3.9890	3.8	0.2881	2.4	0.0800	13.8	0.65	0	1632	35	1631	31	1663	56	1663 ± 56
Tinajas-1-35(II)	N	106	96	0.91	0.1014	5.3	4.1100	4.9	0.2948	1.7	0.0861	5.1	0.36	0	1665	25	1664	44	1665	64	1665 ± 64
Tinajas-1-3	B, >N	1120	380	0.30	0.1041	2.3	4.2561	3.8	0.2962	3.0	0.0866	3.0	0.79	1	1672	44	1685	32	1699	44	1699 ± 44
Tinajas-1-30(II)	N	401	129	0.32	0.1041	4.1	4.3080	3.5	0.3003	2.4	0.0909	4.4	0.70	0	1693	36	1694	28	1701	35	1701 ± 35
Tinajas-1-33(II)	B, >N	149	35	0.23	0.1081	5.6	4.4000	4.5	0.3030	4.3	0.0882	6.9	0.94	0	1704	63	1711	38	1753	47	1753 ± 47
n = 36																					
<b>Edad <math>^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}</math> media ponderada =</b> <span style="float: right;">(2 sigma, MSWD = 1.7; n = 10)</span>																					
66.9 ± 0.9																					
<b>Muestra SR-3</b> Sienogranito leucocrático de dos micas (Sierra El Rosario, Sierras Septentriales, NW Sonora) Probeta El Rosario-1 (Febrero 2013 y Junio 2017)																					
SR-3-2	B, >U	8659	3261	0.30	0.0497	3.4	0.0684	3.7	0.0100	0.8	0.0032	1.0	0.21	4	64.0	0.5	67.0	2.0	180	80	64.0 ± 0.5
SR-3-13	B, >U	4769	403	0.07	0.0492	2.0	0.0688	2.2	0.0102	0.9	0.0040	2.8	0.41	4	65.4	0.6	68.0	1.0	155	47	65.4 ± 0.6

Continúa en la siguiente página

Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimídicos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)				Mejor edad (Ma) ± 2s											
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$												
SR-3-20	B	2234	863	0.31	0.0494	2.4	0.0694	2.6	0.0102	0.9	0.0033	2.7	0.35	4	65.5	0.6	68.0	2.0	166	57	65.5 ± 0.6
SR-3-6	B, >U	14539	8938	0.49	0.0468	2.2	0.0666	2.4	0.0103	0.9	0.0031	2.6	0.37	-2	66.1	0.6	65.0	1.0	38.0	48	66.1 ± 0.6
SR-3-22	B	1277	497	0.31	0.0475	2.5	0.0681	2.7	0.0104	1.0	0.0032	2.8	0.36	1	66.5	0.6	67.0	2.0	76.0	58	66.5 ± 0.6
SR-3-9	B	2860	1925	0.54	0.0488	2.1	0.0698	2.3	0.0104	1.0	0.0031	2.6	0.42	3	66.6	0.6	69.0	2.0	136	49	66.6 ± 0.6
SR-3-11	B, >U	38933	16858	0.35	0.0478	2.3	0.0687	2.5	0.0104	1.0	0.0032	2.8	0.39	0	66.8	0.6	67.0	2.0	88.0	54	66.8 ± 0.6
SR-3-23	B	1292	264	0.16	0.0505	2.5	0.0721	2.7	0.0104	1.1	0.0033	3.4	0.39	6	66.8	0.7	71.0	2.0	219	58	66.8 ± 0.7
SR-3-14	B	1490	362	0.20	0.0496	2.9	0.0713	3.1	0.0105	1.0	0.0033	3.4	0.31	4	67.0	0.6	70.0	2.0	177	68	67.0 ± 0.6
SR-3-21	B, >U	23128	10507	0.37	0.0471	2.7	0.0684	2.9	0.0105	0.9	0.0031	2.7	0.33	-1	67.6	0.6	67.0	2.0	55.0	59	67.6 ± 0.6
SR-3-8	B	2438	981	0.32	0.0459	2.4	0.0670	2.6	0.0106	0.9	0.0033	2.9	0.37	-3	68.0	0.6	66.0	2.0	-6.0	47	68.0 ± 0.6
SR-3-1	B, >U	13957	3925	0.23	0.0465	2.3	0.0683	2.5	0.0106	0.8	0.0033	2.8	0.34	-1	68.0	0.6	67.0	2.0	24.0	47	68.0 ± 0.6
SR-3-12	B	2103	545	0.21	0.0488	2.1	0.0715	2.3	0.0107	0.8	0.0036	2.8	0.37	2	68.5	0.6	70.0	2.0	140	50	68.5 ± 0.6
SR-3-3	B	1342	581	0.35	0.0470	2.5	0.0694	2.7	0.0107	0.9	0.0032	2.8	0.35	-1	68.6	0.6	68.0	2.0	50.0	55	68.6 ± 0.6
SR-3-27(II)	N	755	351	0.47	0.0502	10.2	0.0740	9.7	0.0109	2.8	0.0036	6.9	0.28	4	69.6	1.9	72.4	6.8	400	110	69.6 ± 1.9
SR-3-17	N, >D	322	287	0.72	0.0570	5.8	0.0842	6.0	0.0109	1.4	0.0034	3.6	0.23	15	69.6	1.0	82.0	5.0	492	129	69.6 ± 1.0
SR-3-28(II)	N	640	152	0.24	0.0528	8.9	0.0788	9.0	0.0109	4.1	0.0040	12.1	0.46	9	70.1	2.8	76.8	6.7	459	70	70.1 ± 2.8
SR-3-7	N	462	163	0.28	0.0515	4.7	0.0787	5.1	0.0111	1.2	0.0035	1.1	0.23	8	71.0	0.8	77.0	4.0	264	109	71.0 ± 0.8
SR-3-10	N	1026	214	0.17	0.0485	3.1	0.0740	3.3	0.0112	1.0	0.0036	3.4	0.30	1	71.5	0.7	72.0	2.0	122	72	71.5 ± 0.7
SR-3-36(II)	N	56	60	1.08	0.0440	31.8	0.0760	28.9	0.0112	7.7	0.0037	13.6	0.27	1	71.5	5.5	72.0	20.0	910	140	71.5 ± 5.5
SR-3-30(II)	N, >D	100	114	1.14	0.0920	13.0	0.1420	12.0	0.0113	5.0	0.0046	8.2	0.42	45	72.6	3.7	133	15	1450	160	72.6 ± 3.7
SR-3-25	N, >D	504	173	0.28	0.0542	4.5	0.0849	4.7	0.0114	1.2	0.0036	3.6	0.26	12	72.9	0.9	83	4	379	102	72.9 ± 0.9
SR-3-31(II)	N	74	53	0.71	0.0503	11.7	0.0797	11.5	0.0115	3.7	0.0039	8.8	0.32	5	73.6	2.6	77.3	8.6	560	120	73.6 ± 2.6
SR-3-29(II)	N	202	125	0.62	0.0486	16.3	0.0790	16.5	0.0122	4.6	0.0034	14.2	0.28	0	78.3	3.6	78.0	12.0	650	140	78.3 ± 3.6
SR-3-34(II)	N	400	476	1.19	0.0500	5.6	0.1536	5.9	0.0223	2.1	0.0073	5.3	0.36	2	142	3	146	8	289	59	142 ± 3
SR-3-33(II)	N	630	381	0.60	0.0515	6.4	0.1704	6.5	0.0247	4.0	0.0090	4.0	0.63	1	158	7	159	9	316	96	158 ± 7
SR-3-19	N	265	200	0.61	0.0544	3.8	0.1921	4.2	0.0255	1.8	0.0075	2.9	0.43	9	162	3	178	7	386	86	162 ± 3
SR-3-38(II)	N	310	148	0.48	0.0516	11.4	0.2090	11.5	0.0296	4.1	0.0122	7.5	0.35	2	188	7	192	20	349	64	188 ± 7
SR-3-40(II)	N	171	105	0.62	0.0529	8.3	0.2120	9.0	0.0307	5.5	0.0107	6.6	0.62	-1	195	11	194	15	496	84	195 ± 11
SR-3-5	N	358	207	0.47	0.0530	3.2	0.2255	3.5	0.0307	1.5	0.0110	2.8	0.42	5	195	3	206	7	329	73	195 ± 3
SR-3-32(II)	N	283	443	1.57	0.0504	8.9	0.2470	8.9	0.0355	3.7	0.0112	5.3	0.41	0	225	8	224	18	262	69	225 ± 8
SR-3-26(II)	N	263	236	0.90	0.0498	9.2	0.2480	10.5	0.0356	3.1	0.0121	5.6	0.30	-1	225	7	224	21	319	87	225 ± 7
SR-3-4	B, >N	196	228	0.94	0.0532	3.5	0.2817	3.7	0.0386	1.3	0.0115	3.0	0.35	3	244	3	252	8	335	80	244 ± 3
SR-3-37(II)	N	473	63	0.13	0.0506	3.8	0.2690	4.5	0.0386	1.6	0.0120	7.1	0.37	-1	244	4	243	10	255	47	244 ± 4
SR-3-39(II)	N	54	5	0.09	0.0888	4.7	2.9800	7.7	0.2422	3.0	0.0500	42.0	0.39	0	1398	38	1398	60	1395	58	1398 ± 38
SR-3-35(II)	N	361	152	0.42	0.1072	1.9	4.5190	3.3	0.3089	2.1	0.0888	4.7	0.63	0	1735	32	1734	28	1745	18	1745 ± 18

n = 36

Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada =

66.8 ± 0.4  
(2 sigma, MSWD = 2.4; n = 7)

Muestra **Tinaias** Monzogranito de dos micas

(Tinaias, Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)

Probeta ICGEO-86

(Octubre 2016 y Junio 2017)

Tinaias-14	B	623	85	0.14	0.0491	7.7	0.0645	6.7	0.0095	2.7	0.0035	14.4	0.41	4	61.0	1.6	63.4	4.1	279	68	61.0 ± 1.6
Tinaias-18	B, >U	2041	217	0.11	0.0484	5.0	0.0640	4.4	0.0097	1.5	0.0032	6.3	0.35	1	62.1	1.0	63.0	2.7	152	47	62.1 ± 1.0
Tinaias-16	B, >D	722	31	0.04	0.0632	7.1	0.0828	6.3	0.0097	2.1	0.0116	13.8	0.33	23	62.3	1.3	80.6	4.9	704	97	62.3 ± 1.3
Tinaias-4	B, >U	1887	391	0.21	0.0485	5.6	0.0649	4.8	0.0098	1.8	0.0032	5.7	0.39	2	62.7	1.1	63.9	2.9	232	59	62.7 ± 1.1
Tinaias-15	B	634	33	0.05	0.0498	7.2	0.0677	6.6	0.0099	1.9	0.0037	16.5	0.29	4	63.6	1.2	66.4	4.3	322	67	63.6 ± 1.2
Tinaias-7	B	640	29	0.04	0.0487	7.6	0.0673	6.8	0.0100	2.1	0.0051	15.1	0.31	3	63.9	1.3	66.0	4.4	318	87	63.9 ± 1.3
Tinaias-8	B	947	112	0.12	0.0480	6.3	0.0671	6.1	0.0100	2.2	0.0034	13.4	0.36	3	64.2	1.4	66.4	3.8	306	95	64.2 ± 1.4
Tinaias-6	B	538	28	0.05	0.0470	8.1	0.0655	7.8	0.0100	2.5	0.0037	15.6	0.32	0	64.4	1.6	64.3	4.8	339	86	64.4 ± 1.6
Tinaias-21	B	571	31	0.05	0.0506	8.1	0.0691	7.7	0.0100	2.8	0.0040	15.3	0.36	6	64.4	1.8	68.4	5.2	335	83	64.4 ± 1.8
Tinaias-3	B	779	48	0.06	0.0502	9.2	0.0695	8.6	0.0101	2.5	0.0050	16.1	0.29	4	64.9	1.6	67.9	5.8	375	75	64.9 ± 1.6
Tinaias-20	B, >U	1468	118	0.08	0.0488	4.9	0.0682	4.5	0.0102	1.8	0.0038	8.8	0.39	2	65.5	1.2	67.0	3.0	231	53	65.5 ± 1.2
Tinaias-9	B, >U	3860	681	0.18	0.0488	4.5	0.0677	4.1	0.0102	1.6	0.0031	5.4	0.38	2	65.5	1.0	66.5	2.6	175	66	65.5 ± 1.0
Tinaias-19	B	347	74	0.21	0.0505	9.5	0.0724	8.8	0.0103	3.2	0.0036	10.0	0.36	7	65.7	2.1	70.8	6.1	409	85	65.7 ± 2.1
Tinaias-30(II)	N	279	260	0.93	0.0500	15.0	0.0690	17.4	0.0103	4.8	0.0033	9.2	0.28	3	66.1	3.2	68.0	11.0	470	120	66.1 ± 3.2
Tinaias-2	N	523	27	0.05	0.0506	6.9	0.0712	7.2	0.0103	2.7	0.0034	17.5	0.38	5	66.3	1.8	69.7	4.8	305	75	66.3 ± 1.8
Tinaias-25	B	241	120	0.50	0.0523	11.3	0.0718	9.3	0.0104	4.3	0.0040	11.4	0.47	5	66.4	2.9	70.2	6.3	640	130	66.4 ± 2.9
Tinaias-1	B, >U	1283	148	0.12	0.0475	5.9	0.0684	5.3	0.0105	1.6	0.0039	7.8	0.31	0	67.1	1.1	67.2	3.4	220	71	67.1 ± 1.1
Tinaias-10	B, >U	1000	80	0.08	0.0505	6.9	0.0708	6.1	0.0106	2.1	0.0040	10.9	0.34	2	67.8	1.4	69.4	4.1	306	61	67.8 ± 1.4

Continúa en la siguiente página



**Tabla B.1 (cont.)** Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimíticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS				EDADES CORREGIDAS (Ma)															
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ err. %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 2s	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± 2s	Mejor edad (Ma) ± 2s												
Tinajas-32(II)	N	54	38	0.70	0.0710	18.3	0.0960	17.7	0.0107	5.6	0.0033	18.2	0.32	25	68.3	3.8	91.0	15.0	11.60	160	68.3 ± 3.8
Tinajas-24	B	822	54	0.07	0.0457	6.1	0.0677	5.5	0.0108	2.0	0.0038	14.6	0.37	-4	69.2	1.4	66.4	3.6	19.5	59	69.2 ± 1.4
Tinajas-12	B	544	26	0.05	0.0493	7.3	0.0748	6.7	0.0109	2.6	0.0048	15.1	0.39	5	69.6	1.8	73.1	4.7	37.8	63	69.6 ± 1.8
Tinajas-33(II)	N	93	47	0.51	0.1230	18.7	0.1930	22.3	0.0109	5.6	0.0083	19.3	0.25	57	69.7	3.9	16.3	30	197.0	200	69.7 ± 3.9
Tinajas-13	B	688	30	0.04	0.0505	6.1	0.0731	5.3	0.0109	2.8	0.0050	13.7	0.52	3	69.8	1.9	71.6	3.7	32.4	55	69.8 ± 1.9
Tinajas-35(II)	N	144	71	0.49	0.0499	16.6	0.0770	16.9	0.0112	3.5	0.0036	17.0	0.21	5	71.6	2.5	75.0	12.0	58.0	130	71.6 ± 2.5
Tinajas-27(II)	N	110	66	0.60	0.0520	14.0	0.0759	12.6	0.0112	4.4	0.0038	9.4	0.35	6	71.6	3.1	76.5	8.5	70.7	96	71.6 ± 3.1
Tinajas-38(II)	N	180	103	0.57	0.0491	15.9	0.0750	16.0	0.0112	3.8	0.0037	10.1	0.24	2	71.8	2.7	73.0	12.0	68.0	150	71.8 ± 2.7
Tinajas-11	B	296	118	0.40	0.0457	9.8	0.0716	8.4	0.0116	3.9	0.0036	8.2	0.46	-4	74.5	2.9	71.8	5.2	35.2	91	74.5 ± 2.9
Tinajas-40(II)	N	721	235	0.33	0.0476	6.7	0.0810	6.4	0.0124	4.0	0.0043	7.7	0.63	0	79.2	3.2	78.9	4.9	32.6	98	79.2 ± 3.2
Tinajas-17	B+N, >U	2090	435	0.21	0.0609	5.4	0.1200	9.2	0.0139	4.7	0.0047	7.5	0.51	22	88.8	4.1	114	10	60.7	110	88.8 ± 4.1
Tinajas-37(II)	N	890	251	0.28	0.0511	4.5	0.1200	4.9	0.0175	1.9	0.0097	8.6	0.39	3	112	2	115	5	300	49	112 ± 2
Tinajas-29(II)	N, >U	2657	2132	0.80	0.0493	2.2	0.1702	3.4	0.0250	1.4	0.0075	4.7	0.40	0	159	2	160	5	16.7	25	159 ± 2
Tinajas-26(II)	B+N, >U, D	4390	825	0.19	0.0736	1.6	0.4350	4.1	0.0432	2.8	0.0184	5.0	0.67	26	273	8	367	13	102.6	24	273 ± 8
Tinajas-23	B+N, >U, D	1540	425	0.28	0.0908	4.4	0.6950	11.9	0.0554	10.8	0.0177	13.0	0.91	33	346	37	51.3	51	143.6	72	346 ± 37
Tinajas-22	N, >U	1763	130	0.07	0.0996	3.7	3.2690	3.4	0.2395	1.7	0.0733	5.0	0.50	6	1384	21	1473	26	161.5	52	161.5 ± 52
Tinajas-31(II)	N	206	57	0.28	0.1016	5.0	3.9500	5.8	0.2860	3.4	0.0782	11.5	0.58	0	1621	48	1620	48	1619	63	1619 ± 63
Tinajas-36(II)	N	121	128	1.06	0.1021	4.0	3.6600	4.4	0.2584	2.5	0.0802	5.0	0.58	5	1481	34	1562	34	1650	38	1650 ± 38
Tinajas-28(II)	N, >U	2460	252	0.10	0.1021	1.5	3.5820	3.6	0.2577	2.4	0.0770	6.0	0.67	4	1478	32	1544	29	1665	16	1665 ± 16
Tinajas-5	B, >U	2140	427	0.20	0.1026	3.7	3.5430	4.0	0.2534	2.6	0.0776	4.6	0.67	5	1455	34	1533	31	1673	41	1673 ± 41
Tinajas-34(II)	N	227	49	0.22	0.1035	2.3	3.6800	4.3	0.2571	2.3	0.0690	5.7	0.52	6	1474	30	1564	34	1690	23	1690 ± 23
Tinajas-39(II)	N	1010	293	0.29	0.1033	1.9	4.1680	3.1	0.2949	1.4	0.0905	4.9	0.43	0	1666	20	1667	26	1697	9	1697 ± 9
<b>Edad <math>^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}</math> media ponderada =</b>																					
(2 sigma, MSWD = 1.4; n = 12)																					
<b>64.8 ± 0.6</b>																					
n = 40																					
<b>Muestra Tinajas-2</b>																					
<b>Pegmatita granítica feldespática de microclino</b> (Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)																					
Tinajas-2-19	B, >U, D	8000	26300	3.29	0.0802	6.9	0.0864	6.1	0.0079	4.6	0.0005	10.3	0.74	40	50.6	2.3	84.0	4.9	11.68	96	50.6 ± 2.3
Tinajas-2-15	B, >D	4730	826	0.17	0.1019	5.2	0.1248	6.1	0.0090	3.0	0.0085	9.4	0.49	51	57.8	1.7	119.1	6.8	165.1	85	57.8 ± 1.7
Tinajas-2-1	B, >U, D	7560	4630	0.61	0.0678	8.6	0.0827	7.1	0.0096	2.5	0.0015	11.2	0.35	25	61.3	1.5	81.3	5.7	79.0	160	61.3 ± 1.5
Tinajas-2-13	B, >U	9600	11100	1.16	0.0529	4.5	0.0683	3.8	0.0096	2.6	0.0022	12.1	0.68	8	61.6	1.6	67.1	2.5	32.8	88	61.6 ± 1.6
Tinajas-2-16	N, >U, D	7680	405	0.05	0.0499	4.2	0.0658	3.5	0.0096	2.6	0.0035	6.6	0.42	4	61.9	0.9	64.7	2.2	17.2	50	61.9 ± 0.9
Tinajas-2-25	B+N, >U, D	7930	3900	0.49	0.0586	4.6	0.0753	3.7	0.0098	2.3	0.0013	21.7	0.61	15	62.6	1.4	73.7	2.6	52.7	87	62.6 ± 1.4
Tinajas-2-18	N, >U, D	7920	1130	0.14	0.0558	4.5	0.0746	4.4	0.0098	1.6	0.0032	12.9	0.37	14	62.9	1.0	73.0	3.1	46.7	88	62.9 ± 1.0
Tinajas-2-4	N, >D	4610	6300	1.37	0.0539	4.6	0.0713	5.2	0.0098	3.5	0.0008	17.9	0.67	10	63.0	2.2	69.9	3.5	37.7	62	63.0 ± 2.2
Tinajas-2-24	B, >U, D	6770	16900	2.50	0.0569	4.7	0.0768	7.3	0.0099	4.7	0.0010	18.6	0.65	15	63.6	3.0	74.9	5.3	50.2	87	63.6 ± 3.0
Tinajas-2-17	B	2910	92	0.03	0.0501	4.8	0.0682	4.5	0.0100	1.7	0.0044	14.0	0.38	4	64.0	1.1	66.9	3.0	28.9	75	64.0 ± 1.1
Tinajas-2-14	B	5570	413	0.07	0.0496	4.2	0.0672	3.6	0.0100	1.6	0.0022	8.3	0.45	3	64.2	1.0	66.0	2.3	17.9	50	64.2 ± 1.0
Tinajas-2-3	B	5410	590	0.11	0.0484	4.3	0.0657	3.8	0.0100	1.6	0.0018	9.5	0.42	1	64.2	1.0	64.6	2.4	15.1	45	64.2 ± 1.0
Tinajas-2-23	B	4100	200	0.05	0.0489	4.9	0.0672	4.6	0.0100	1.7	0.0034	7.7	0.37	3	64.4	1.1	66.0	2.9	20.1	45	64.4 ± 1.1
Tinajas-2-7	B	3468	135	0.04	0.0474	4.4	0.0665	3.9	0.0102	1.8	0.0034	8.8	0.45	0	65.4	1.1	65.3	2.5	12.5	54	65.4 ± 1.1
Tinajas-2-8	B, >U, D	6360	820	0.13	0.0592	4.4	0.0832	4.7	0.0104	1.7	0.0041	14.7	0.37	18	66.4	1.2	81.1	3.6	36.8	85	66.4 ± 1.2
Tinajas-2-2	N, >U, D	7280	5720	0.79	0.0592	4.4	0.0842	3.7	0.0104	1.6	0.0010	6.8	0.45	19	66.5	1.1	82.0	2.9	59.1	68	66.5 ± 1.1
Tinajas-2-22	B, >U, D	6910	5990	0.87	0.0769	5.6	0.1097	5.7	0.0104	2.0	0.0013	8.4	0.36	37	66.5	1.3	105.5	5.6	110.8	110	66.5 ± 1.3
Tinajas-2-20	B, >D	5670	895	0.16	0.0549	4.2	0.0780	3.7	0.0104	1.8	0.0023	12.1	0.49	13	66.6	1.2	76.2	2.8	39.7	65	66.6 ± 1.2
Tinajas-2-6	B, >U, D	5480	609	0.11	0.0521	4.4	0.0749	4.4	0.0106	2.0	0.0030	10.9	0.45	8	67.7	1.4	73.3	3.1	30.8	63	67.7 ± 1.4
Tinajas-2-11	B, >U, D	15700	3780	0.24	0.1202	7.2	0.1830	7.7	0.0109	2.5	0.0087	10.0	0.32	59	69.8	1.7	171	13	20.0	120	69.8 ± 1.7
Tinajas-2-5	B, >D	4700	372	0.08	0.0586	5.8	0.0939	7.7	0.0114	3.3	0.0061	10.8	0.44	20	72.9	2.4	90.7	6.6	50.2	98	72.9 ± 2.4
Tinajas-2-21	B+N, >U, D	7050	2760	0.39	0.0784	5.7	0.1252	6.5	0.0115	2.2	0.0031	7.0	0.34	38	73.6	1.6	119	7	11.50	120	73.6 ± 1.6
Tinajas-2-9	B, >D	5180	272	0.05	0.0600	5.8	0.1060	10.4	0.0126	5.7	0.0136	20.6	0.55	20	80.5	4.6	101	10	57.1	110	80.5 ± 4.6
Tinajas-2-12	B, >D	4640	500	0.11	0.1200	12.5	0.3200	20.3	0.0181	9.4	0.0358	17.3	0.46	56	115	11	263	45	17.70	220	115 ± 11
<b>Edad <math>^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}</math> media ponderada =</b>																					
(2 sigma, MSWD = 2.2; n = 6)																					
<b>64.6 ± 0.8</b>																					
n = 25																					
<b>Muestra Tinajas-4</b>																					
<b>Monzogranito de dos micas</b> (Tinajas Altas Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)																					
Tinajas-4-16	B, >U	4590	1550	0.34	0.0539	5.4	0.0632	4.4	0.0087	3.7	0.0031	5.5	0.83	10	55.8	2.0	62.2	2.6	4.36	73	55.8 ± 2.0

Continúa en la siguiente página

Tabla B.1 (cont.) Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides harrimíticos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Muestra	Análisis/Zircon		Comentario		U <sup>238</sup> (ppm)		Th/U		RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS		EDADES CORREGIDAS (Ma)		Mejor edad (Ma) ± 2s
	U <sup>238</sup>	Th/U	U <sup>238</sup>	Th/U	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	err. %	
Tinajas-4-13	653	0.10	0.0597	7.5	0.0766	7.0	0.0095	2.7	0.0059	10.1	0.39	19	60.7 ± 1.7
Tinajas-4-6	975	0.11	0.0480	6.5	0.0633	6.6	0.0096	2.3	0.0033	9.1	0.35	1	61.5 ± 1.4
Tinajas-4-11	2566	0.11	0.0482	5.6	0.0641	4.8	0.0096	1.9	0.0033	6.8	0.39	2	61.6 ± 1.2
Tinajas-4-23	2777	0.11	0.0479	4.6	0.0647	4.2	0.0098	1.8	0.0034	6.3	0.44	1	62.8 ± 1.2
Tinajas-4-3	1074	0.12	0.0520	6.0	0.0699	5.4	0.0098	2.2	0.0038	9.3	0.41	8	62.9 ± 1.4
Tinajas-4-15	3040	0.09	0.0495	4.8	0.0675	4.6	0.0099	1.8	0.0034	8.0	0.40	4	63.3 ± 1.2
Tinajas-4-8	660	0.16	0.0482	7.7	0.0663	6.9	0.0099	2.8	0.0034	12.1	0.41	2	63.7 ± 1.8
Tinajas-4-36(II)	3230	0.14	0.0503	3.8	0.0700	4.6	0.0100	2.8	0.0026	8.5	0.62	7	63.8 ± 1.8
Tinajas-4-19	900	0.31	0.0539	6.5	0.0724	6.2	0.0101	2.3	0.0036	6.6	0.37	9	64.5 ± 1.5
Tinajas-4-10	1740	0.19	0.0467	5.4	0.0653	4.6	0.0101	1.9	0.0037	7.1	0.41	-1	64.8 ± 1.2
Tinajas-4-22	1118	0.11	0.0467	6.0	0.0642	5.5	0.0101	1.7	0.0037	9.3	0.31	-3	64.9 ± 1.1
Tinajas-4-14	2260	0.29	0.0468	4.5	0.0653	3.8	0.0102	1.9	0.0031	5.5	0.49	-1	65.2 ± 1.2
Tinajas-4-20	1675	0.19	0.0508	5.7	0.0710	5.4	0.0102	1.7	0.0037	6.3	0.31	6	65.6 ± 1.1
Tinajas-4-4	870	0.13	0.0475	6.4	0.0693	5.9	0.0102	2.2	0.0037	8.2	0.39	4	65.6 ± 1.4
Tinajas-4-7	4020	0.28	0.0475	4.4	0.0690	3.9	0.0106	1.5	0.0031	4.8	0.39	0	67.7 ± 1.0
Tinajas-4-18	940	0.07	0.0555	6.3	0.0791	5.6	0.0106	1.9	0.0067	12.3	0.34	12	68.1 ± 1.3
Tinajas-4-28(II)	89	0.64	0.0605	14.4	0.0890	14.6	0.0108	4.4	0.0035	14.1	0.30	20	69.2 ± 3.0
Tinajas-4-9	386	0.12	0.0559	7.7	0.0824	7.4	0.0109	2.7	0.0051	12.1	0.36	13	69.7 ± 1.9
Tinajas-4-34(II)	70	0.89	0.0510	27.5	0.0760	28.9	0.0115	7.0	0.0040	10.4	0.24	1	73.5 ± 5.1
Tinajas-4-21	1458	0.10	0.0470	4.9	0.0738	4.6	0.0115	3.0	0.0049	7.1	0.64	-2	73.8 ± 2.1
Tinajas-4-33(II)	170	0.56	0.0457	14.0	0.0721	13.5	0.0115	3.4	0.0038	10.7	0.25	-4	74.2 ± 2.6
Tinajas-4-12	280	0.45	0.0479	13.2	0.0830	13.3	0.0122	3.1	0.0035	9.1	0.23	5	78.3 ± 2.4
Tinajas-4-17	744	0.40	0.0768	7.9	0.3460	16.2	0.0296	13.2	0.0043	9.9	0.81	34	187 ± 25
Tinajas-4-25	208	0.37	0.0991	4.3	1.4600	8.9	0.1060	8.7	0.0495	6.7	0.97	28	646 ± 53
Tinajas-4-1	217	0.68	0.0836	5.9	1.5500	20.0	0.1230	19.5	0.0375	20.3	0.98	9	720 ± 140
Tinajas-4-5	520	0.46	0.0764	6.9	1.6600	19.3	0.1410	18.4	0.0395	18.5	0.96	1	820 ± 150
Tinajas-4-24	227	0.16	0.0937	4.5	2.0400	12.7	0.1530	11.8	0.0332	16.3	0.92	13	900 ± 100
Tinajas-4-30(II)	294	0.18	0.0974	2.5	2.0600	4.5	0.1520	3.0	0.0424	10.6	0.66	19	911 ± 25
Tinajas-4-2	705	0.61	0.0879	4.1	2.1500	12.6	0.1760	11.4	0.0612	7.7	0.90	8	1030 ± 110
Tinajas-4-31(II)	2020	0.46	0.0891	1.6	2.8260	3.2	0.2289	1.5	0.0655	4.7	0.47	2	1328 ± 18
Tinajas-4-27(II)	220	0.96	0.0901	2.8	3.1640	3.8	0.2521	1.7	0.0712	5.1	0.45	0	1449 ± 22
Tinajas-4-35(II)	460	0.26	0.0914	2.3	3.1310	4.2	0.2510	3.0	0.0745	6.4	0.73	0	1443 ± 20
Tinajas-4-37(II)	1284	0.28	0.0987	1.4	3.6040	3.1	0.2630	3.3	0.0762	4.5	0.41	3	1505 ± 17
Tinajas-4-29(II)	497	0.70	0.0986	2.3	3.9400	4.3	0.2855	3.5	0.0789	4.8	0.81	0	1617 ± 51
Tinajas-4-38(II)	435	0.84	0.1010	1.9	3.9200	3.8	0.2843	2.5	0.0855	5.0	0.65	0	1612 ± 35
Tinajas-4-26(II)	421	0.71	0.1015	2.0	4.1270	3.6	0.2937	2.1	0.0835	4.7	0.59	0	1660 ± 24
Tinajas-4-32(II)	267	1.03	0.1040	2.4	4.3500	3.9	0.3035	1.9	0.0882	5.3	0.50	0	1709 ± 19
Tinajas-4-39(II)	383	0.55	0.1038	1.8	4.2930	3.5	0.2997	1.7	0.0872	4.7	0.48	0	1689 ± 24

n = 39

Edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U media ponderada =

64.4 ± 0.7 (2 sigma, MSWD = 2.7; n = 11)

Muestra Pinta Stenogranito leucocrático de dos micas

(Sierra Pinta, Cabeza Prieta Wilderness, SW Arizona) Probeta JCGEO-41 (Febrero 2013 y Junio 2017)

Pinta-21	290	0.10	0.0480	4.5	0.0632	5.2	0.0096	2.5	0.0031	16.8	0.49	1	61.3 ± 1.6
Pinta-4	2563	0.02	0.0474	3.7	0.0636	4.4	0.0097	2.5	0.0045	16.6	0.56	1	62.4 ± 1.6
Pinta-19	1752	0.04	0.0505	6.1	0.0679	6.6	0.0098	2.7	0.0036	18.3	0.40	7	62.5 ± 1.6
Pinta-6	3352	0.01	0.0488	5.4	0.0660	6.7	0.0098	3.9	0.0099	17.5	0.58	3	63.0 ± 2.0
Pinta-15	2608	0.02	0.0478	4.4	0.0650	5.0	0.0099	2.4	0.0031	16.6	0.48	1	63.3 ± 1.6
Pinta-8	2068	0.10	0.0480	6.0	0.0656	6.9	0.0099	2.8	0.0031	6.4	0.41	2	63.6 ± 1.8
Pinta-9	1535	0.12	0.0481	7.5	0.0659	8.4	0.0099	2.8	0.0032	10.8	0.34	2	63.7 ± 1.8
Pinta-18	1770	0.12	0.0480	5.0	0.0657	5.6	0.0100	2.4	0.0033	16.8	0.43	2	63.8 ± 1.6
Pinta-2	5710	0.02	0.0482	4.1	0.0661	4.8	0.0100	2.6	0.0042	18.1	0.54	2	63.8 ± 1.6
Pinta-17	2138	0.12	0.0487	4.4	0.0667	5.0	0.0099	2.4	0.0034	16.5	0.48	3	63.8 ± 1.6
Pinta-14	2693	0.36	0.0482	4.2	0.0675	4.9	0.0102	2.4	0.0034	16.7	0.48	1	65.1 ± 1.6
Pinta-12	2140	0.23	0.0473	4.4	0.0665	5.0	0.0102	2.5	0.0033	16.9	0.51	-1	65.5 ± 1.6
Pinta-32(II)	1640	0.30	0.0485	5.8	0.0682	5.3	0.0102	1.8	0.0033	6.0	0.33	2	65.6 ± 1.2
Pinta-3	526	0.22	0.0547	8.5	0.0832	9.0	0.0112	3.0	0.0040	17.6	0.34	11	72.0 ± 2.0

Continúa en la siguiente página

**Tabla B.1 (cont.)** Datos analíticos U-Pb obtenidos por LA-ICPMS en zircones de granitoides haramídicos del NW de Sonora, México y SW de Arizona, USA.

Análisis/Zircón	Comentario	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS										EDADES CORREGIDAS (Ma)									
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Mejor edad (Ma) $\pm 2\sigma$					
Pinta-1	B+N, >U, D	5075	312	0.06	0.0575	13.3	0.0886	13.6	0.0112	2.9	0.0065	81.5	0.21	16	72.0	2.0	86.0	12.0	510	290	72.0 $\pm$ 2.0
Pinta-24(II)	N	340	45	0.13	0.0480	18.3	0.0770	26.0	0.0114	9.6	0.0022	100.0	0.37	1	73.2	7.0	74.0	18.0	640	450	73.2 $\pm$ 7.0
Pinta-20	B+N	1658	164	0.09	0.0487	7.1	0.0824	16.7	0.0125	15.1	0.0083	63.9	0.90	0	80.0	12	80.0	12.0	133	152	80.0 $\pm$ 12
Pinta-25(II)	N, >D	470	61	0.13	0.0683	10.1	0.1710	19.3	0.0180	14.4	0.0082	35.4	0.75	28	115	17	159	28	890	160	115 $\pm$ 17
Pinta-36(II)	N, >D	712	66	0.09	0.0911	4.1	1.4740	4.2	0.1170	2.8	0.0280	11.8	0.67	22	713	19	917	26	1459	60	713 $\pm$ 19
Pinta-26(II)	N	1560	135	0.09	0.0895	3.8	2.2860	3.5	0.1854	1.6	0.0552	5.4	0.45	9	1097	16	1208	24	1423	52	1097 $\pm$ 16
Pinta-31(II)	N	800	117	0.15	0.0900	3.9	2.8820	3.4	0.2321	1.7	0.0702	4.1	0.49	2	1347	21	1379	27	1427	40	1347 $\pm$ 21
Pinta-37(II)	N	1970	52	0.03	0.0872	4.1	2.7700	5.8	0.2350	4.7	0.0694	13.5	0.81	0	1357	56	1354	40	1366	47	1357 $\pm$ 56
Pinta-13	B+N, >U	4247	1715	0.36	0.0876	3.5	2.9278	4.3	0.2424	2.4	0.0709	16.3	0.56	-1	1399	30	1389	32	1374	66	1374 $\pm$ 66
Pinta-16	B	599	244	0.37	0.0885	3.7	2.9288	4.4	0.2400	2.5	0.0695	16.3	0.56	0	1387	30	1389	34	1394	68	1394 $\pm$ 68
Pinta-10	B	421	176	0.38	0.0888	3.7	2.9739	4.4	0.2431	2.5	0.0716	16.3	0.56	0	1403	32	1401	34	1400	70	1400 $\pm$ 70
Pinta-33(II)	N	203	68	0.33	0.0981	4.6	3.5900	4.5	0.2715	2.3	0.0806	4.7	0.52	0	1548	32	1551	32	1568	40	1568 $\pm$ 40
Pinta-30(II)	N	536	155	0.29	0.0985	4.0	3.5510	3.7	0.2631	1.9	0.0771	4.4	0.51	2	1505	25	1539	30	1599	56	1599 $\pm$ 56
Pinta-22	B	136	119	0.79	0.0999	3.9	3.9473	4.7	0.2871	2.6	0.0822	16.3	0.55	0	1627	36	1623	38	1622	68	1622 $\pm$ 68
Pinta-35(II)	N, >U	2110	1300	0.62	0.1006	4.1	4.0100	4.5	0.2895	3.5	0.0711	11.5	0.77	0	1639	50	1635	36	1637	38	1637 $\pm$ 38
Pinta-5	N, >U	3167	401	0.11	0.1015	3.8	3.7898	4.7	0.2707	2.7	0.0803	16.2	0.58	3	1544	36	1591	38	1652	70	1652 $\pm$ 70
Pinta-29(II)	N	514	375	0.73	0.1019	3.8	4.1160	3.4	0.2927	1.6	0.0816	3.7	0.46	0	1655	23	1657	27	1659	39	1659 $\pm$ 39
Pinta-27(II)	N	145	149	1.03	0.1024	4.2	4.0500	3.7	0.2896	2.8	0.0803	3.6	0.75	0	1638	39	1643	29	1664	56	1664 $\pm$ 56
Pinta-28(II)	N	303	124	0.41	0.1024	3.9	3.9300	3.3	0.2794	1.6	0.0822	3.8	0.48	2	1588	22	1619	27	1664	39	1664 $\pm$ 39
Pinta-23(II)	N, >U	2440	640	0.26	0.1026	4.2	3.7210	4.0	0.2644	1.6	0.0804	6.3	0.39	4	1512	21	1576	32	1669	48	1669 $\pm$ 48
Pinta-7	N	270	92	0.31	0.1030	3.7	4.0574	4.4	0.2856	2.4	0.0838	16.3	0.55	2	1619	34	1646	36	1679	66	1679 $\pm$ 66
Pinta-34(II)	N	464	151	0.33	0.1032	3.8	3.6570	3.3	0.2573	1.7	0.0779	3.7	0.51	6	1476	22	1563	26	1689	32	1689 $\pm$ 32

n = 36

Edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada =

64.0  $\pm$  0.7 (2 sigma, MSWD = 2.1; n = 12)

Abreviaturas: N = Núcleo, B = Borde, B+N = Borde+Núcleo, >U= alto Uranio, >D = alta Discordancia.

<sup>#</sup>Las concentraciones de U y Th (ppm) fueron calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 610 para elementos traza.

<sup>†</sup>Relaciones isotópicas corregidas con relación al zircon estándar de edad conocida (91500 de  $\sim$ 1065 Ma; *Wiedenbeck et al., 1995*) por el fraccionamiento de masa y deriva instrumental. Las relaciones isotópicas, edades y errores son calculados como en *Paton et al. (2010)*.

<sup>‡</sup>Todos los errores en las relaciones isotópicas son en porcentaje y los de las edades en absoluto y, en ambos casos, están reportados a nivel del 2 sigma, incluida la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada.

Estas incertidumbres a 2 sigma han sido propagadas según la metodología de *Paton et al. (2010)*.

<sup>§</sup>Rho es el valor de correlación de errores definido como el cociente de los errores (en porcentaje) de las relaciones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . El valor Rho es necesario para graficar los datos U-Th-Pb en diagramas de concordia.

<sup>¶</sup>Porcentaje de discordancia obtenido usando la siguiente ecuación  $(100 * [\text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}] - [\text{edad } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]) / \text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

Valores positivos y negativos indican discordancias normales y discordancias inversas, respectivamente.

Las edades individuales de cada zircon marcadas en negrita fueron usadas para calcular las edades medias ponderadas y el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) usando el programa computacional Isoplot (*Ludwig, 2003*).

(II) Segunda sesión de ablación enfocada en determinar las edades de posibles núcleos heredados en los zircones de rocas graníticas laramídicas.

Las edades proterozoicas que se encuentran en negrita y cursiva corresponden a los análisis tomados en cuenta para el cálculo de una edad  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  media ponderada meso y/o paleoproterozoica.

## ***B.2 Descripción de zircones de rocas proterozoicas***

### **B.2.1 Tonalita de dos micas (Chop-3)**

La tonalita de dos micas Chop-3 fue recolectada al sureste de San Luis Río Colorado, en la carretera San Luis Río Colorado-Sonoyta, en el borde fronterizo con USA, al noroeste de Sonora (Figura 1). Para su fechamiento U-Pb se realizó una primera ablación en septiembre del 2013, enfocada a obtener la edad de cristalización de la roca (Ruiz-Segoviano *et al.*, 2013) y en junio del 2017 se realizó una segunda sesión enfocada a estudiar los núcleos heredados en los zircones. La morfología representativa de estos zircones tiende a ser prismática y alargada en su eje principal, con ambas puntas bien definidas en su mayoría y un tamaño promedio de 100  $\mu\text{m}$ . Algunos zircones presentan fracturas e inclusiones de pequeños apatitos y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.1) se aprecia que los zircones tienen una zonación oscilatoria típica de crecimientos concéntricos de carácter ígneo y que, en su mayoría, los núcleos son ligeramente más oscuros con una baja catodoluminiscencia y en otros casos, el centro de los zircones es más catodoluminiscente. Estas diferencias en la catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones en U presente en los zircones. En la Figura B.2.1C se aprecia que el punto de ablación en el zircón 18 corresponde a una zona poco catodoluminiscente, teniendo una concentración en U de 723 ppm (Tabla B.1). En caso contrario, el zircón 29 tiene una ablación en una zona de alta catodoluminiscencia, correspondiendo a un valor relativamente bajo en U (242 ppm).

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.1A), donde se observan algunos zircones discordantes ( $>5\%$  disc.) y otros inversamente discordantes (de  $-2\%$  a  $-15\%$  disc.) graficados con elipses y cuadros de color gris. Algunos de estos datos corresponden a zircones con cierto grado de herencia (e.g., zircón 18 con una edad de  $107 \pm 2$  Ma) cuyas ablaciones fueron hechas en sus núcleos. Por otra parte, se aprecian análisis con edades más jóvenes y discordantes (e.g., zircones 35 y 7), los cuales sugieren una tendencia de pérdida de Pb. De los 30 zircones analizados, 12 fueron considerados como los más concordantes (elipses y cuadros de color negro) y empleados para calcular la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $95.9 \pm 1.3$  (2s, MSWD = 2.3,  $n = 12$ ), que se interpreta como la edad de cristalización de la tonalita de dos micas. Los análisis representados con elipses y cuadros de color gris, no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada, ya que los análisis con edades más jóvenes están representando una tendencia de pérdida de Pb. Otros análisis presentan un porcentaje

de discordancia muy elevado y los análisis con edades un poco más antiguas (de 102 Ma a 107 Ma) que corresponden a análisis de los núcleos de los zircones, representando así un cierto grado de herencia en esta muestra de tonalita.

## B.2.2 Gneis tonalítico de dos micas (Cucapah-1)

Esta muestra de gneis tonalítico de dos micas Cucapah-1 fue recolectada al sur de Mexicali, en la Sierra de Los Cucapahs, Baja California, al noroeste de México (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del gneis se realizaron 39 ablaciones ocupando tanto bordes como núcleos de los zircones. Las primeras ablaciones se realizaron en octubre del 2016, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca y la segunda sesión se realizó en junio del 2017 y se enfocó en posibles núcleos heredados. La morfología de estos zircones es alargada en su eje principal, con ambas puntas y caras bien desarrolladas, prismáticos y con un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$ . La mayoría de los zircones presentan fracturas e inclusiones de apatito.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.1) se distingue que gran parte de los zircones tienen una zonación oscilatoria típica de crecimientos ígneos. En algunos casos el núcleo de los zircones suele ser más catodoluminiscente (e.g., zircón 39 en Figura B.2.1F), correspondiendo a valores bajos de U (166 ppm) (Tabla B.1). También se tienen partes del zircón menos catodoluminiscentes (e.g., zircón 18) con una concentración alta en U de 2770 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.1D), en donde se aprecia una dispersión de análisis a lo largo de la línea de concordia, con edades que van desde 76 Ma hasta 105 Ma. Algunos de estos zircones fueron ablacionados en sus núcleos, dando como resultado edades con cierto grado de herencia (e.g., zircones 27 y 30 con edades de  $105 \pm 4$  Ma y  $99.7 \pm 3.1$  Ma, respectivamente. Otros zircones tienen una discordancia muy alta (e.g., zircones 28, 14 y 4 con discordancias de 31%, 21% y 20%, respectivamente) y otros dos zircones también discordantes (5–6% disc.), y con edades un poco más jóvenes, representan una tendencia de pérdida de Pb. Todos estos análisis descritos anteriormente están representados con elipses y cuadros de color gris. Una agrupación coherente de 26 análisis, graficados con elipses y cuadros de color negro, que representan una menor dispersión estadística de los datos, fueron considerados para obtener una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $86.8 \pm 0.7$  Ma (2s, MSWD = 2.8, n = 26), siendo ésta interpretada como la edad de cristalización del gneis tonalítico de dos micas Cucapah-1.

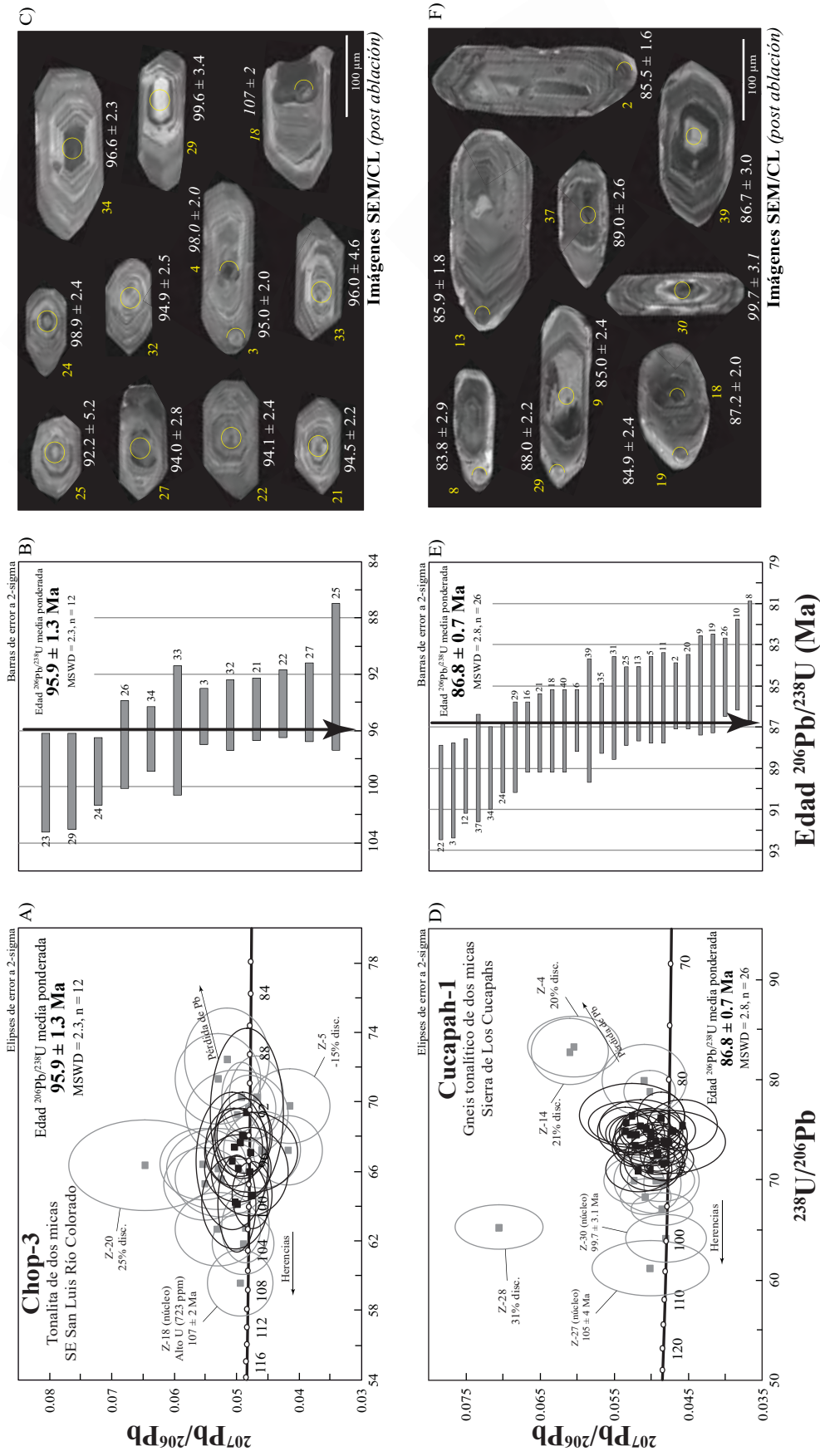


Figura B.2.1 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de granitoides laramíticos del SW de Arizona. (A) y (D) Diagramas de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras Chop-3 y Cucapah-1 y mostrando también la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada para cada una de las muestras. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (B) y (E) Diagramas de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada para cada una de las muestras. (C) y (F) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### B.2.3 Sienogranito de biotita (Choya)

La muestra de sienogranito de biotita Choya fue recolectada en la localidad de Puerto Peñasco, al noroeste de Sonora (Figura 1). Para su fechamiento U-Pb se realizó una primera ablación en agosto del 2008, enfocada a obtener la edad de cristalización de la roca y en junio del 2017 se realizó una segunda sesión orientada a estudiar los núcleos heredados en los zircones. La morfología representativa de estos zircones es prismática y alargada en su eje principal, con ambas caras definidas y en algunos casos con ambos bordes en punta o un borde en punta y otro plano o fracturado. El tamaño promedio de los granos es de 180  $\mu\text{m}$  y algunos presentan fracturas internas, inclusiones de apatito y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.1) se aprecia una zonación oscilatoria concéntrica característica de crecimientos de carácter ígneo. Varios de los zircones presentan un núcleo más catodoluminiscente y en algunos casos, menos catodoluminiscentes. Estas variaciones de catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones de U que tiene el zircón. En la Figura B.2.2C se observa el zircón 44, en donde el punto de ablación fue realizado en una zona con una alta catodoluminiscencia, correspondiendo a una concentración relativamente baja en U de 322 ppm (Tabla B.1) y, en caso contrario, el zircón 46 fue ablacionado en el núcleo con una baja catodoluminiscencia, dando una concentración en U de 3450 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.2A), en donde se aprecia una ligera dispersión de los datos que arrojan edades que van desde 80 a 99 Ma. Las elipses y cuadros de color gris, que tienen edades mayores a los 91 Ma, corresponden a ablaciones hechas en los núcleos de los zircones, interpretándose como análisis con cierto grado de herencia. Por otra parte, se tienen edades más jóvenes con altas discordancias ( $>7\%$ ) y concentraciones de U elevadas, interpretándose como indicadores de una tendencia de pérdida de Pb, también graficados con elipses y cuadros de color gris. Existe una agrupación de 25 análisis graficados con elipses y cuadros de color negro que presentan una dispersión estadística adecuada, y con lo cual se logró calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $85.8 \pm 0.8$  Ma (2s, MSWD = 3.1, n = 25), siendo esta edad interpretada como la mejor aproximación a la edad de cristalización del sienogranito de biotita Choya.



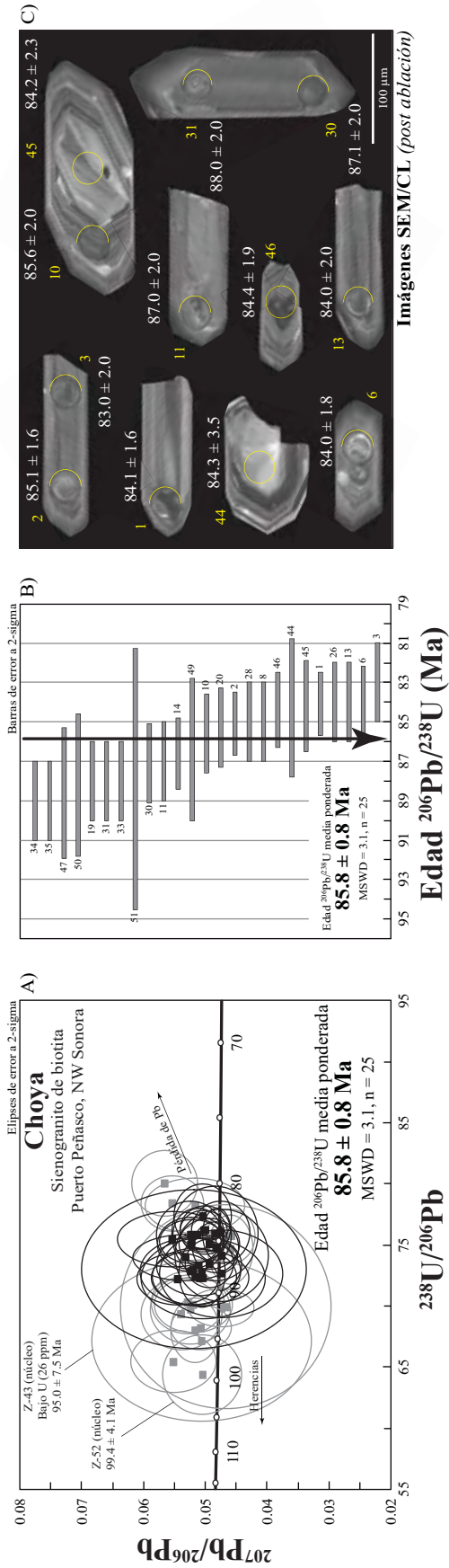


Figura B.2.2 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramídico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Terra-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Choya y mostrando también la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, muy discordantes y/o herencias. (B) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ .

## B.2.4 Monzogranito de biotita (QTB-1)

La muestra de monzogranito de biotita QTB-1 fue recolectada en la zona de Quitobaquito Hills, dentro de Organ Pipe Cactus National Monument al suroeste de Arizona (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del monzogranito se realizaron un total de 40 ablaciones ocupando tanto bordes como núcleos en los zircones. Las primeras ablaciones se realizaron en octubre del 2016, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca y la segunda sesión se realizó en junio del 2017 y se orientó en ablacionar posibles núcleos heredados. El tamaño promedio de los zircones es de 150  $\mu\text{m}$ ; su morfología generalmente es prismática, euédrica y alargada en su eje principal, con ambas caras definidas y en su mayoría con bordes en punta y algunos presentan un borde fracturado o redondeado. Fracturas internas, inclusiones fluidas, apatito y otros minerales no determinadas se pueden apreciar en los zircones.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.1) se aprecia que la mayoría de los zircones tienen un núcleo amplio, por lo general con baja catodoluminiscencia y el resto de los zircones poseen un núcleo más pequeño, con un efecto de reabsorción en algunos casos y de catodoluminiscencia más elevada. Las concentraciones en U de los zircones (Tabla B.1) varían según la intensidad de catodoluminiscencia del zircón. En la Figura B.2.3E se aprecia el zircón 38 que fue ablacionado en su núcleo correspondiendo a una zona de alta catodoluminiscencia con una concentración baja en U de 199 ppm y, por otra parte, se observa el zircón 8 ablacionado en su borde en una zona de baja catodoluminiscencia, con una concentración alta en U de 2810 ppm. En esta figura también se puede distinguir la diferencia en los núcleos de los zircones que son laramídicos respecto a los zircones laramídicos con núcleos heredados, cuyos núcleos presentan una textura de reabsorción seguido por una zonación de crecimiento ígneo de edad laramídica.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserbug (Figura B.2.3A) en donde todos los datos son graficados con elipses de color negro; se aprecian los análisis realizados a los núcleos con edades proterozoicas muy próximos a la línea de concordia y, por otra parte, una nube de datos con edades laramídicas en donde es necesario realizar un acercamiento a esa área (Figura B.2.3B). En dicho acercamiento se observa que los datos tienen una dispersión considerable debido a que en algunos casos poseen discordancias muy elevadas (e.g., zircón 23 con 24% de discordancia), y otros relativamente concordantes con edades más antiguas ( $>80$  Ma), correspondiendo en su mayoría a zircones ablacionados en sus núcleos y representando cierto grado de herencia (e.g., en la Figura B.2.3E se aprecia el zircón 33, ablacionado en su núcleo con una edad de  $86.6 \pm 2.9$  Ma y, a su vez, en el mismo zircón se tiene

la ablación 12 realizada en el borde del grano, con una edad de  $74.6 \pm 1.1$  Ma. También se aprecian dos zircones (z-7 y z-4) con edades más jóvenes y altas concentraciones en U que interpretamos como una tendencia de pérdida de Pb. Todos estos datos descritos anteriormente son graficados con elipses y cuadros de color gris y no son empleados para calcular la edad de la roca. Las elipses y cuadros de color negro corresponden a los análisis más concordantes y que representan una menor dispersión estadística de la cual se logra calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $75.4 \pm 0.6$  Ma (2s, MSWD = 2.3, n = 15), siendo esta edad interpretada como la mejor aproximación a la edad de cristalización del monzogranito de biotita QTB-1.

Los datos isotópicos de U-Pb también fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.3D), para así tener una mejor observación respecto a los núcleos de edad proterozoica y el comportamiento del resto de los análisis obtenidos. El núcleo heredado más antiguo corresponde al zircón 34 que es concordante y tiene una edad de  $1724 \pm 22$  Ma, interpretándose como una herencia de un basamento paleoproterozoico. También se obtuvieron dos núcleos heredados mesoproterozoicos (zircones 23 y 38 con edades de  $1053 \pm 14$  Ma y  $1063 \pm 19$  Ma, respectivamente), con los cuales se calculó una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1056 \pm 11$  Ma (2s, MSWD = 0.75), siendo esta edad similar a la de las rocas asociadas a un evento magmático a los  $\sim 1.1$  Ga presente en la región. Por último, se observa una línea de discordia que se ancla en la edad del zircón más antiguo de  $1724 \pm 22$  Ma, dando como resultado una intersección inferior de  $75.9 \pm 3.6$  Ma, cuya edad es igual a la edad de cristalización media ponderada calculada (Figura B.2.3C), aunque con una dispersión estadística muy alta (MSWD = 34).

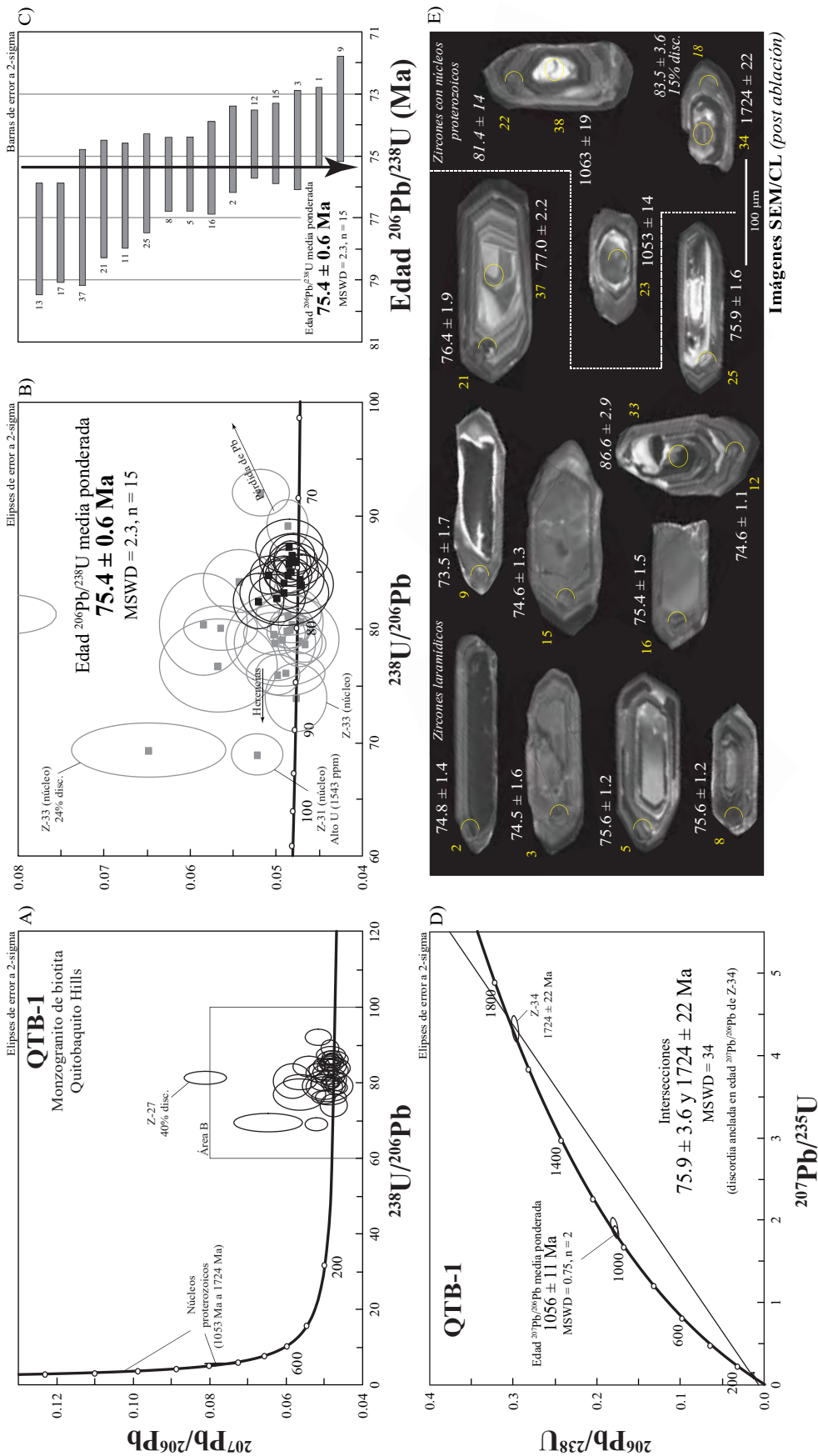


Figura B.2.3 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zirrones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de la muestra QTB-1. (B) Acreamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de concordia ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zirrones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zirrones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zirrones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zirrones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### B.2.5 Sienogranito leucocrático de dos micas (SR-7)

El sienogranito leucocrático de dos micas SR-7 fue recolectado en Sierra El Rosario, ubicada en la región de Sierras Sepultadas al noroeste de Sonora (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del sienogranito se realizaron un total de 36 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en febrero del 2013, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca (Húñez-Vejar *et al.*, 2014), siendo los granos ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017 se realizó una segunda secuencia de ablaciones en focadas esta vez, en posibles núcleos heredados. Los zircones presentan un tamaño promedio de  $120 \mu\text{m}$ ; morfológicamente son prismáticos, con ambas caras definidas y bordes en punta. En algunos casos, los bordes se encuentran fracturados y ligeramente alargados en un eje principal, con fracturas internas, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.2) se puede apreciar que, en forma general, los zircones poseen un núcleo más catodoluminiscente, seguido de una zonación oscilatoria concéntrica típica de un crecimiento ígneo. En la Figura B.2.5D se puede apreciar que los zircones con un núcleo heredado presentan una textura de reabsorción (e.g., zircones 27, 38 y 34), y en otros casos, una textura compleja (e.g., zircones 18 y 36). Algunas de las ablaciones se realizaron en zonas con baja catodoluminiscencia en el zircón, correspondiendo a concentraciones altas en U (e.g., zircón 21 con una concentración en U de 15,681 ppm). Por otro lado, también se realizaron ablaciones en zonas con alta catodoluminiscencia cuya concentración en U tiende a ser relativamente baja (e.g., zircón 32 con una concentración en U de 207 ppm).

Los datos analíticos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.5A) en donde se aprecia el zircón 34 que representa un núcleo heredado de edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $1654 \pm 19 \text{ Ma}$ , edad muy común para el basamento metaígneo presente en la región. También se distinguen 4 análisis con altas discordancias ( $>18\%$  disc.) correspondiendo a ablaciones hechas en núcleos con una textura compleja, que no serán tomados en cuenta para ningún tipo de interpretación. Por otra parte, se tienen análisis concordantes que corresponden a ablaciones hechas en los núcleos de los zircones, resultando edades concordantes mesozoicas que van desde 109 Ma hasta 223 Ma.

Otra agrupación de estadada de análisis se presenta dentro del Área B, realizando un acercamiento que se aprecia en la Figura B.2.5B, donde la dispersión de los análisis es destacable, con edades que van desde los 64 Ma hasta 86 Ma. Las elipses y cuadros de color gris están

representados por los análisis con una edad mayor a los 70 Ma que corresponden a ablaciones hechas en una zona de mezcla en el zircón, en donde se involucra un dominio más viejo (núcleo) y otro dominio más joven (borde), siendo por esto considerados análisis con edades ligeramente más viejas. Por otra parte, los análisis con edades menores a 66 Ma, están siendo considerados como parte de una tendencia de pérdida de Pb, como lo sugieren las altas concentraciones en U en esos zircones ( $> 3000$  ppm). Los cuadrados y elipses de color negro representan los análisis relativamente concordantes ( $< 5\%$  disc.) que fueron empleados para calcular la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $68.1 \pm 0.6$  Ma (2s, MSWD = 2.7, n = 6) que se interpreta como la edad de cristalización del sienogranito de dos micas SR-7 de Sierra El Rosario.

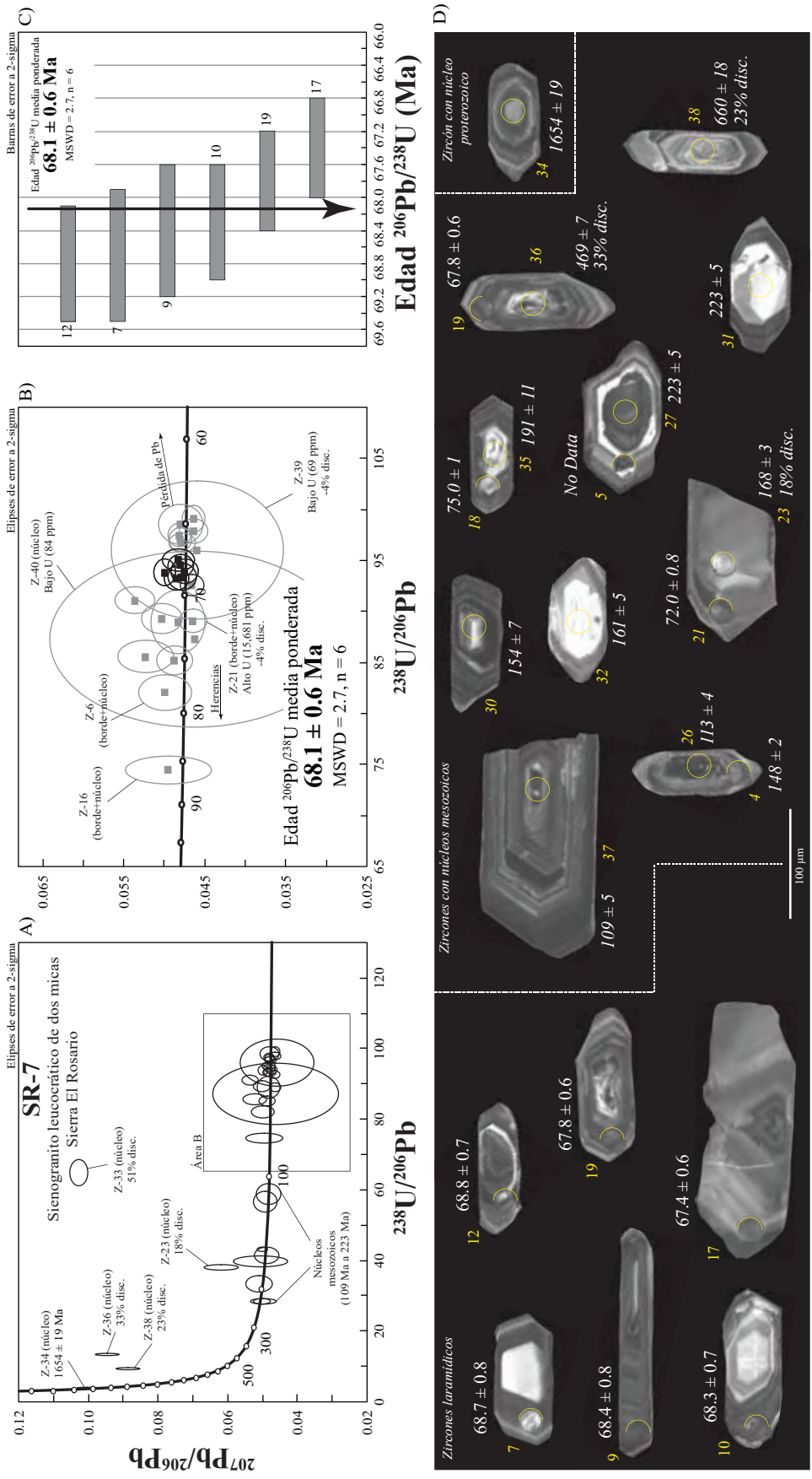


Figura B.2.5 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de los zircoones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircoones analizados de la muestra SR-7. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircoones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircoones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23 µm. En estas imágenes, los zircoones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

## B.2.6 Monzogranito de biotita (Bettylee)

El monzogranito de biotita Bettylee fue recolectado en la mina Betty Lee, dentro de Cooper Mountains al suroeste de Arizona (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del monzogranito se realizaron un total de 37 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en julio del 2015, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca, siendo los granos ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017 se realizó una segunda sesión de ablaciones enfocada esta vez a fechar núcleos heredados. El tamaño promedio de los zircones es de 160  $\mu\text{m}$ ; su morfología está caracterizada por ser granos prismáticos, con ambas caras definidas, ambos bordes en punta en su mayoría y en algunos casos un borde fracturado, muy pocas fracturas internas y varias inclusiones de apatito y otras fases minerales no definidas.

Las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.2) muestran una diversidad respecto a los núcleos e intensidades de catodoluminiscencia en los zircones. En forma general, se aprecian zircones con núcleos de un tamaño considerable respecto al tamaño del zircón, seguido de una zonación oscilatoria concéntrica característica de crecimientos ígneos observados en zircones de edades laramídicas (Figura B.2.6E). También se aprecian zircones que tienen núcleos con texturas complicadas y con aparente reabsorción, siendo característico de núcleos heredados (proterozoicos), seguido de una zonación oscilatoria de carácter magmático. En la Figura B.2.6E se observa que los puntos de ablación en los zircones fueron realizados en zonas de baja y alta catodoluminiscencia, relacionados directamente con diferentes concentraciones en U. En la Tabla B.1 se pueden apreciar los valores en dichas concentraciones. Por ejemplo, el zircón 34 fue ablacionado en su núcleo con una alta catodoluminiscencia, correspondiéndole una concentración relativamente baja en U de 162 ppm; el zircón 29, por su parte, fue ablacionado en su núcleo con una baja catodoluminiscencia, cuya concentración en U es relativamente alta, siendo de 1910 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.6A), donde se aprecian dos agrupaciones de análisis, una correspondiente a las ablaciones realizadas a los núcleos heredados con edades proterozoicas y otras con edades mucho más jóvenes (de 59 Ma hasta 90 Ma), ambas representadas con elipses de color negro. La Figura B.2.6B es un acercamiento de la agrupación de edades más jóvenes, en donde los análisis con elipses y cuadros de color gris en parte representan zircones muy discordantes (>21% disc.) correspondientes a ablaciones hechas en el núcleo de los zircones, interpretándose como edades con cierta herencia. Por otra parte, las edades más jóvenes, y con altas concentraciones en U, están definiendo una tendencia de pérdida de Pb. Los análisis representados con elipses y cuadros de



color negro son los más concordantes (<13% disc.) y permiten calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $67.9 \pm 1.1 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 2.6, n = 11), que se interpreta como la edad de cristalización del monzogranito de biotita Bettylee.

Los datos isotópicos también fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.6D), donde se logra apreciar la distribución de los análisis de núcleos heredados a lo largo de la línea de concordia, algunos presentan altas discordancias (z-35 y z-37 con discordancias de 17% y 11%, respectivamente), indicativos de una tendencia de pérdida de Pb y que, en conjunto con el resto de los datos, generan una línea de discordia cuya intersección inferior tiene una edad de  $56 \pm 26 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 12). Esta edad es similar, dentro de los rangos de error, a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada y la interpretamos como el tiempo de un pulso magmático regional que propició la pérdida de Pb en los zircones antes mencionados. La línea de discordia también generó una edad de intersección superior de  $1640 \pm 27 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 12), siendo interpretada como la edad del basamento metaígneo intruido por el magma laramídico presente. Por último, y no menos importante, se aprecia el zircón 34 concordante (1% disc.), con una edad de  $1444 \pm 68 \text{ Ma}$ , el cual se interpreta como un análisis de núcleo heredado, asociado a un pulso magmático mesoproterozoico de  $\sim 1.4 \text{ Ga}$ , bien representado en la región.

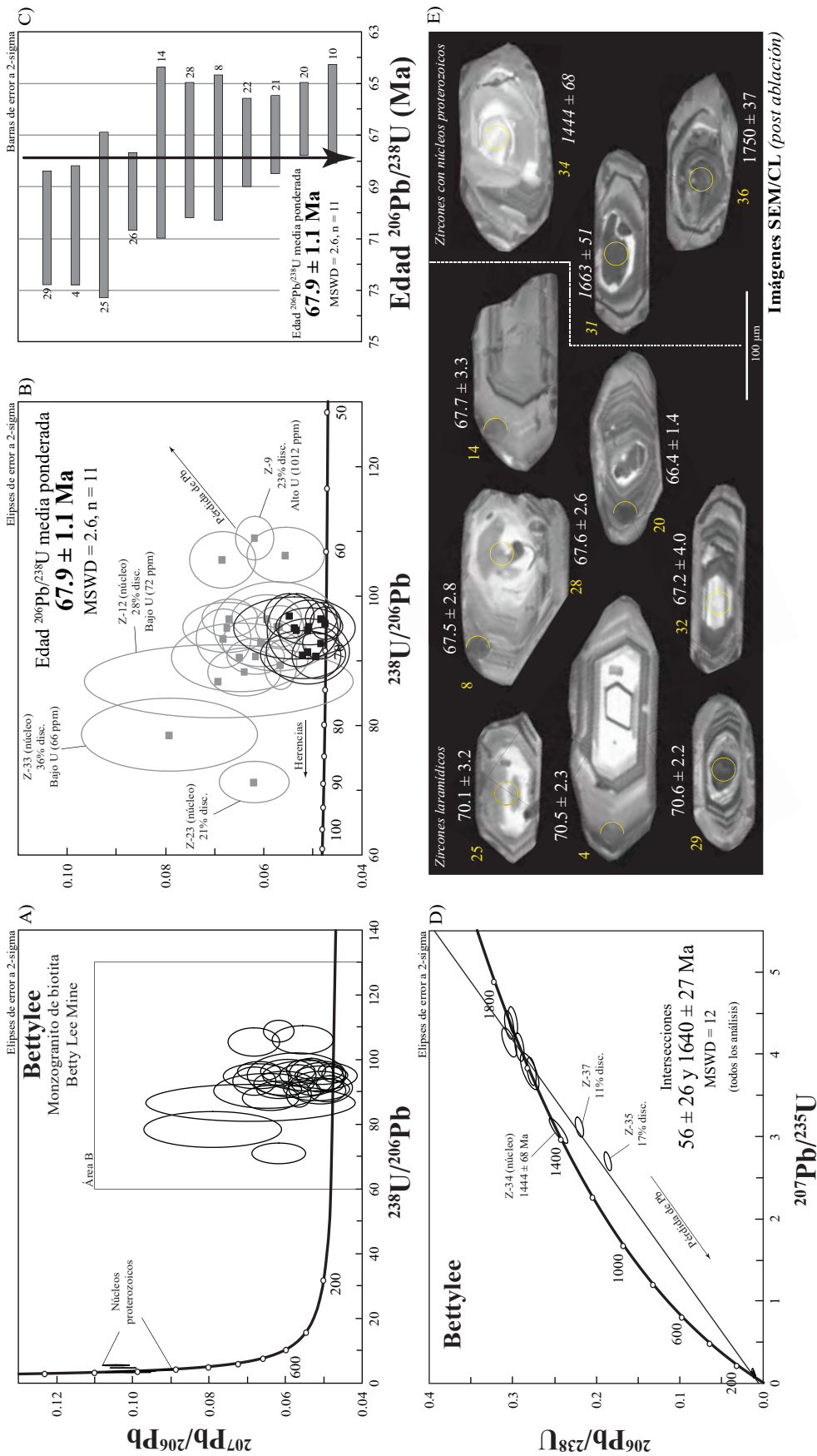


Figura B.2.6 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laravimítico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Bettylee. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

## B.2.7 Monzogranito leucocrático de biotita (Gila-2)

El monzogranito de biotita Gila-2 fue recolectado en la zona de Vapoki Ridge (Montañas Gila), al sur de Fortuna Foothills dentro de Barry M. Goldwalter Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del monzogranito se realizaron un total de 34 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en febrero del 2014, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca, siendo los granos ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017, se realizó una segunda sesión de ablaciones enfocadas, esta vez, en posibles núcleos heredados o observados en las imágenes de catodoluminiscencia. El tamaño promedio de los zircones es de 150  $\mu\text{m}$ ; su morfología consiste en cristales prismáticos, con ambas caras definidas, bordes en punta o algunos bordes fracturados, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas en el interior de los granos.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.2) se aprecia que la mayoría de los zircones posee un núcleo más catodoluminiscente, seguido de una zonación oscilatoria que es característico de crecimientos concéntricos ígneos. Varios de los zircones larámídicos tienen un núcleo más catodoluminiscente respecto a los núcleos proterozoicos, que también tienen un efecto de reabsorción y/o textura compleja. En la Tabla B.1 se pueden observar las concentraciones de U y éstas varían según la zona catodoluminiscente ablacionada. Por ejemplo, en la Figura B.2.7E, se aprecia el zircón 15, con una ablación en su núcleo en una zona con alta catodoluminiscencia, correspondiendo a una concentración baja en U de 92 ppm con respecto al zircón 26, que también es ablacionado en su núcleo pero en una zona de baja catodoluminiscencia, teniendo una concentración relativamente alta en U de 1590 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.7A) en donde se aprecian dos agrupaciones respecto a las edades de los análisis obtenidos. Por una parte, se tienen las edades proterozoicas que van desde 1109 Ma hasta 1751 Ma, correspondiendo a los núcleos heredados de los zircones; otra agrupación importante son los análisis correspondientes a los zircones con edades que van desde 64 Ma hasta 74 Ma, cuyo acercamiento para una mejor observación de los datos se aprecia en la Figura B.2.7B. En dicha figura se nota una dispersión considerable de los datos. Las elipses y cuadros de color gris corresponden a análisis muy discordantes ( $>13\%$  disc.) y también a ablaciones realizadas en una zona de mezcla tanto de núcleo como del borde del zircón. Es por eso que se aprecian tres análisis con cierto grado de herencia (zircones 27, 12 y 23). Por otra parte, los zircones más jóvenes, con cierto aumento en sus concentraciones de U, representan una tendencia de pérdida de Pb. Las

elipses y cuadros de color negro son los análisis más concordantes y con una dispersión estadística aceptable como para permitir el cálculo de una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $67.7 \pm 0.8$  Ma (2s, MSWD = 2.3, n = 13), interpretándose como la mejor estimación de la edad de cristalización del monzogranito de biotita Gila-2.

Para una mejor apreciación de los datos de núcleos heredados con edades proterozoicas, estos se graficaron en un diagrama U-Pb tipo Wetherill (Figura B.2.7D), observándose dos pequeñas agrupaciones sobre la línea de concordia (elipses de color negro); una corresponde a núcleos heredados con una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1369 \pm 13$  Ma (2s, MSWD = 0.09, n = 3), siendo éstos representativos de la actividad magmática mesoproterozoica de  $\sim 1.4$  Ga presente en la región. Otra agrupación de análisis de núcleos heredados permite calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1699 \pm 31$  Ma (2s, MSWD = 0.87, n = 3), siendo ésta edad considerada como la mejor aproximación a la edad del basamento metaígneo paleoproterozoico presente en la región. Las elipses de color gris representan los análisis con discordancias elevadas (>5% disc.) y con una discordancia inversa (z-24 con -2% disc.), que en conjunto, con el resto de los análisis, se logra obtener una línea de discordia, cuya intersección superior es anclada en la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1699 \pm 31$  Ma para así obtener una edad de intersección inferior de  $62.4 \pm 5.7$  Ma (2s, MSWD = 27), la cual es igual, dentro de los límites de error, a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de cristalización ( $67.7 \pm 0.8$  Ma) del monzogranito recolectado en las Montañas Gila.

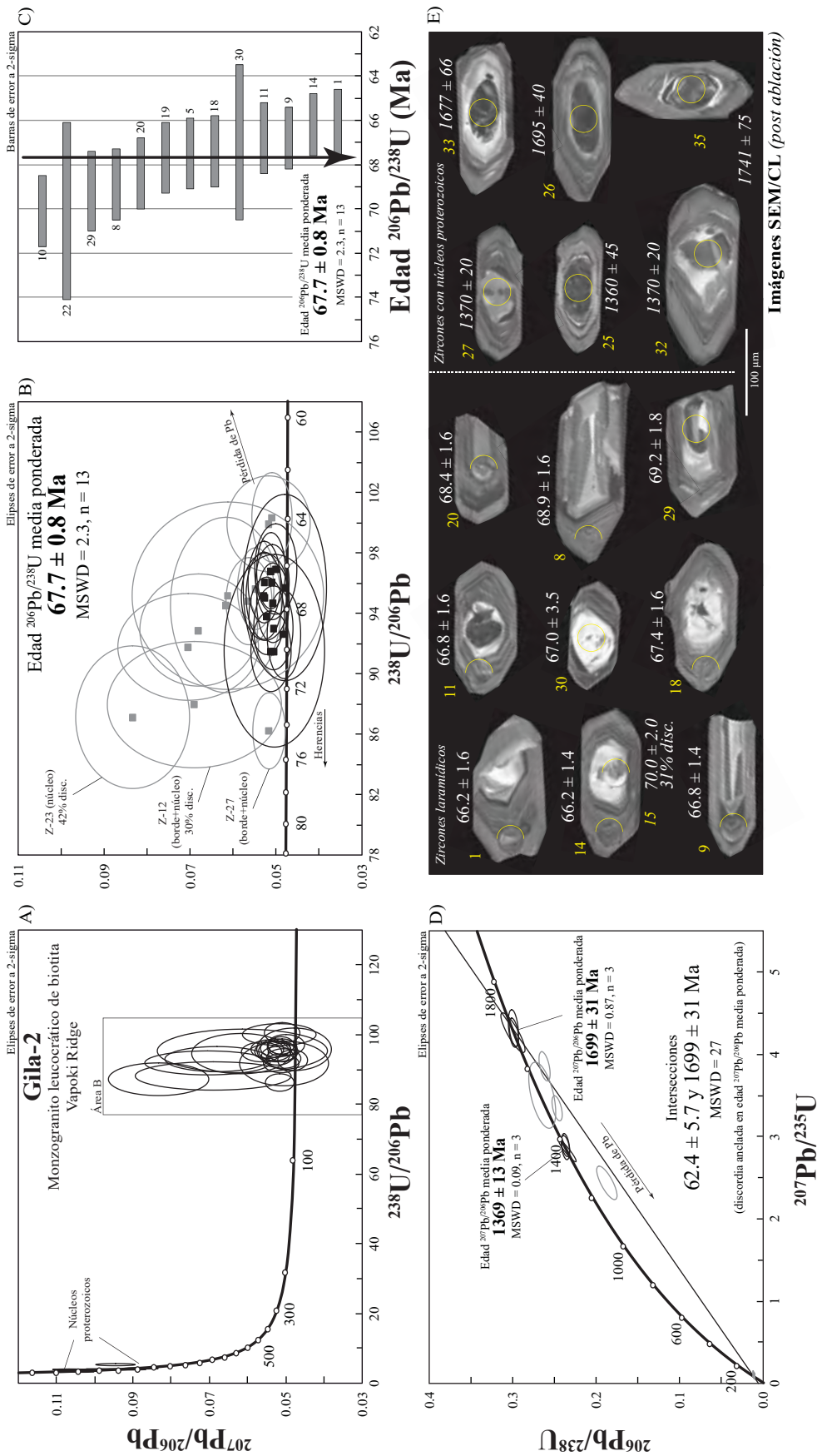


Figura B.2.7 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Gila-2. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23 μm. En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### B.2.8 Monzogranito de dos micas (Mohawk-3)

La muestra de monzogranito Mohawk-3 fue recolectada en la localidad de Mohawk Mountains, en San Cristobal Valley al suroeste de Arizona (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb del monzogranito se realizaron un total de 40 ablaciones; las primeras ablaciones se realizaron en octubre de 2016, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca, siendo los granos ablacionados tanto en bordes como en algunos núcleos. Para junio del 2017 se realizó una segunda sesión de ablaciones enfocadas esta vez, en posibles núcleos heredados. Se pueden apreciar dos familias de zircons con respecto a su tamaño. Los zircons con un tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$  y otros con un tamaño promedio menor de 80  $\mu\text{m}$ ; morfológicamente están caracterizados por ser prismáticos, ligeramente alargados, con bordes en punta y en algunos casos planos y/o fracturados. Se observan algunas inclusiones de apatito y otras fases minerales no definidas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.3) se aprecia una variedad con respecto a los núcleos de los zircons, en algunos casos se tiene un núcleo amplio con alta catodoluminiscencia y, en otros casos, núcleos pequeños con baja catodoluminiscencia. Los núcleos heredados en general tienden a tener una textura interna compleja y también presentan reabsorción respecto al crecimiento posterior de edad laramídica (Figura B.2.9E). Las intensidades de catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones de U en el zircon. Por ejemplo, el zircon 35 fue ablacionado en su núcleo con una alta catodoluminiscencia y le corresponde una concentración relativamente baja en U de 146 ppm respecto al zircon 27 (Tabla B.1) que fue ablacionado en su núcleo con baja catodoluminiscencia y con una concentración relativamente alta en U de 2090 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.9A), en donde se aprecian dos agrupaciones importantes de análisis; una agrupación está caracterizada por los núcleos heredados en los zircons con edades proterozoicas que van desde 1553 Ma hasta 1721 Ma; otra agrupación está localizada en análisis laramídicos con edades que van desde 58 Ma hasta 76 Ma. Existen dos análisis con discordancias muy altas, los zircons 31 y 24 con discordancias de 62% y 19%, respectivamente (Figura B.2.9A), que no serán tomados en cuenta para el cálculo de ninguna edad media ponderada. La agrupación de análisis con edades laramídicas se aprecia mucho mejor en el acercamiento de la Figura B.2.9B, allí se puede observar una dispersión considerable de los análisis, en donde las elipses y cuadros de color gris, que se encuentran más alejados de la línea de concordia, representan los datos con discordancias altas (>7% disc.). También se aprecian zircons concordantes con edades un poco

más viejas, que fueron ablacionados en los bordes de los granos pero que seguramente serían dominios de zircon heredado que no se tomaron en cuenta para el cálculo de la edad de cristalización. La agrupación de datos representados con elipses y cuadros de color negro permite calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $67.6 \pm 0.7$  Ma (2s, MSWD = 2.0, n = 12), que interpretamos como la edad de cristalización del monzogranito de dos micas Mohawk-3. El resto de análisis, con edades más jóvenes, y representados con elipses y cuadros de color gris, son considerados como análisis con una tendencia de pérdida de Pb, ya que también presentan un incremento considerable en sus concentraciones de U (1470–2520 ppm) (Tabla B.2).

Los datos isotópicos de U-Pb también se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.9D) con la finalidad de tener una mejor observación del comportamiento de las edades de los núcleos heredados en los zircones laramídicos. En este gráfico se aprecia una dispersión en los análisis representados con elipses de color gris, que corresponden a datos con altas discordancias, los cuales se asocian a una tendencia de pérdida de Pb y que al mismo tiempo, en conjunto con el resto de los análisis, generan una línea de discordia cuya intersección inferior con la línea de concordia es a  $63.4 \pm 2.6$  Ma (2s, MSWD = 12). Esta edad es muy similar a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada anteriormente ( $67.6 \pm 0.7$  Ma), pudiendo indicar el tiempo del evento magmático que pudo haber ocasionado la pérdida de Pb en los zircones antes mencionados. La intersección superior de la línea de discordia fue definida por los análisis más concordantes de edad paleoproterozoica, con los cuales se logró calcular una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1669 \pm 58$  Ma (2s, MSWD = 3.7, n = 5), siendo esta edad interpretada como la edad del basamento metaígneo que participó en la magmagénesis de los granitoides laramídica.

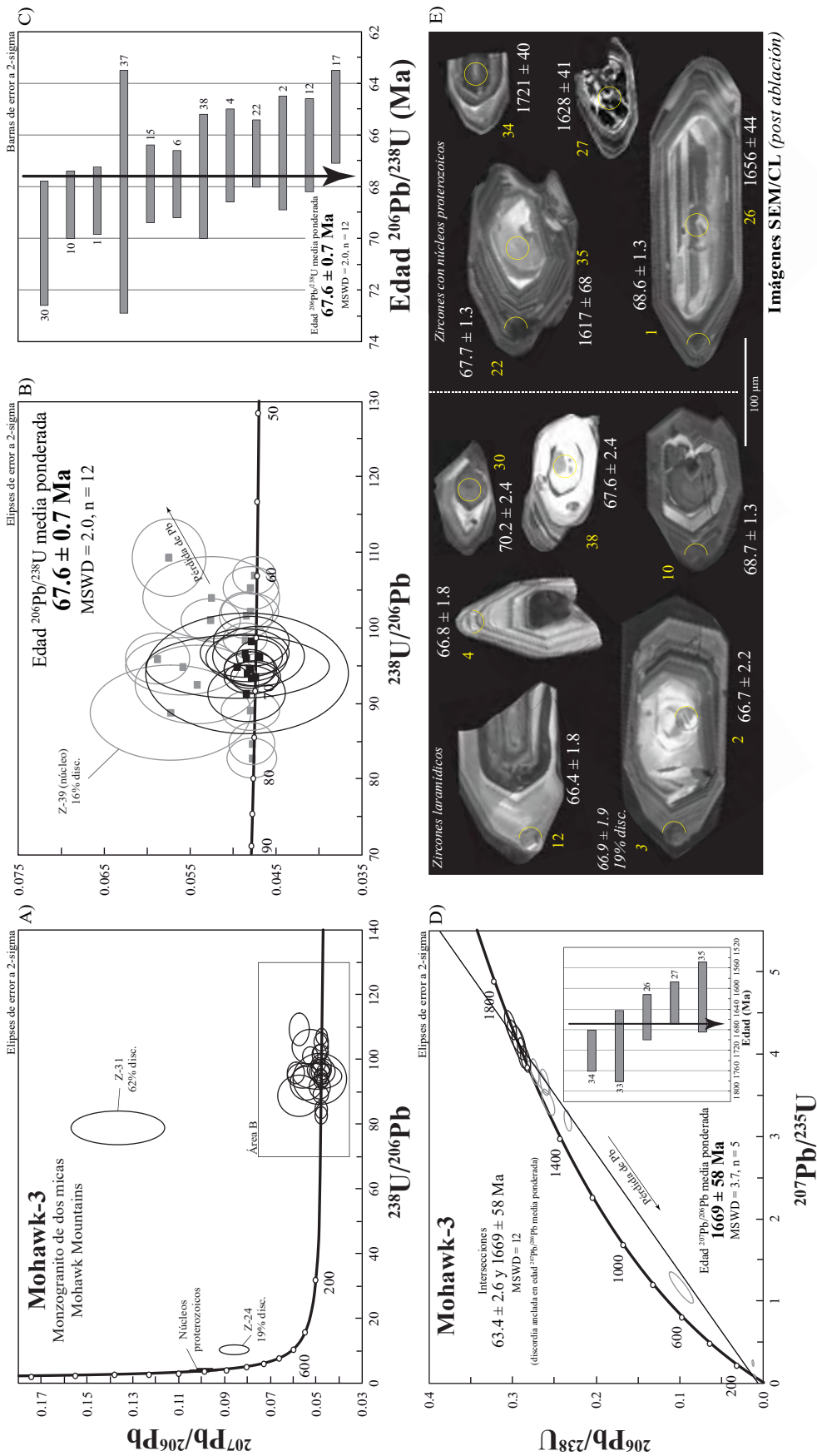


Figura B.2.9 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Mohawk-3. (B) Acreamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.



### **B.2.9 Monzogranito leucocrático de dos micas (Tinajas-1)**

El monzogranito leucocrático de dos micas Tinajas-1 fue recolectado en la localidad de Tinajas Altas Mountains, dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). Para su fechamiento U-Pb se realizaron un total de 36 ablaciones divididas en dos sesiones; las primeras ablaciones se realizaron en febrero del 2014, enfocadas a obtener la edad de cristalización de la roca. Por tal motivo, los granos fueron ablacionados principalmente en los bordes, pero puntualmente también en algunos núcleos. Para junio del 2017, se realizó una segunda sesión de ablaciones enfocadas esta vez a fechar núcleos heredados observados en las imágenes de catodoluminiscencia. El tamaño promedio de los zircones es de 120  $\mu\text{m}$ ; su morfología consiste en cristales prismáticos, con ambas caras definidas, ambos bordes en punta y algunos bordes fracturados, inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas en el interior de los granos.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Anexo B.3.3) se aprecia que, en forma general, la mayoría de los zircones tiene un núcleo amplio y con alta catodoluminiscencia, seguido por una zonación oscilatoria que es característica de un crecimiento concéntrico ígneo. Los núcleos con edades proterozoicas tienen una estructura de crecimiento diferente a los bordes del zircon y, además, presentan una reabsorción claramente evidenciada en las imágenes. En la Figura B.2.10E se logra ver las diferentes intensidades de catodoluminiscencia en los zircones, las cuales se encuentran directamente relacionadas con las concentraciones en U contenidas en los granos. El zircon 35 fue ablacionado en su núcleo, correspondiendo a una zona de alta catodoluminiscencia, cuya concentración en U podemos ver en la Tabla B.1 con un valor relativamente bajo de 106 ppm; por otra parte, el zircon 24 fue ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia, el cual le corresponde una concentración relativamente alta en U de 2899 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.10A), en donde se pueden distinguir dos agrupaciones de análisis. Una primera agrupación corresponde a los núcleos heredados de los zircones, con edades proterozoicas; una segunda agrupación es notoria en edades mucho más jóvenes que, en este caso, van desde los 76 Ma hasta los 65 Ma; también se aprecia una dispersión de análisis con altos valores de discordancia, posiblemente asociados a ablaciones hechas en zonas de mezcla entre borde y núcleo en los zircones.

Para una mejor observación de los análisis con edades más jóvenes, se realizó un acercamiento representado en la Figura B.2.10B, en donde se aprecia una dispersión considerable de los análisis. Los análisis representados con elipses y cuadros de color gris, son análisis que tienen altas discordancias (>11% disc.) y otros corresponden a ablaciones realizadas en una zona de mezcla entre borde y núcleo del zircón (z-5 y z-9), interpretándose como núcleos concordantes con un cierto grado de herencia. Todos estos análisis no son considerados en el cálculo de la edad media ponderada, que es realizado con los datos más concordantes y con la menor dispersión posible. La edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada de  $66.9 \pm 0.9$  Ma (2s, MSWD = 1.7, n = 10) es interpretada como la mejor aproximación de la edad de cristalización del monzogranito leucocrático de dos micas Tinajas-1.

Los análisis isotópicos de U-Pb también fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.10D), donde se aprecia mejor los análisis con edades proterozoicas que son núcleos heredados. En primer lugar, se puede apreciar una agrupación importante de datos representados por elipses de color negro, correspondiendo a los análisis más concordantes de los zircones heredados, resultando una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1671 \pm 20$  Ma (2s, MSWD = 1.3, n = 7); esta edad es interpretada como la edad del basamento metaígneo presente en la región. En segundo lugar, se tienen las elipses de color gris, cuyos datos no fueron tomados en cuenta para el análisis de la edad media ponderada, en donde el zircón 33, con una edad de  $1753 \pm 47$  Ma, corresponde a una ablación hecha en un núcleo de dentro del mismo núcleo del zircón (Figura B.2.10E), interpretándose como una herencia de un basamento algo más antiguo. Otro análisis a tomar en cuenta es el zircón 25, concordante y con una edad de  $1508 \pm 72$  Ma, interpretándose como una posible herencia correspondiente al evento magmático intrusivo mesoproterozoico de  $\sim 1.4$  Ga. El resto de los análisis tienen altas discordancias y valores elevados en U, siendo considerados como parte de una tendencia de pérdida de Pb, y que en conjunto con la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada calculada anclada como la intersección superior, se genera una línea de discordia cuya intersección inferior da un resultado de  $66.7 \pm 2.3$  Ma (2s, MSWD = 8.0), siendo esta edad igual a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada anteriormente e interpretándose como la edad del evento magmático que propició la pérdida de Pb en algunos de los zircones heredados de esta roca.

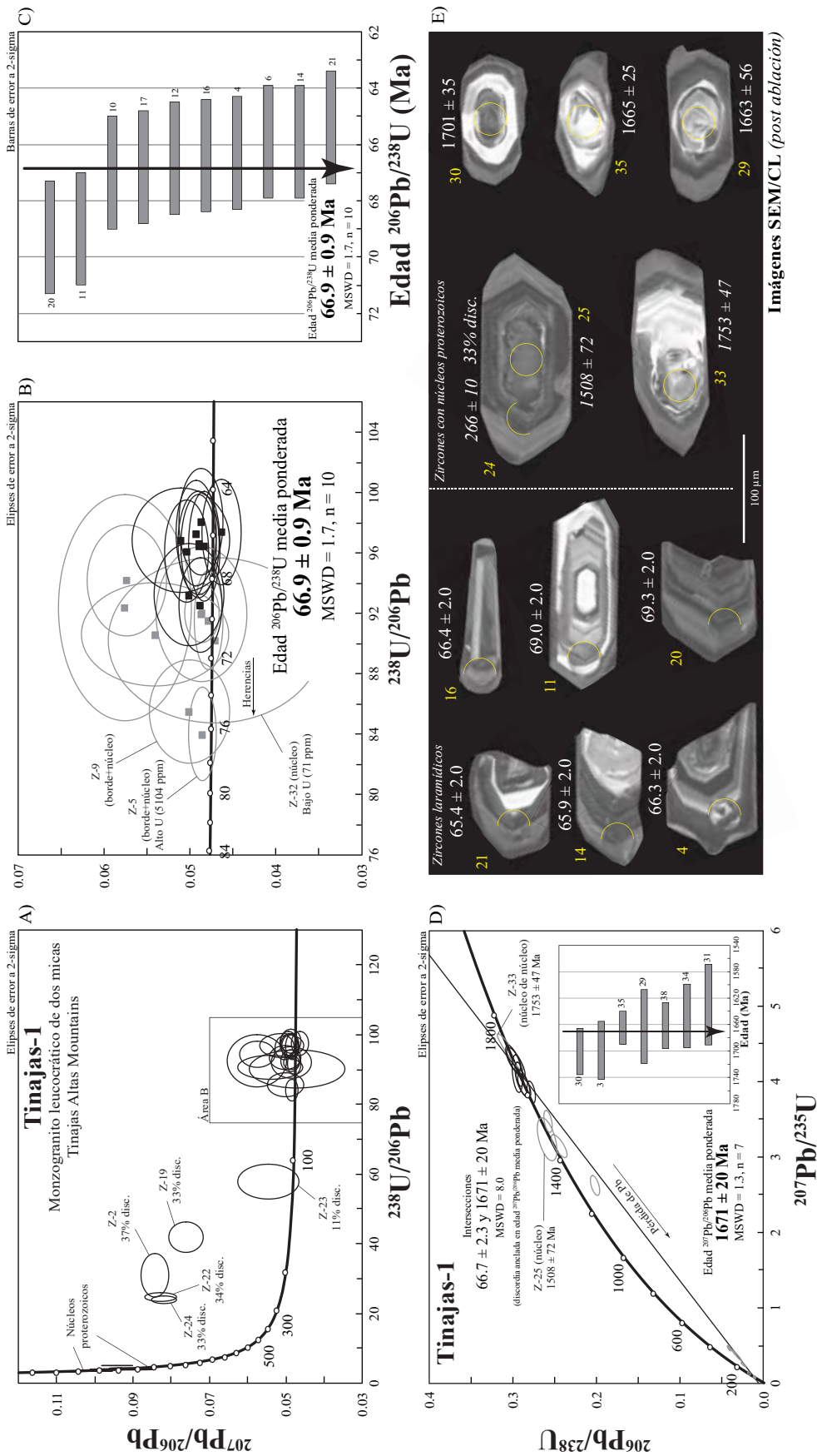


Figura B.2.10 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramitico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Tinajas-1. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### B.2.10 Monzogranito de dos micas (Tinajas)

La muestra de monzogranito de dos micas Tinajas fue recolectada en Tinajas Altas Mountains, dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). De los zircones separados para esta muestra, en primer lugar se seleccionaron 25 análisis para realizar el fechamiento U-Pb (octubre 2016), ablacionando tanto bordes como algunos núcleos, para luego seleccionar 15 análisis posteriores enfocados en núcleos heredados detectados mediante imágenes de catodoluminiscencia (junio 2017). La morfología de los zircones de la muestra Tinajas tienden a ser prismáticos, con ambas caras bien definidas en su mayoría, con un tamaño promedio de 120  $\mu\text{m}$ , algunos presentan fracturas e inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.4) se aprecia que, en forma general, la mayoría de los zircones tiene un núcleo amplio y con alta catodoluminiscencia, seguido por una zonación o scilatoria que es característica de un crecimiento concéntrico de origen ígneo. Los núcleos con edades mesozoicas y proterozoicas tienen una estructura de crecimiento diferente a los bordes del zircón y, además, presentan una reabsorción claramente evidenciada y algunos con texturas complejas (Figura B.2.12E). También se logra ver las diferentes intensidades de catoluminiscencia en los zircones, las cuales se encuentran directamente relacionadas con las concentraciones en U contenidas en los granos. El zircón 34 fue ablacionado en su núcleo, correspondiendo a una zona de alta catodoluminiscencia, cuya concentración en U podemos ver en la Tabla B.1 con un valor relativamente bajo de 227 ppm; por otra parte, el zircón 9 fue ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia, el cual le corresponde una concentración relativamente alta en U de 3860 ppm.

Los análisis isotópicos de U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.12A), en donde se pueden distinguir dos agrupaciones de análisis. Una primera agrupación corresponde a los núcleos heredados de los zircones, con edades proterozoicas; la segunda agrupación es notoria con edades mucho más jóvenes que en este caso van desde los 89 Ma hasta los 61 Ma; también se aprecia una dispersión de análisis con altos valores de discordancia (>26% disc.), posiblemente asociados a ablaciones hechas en zonas de mezcla entre borde y núcleo en los zircones. Por último, existen dos análisis (zircones 37 y 29), ablacionados en sus respectivos núcleos cuyas edades fueron de  $112 \pm 2$  Ma y  $159 \pm 2$  Ma, respectivamente. La Figura B.2.12B es un acercamiento de los análisis con edades más jóvenes, en donde se utilizaron 12 análisis (elipses y cuadrados negros) para el cálculo de la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $64.8 \pm 0.6$  Ma (2s,

MSWD = 1.4, n = 12) (Figura B.2.12C), siendo ésta considerada como la edad de cristalización del monzogranito de dos micas Tinajas. Los elipses y cuadrados de color gris representan los análisis no utilizados para el cálculo de la edad, ya que estos son interpretados como análisis de zircones con algún grado de herencia (e.g., zircones 17, 40 y 32) o simplemente análisis que fueron ablacionados en los núcleos de los zircones y/o en una zona donde se involucra borde y núcleo del cristal. Los análisis con edades más jóvenes, y con altas concentraciones en U, son considerados como zircones con una tendencia de pérdida de Pb.

Los análisis isotópicos de U-Pb también fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.12D), con la finalidad de tener una mejor apreciación de los análisis con edades proterozoicas. Entre los análisis se tienen dos edades concordantes, el zircón 31 y 39 con edades de  $1619 \pm 63$  Ma y  $1697 \pm 9$  Ma, respectivamente. El resto de los análisis con edades proterozoicas tienen discordancias mayores a 4% y altas concentraciones en U, asociadas a una tendencia de pérdida de Pb. El conjunto de todos los análisis realizados en esta muestra permite obtener una línea de discordia, dando como resultado una edad de intersección superior de  $1655 \pm 16$  Ma y una intersección inferior a los  $68 \pm 12$  Ma ( $2s$ , MSWD = 45). La edad de intersección superior puede ser interpretada como la posible edad del basamento metaígneo presente en la región y que fue fuente de contaminación del magma larámídico precursor del monzogranito. La intersección inferior es muy similar a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada, siendo este evento magmático el posible causante de la pérdida de Pb en los zircones proterozoicos.

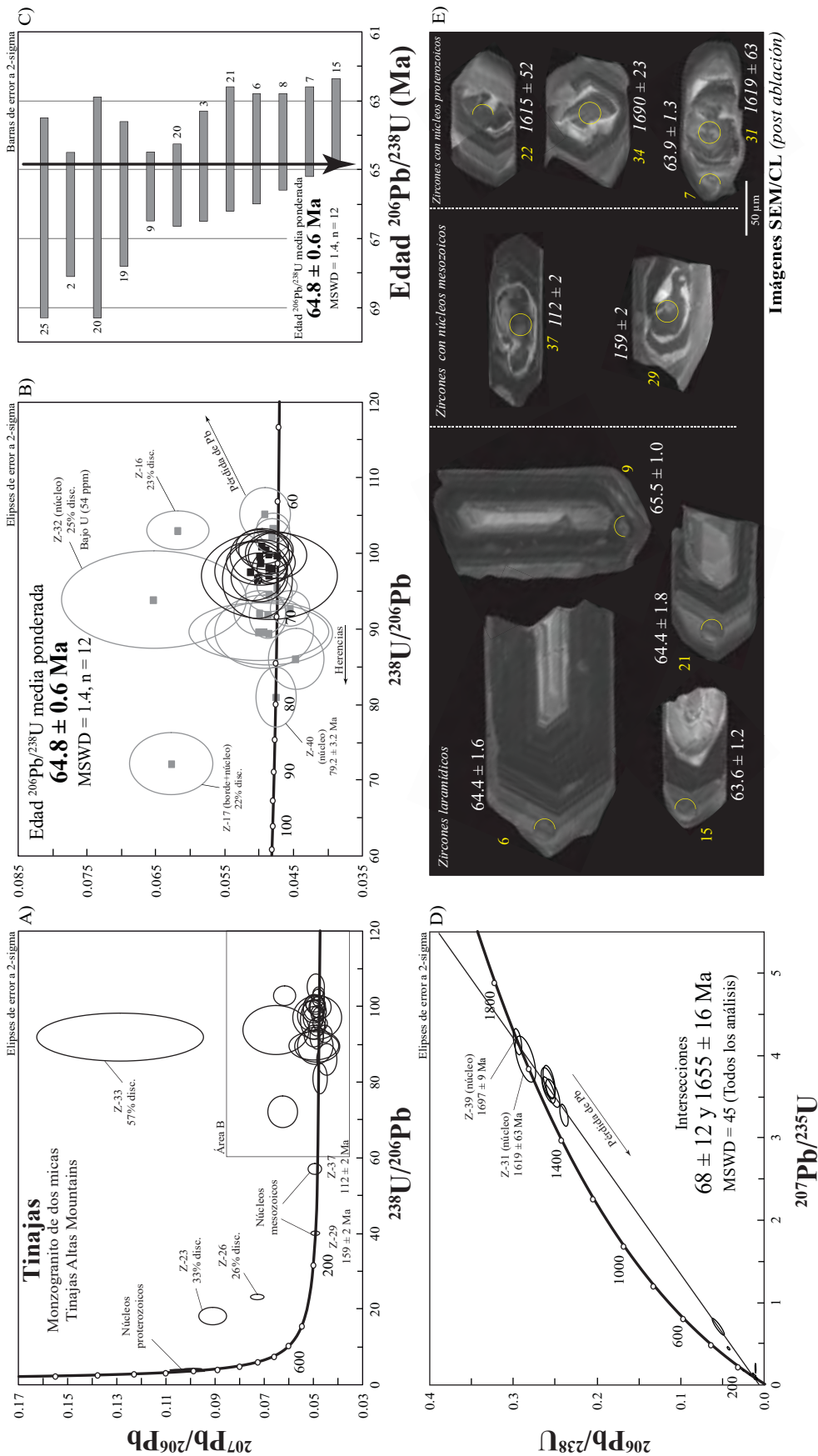


Figura B.2.1.2. Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramítico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Tinajas. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

### B.2.11 Pegmatita granítica feldespática de microclina (Tinajas-2)

El intrusivo pegmatítico granítico Tinajas-2 fue recolectado en la localidad de Tinajas Altas Mountains, dentro de Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). Para el fechamiento U-Pb de esta muestra se realizaron un total de 25 ablaciones, orientadas en su mayoría en los bordes y algunos núcleos de los zircones, enfocadas a obtener la edad de intrusión de la pegmatita. El tamaño promedio de los zircones es de  $200 \mu\text{m}$ ; morfológicamente son subhedrales, en luz transmitida se ven oscuros y gruesos, también se observan diversas fracturas y en algunos casos son de color marrón oscuro.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.4) se aprecia, en forma general, que los zircones presentan unas características de catodoluminiscencia muy inusuales, teniendo una textura compleja, tal vez asociadas a un fenómeno de recristalización quizá en conexión a fluidos relacionados al proceso de pegmatización. En la Figura B.2.13D se aprecian zircones con cierta zonación (e.g., zircones 15, 13 y 7), indicando un proceso de crecimiento ígneo. En la Tabla B.1 se observa que las concentraciones en U son generalmente elevadas. El zircón 13 ablacionado en una zona de baja catodoluminiscencia, tiene una concentración relativamente alta en U de 9600 ppm y el zircón 7, ablacionado en una zona de mezclas de catodoluminiscencias, tiene una concentración más baja en U de 3468 ppm.

Los datos analíticos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.13A), en donde se aprecian ocho análisis muy discordantes ( $>20\%$  disc.) y muy dispersos, los cuales no se tomarán en cuenta para el cálculo de una edad media ponderada. Por otra parte, se observa una agrupación de análisis indicados dentro del Área B, cuyo acercamiento se grafica en la Figura B.2.13B. En el acercamiento se aprecia una distribución importante de análisis (elipses y cuadros de color gris) los cuales, en parte, representan datos muy discordantes ( $>5\%$  disc.), mostrando altas concentraciones en U, que para el caso de los zircones 63 y 13 nos están representando una tendencia de pérdida de Pb y el resto de los análisis un alto contenido en Pb común. Es importante mencionar que no se aprecian núcleos heredados para esta muestra. Los análisis graficados con elipses y cuadros de color negro son los más concordantes y con concentraciones relativamente bajas en U respecto al resto de la población, que en conjunto permiten calcular una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $64.6 \pm 0.8 \text{ Ma}$  (2s, MSWD = 2.2, n = 6), siendo interpretada como la edad de la intrusión de esta pegmatita granítica feldespática de microclina Tinajas-2. Esta unidad parece cortar todos los granitoides de dos micas que forman el grueso de Tinajas Altas Mountains (Tinajas, Tinajas-1 y Tinajas-4).

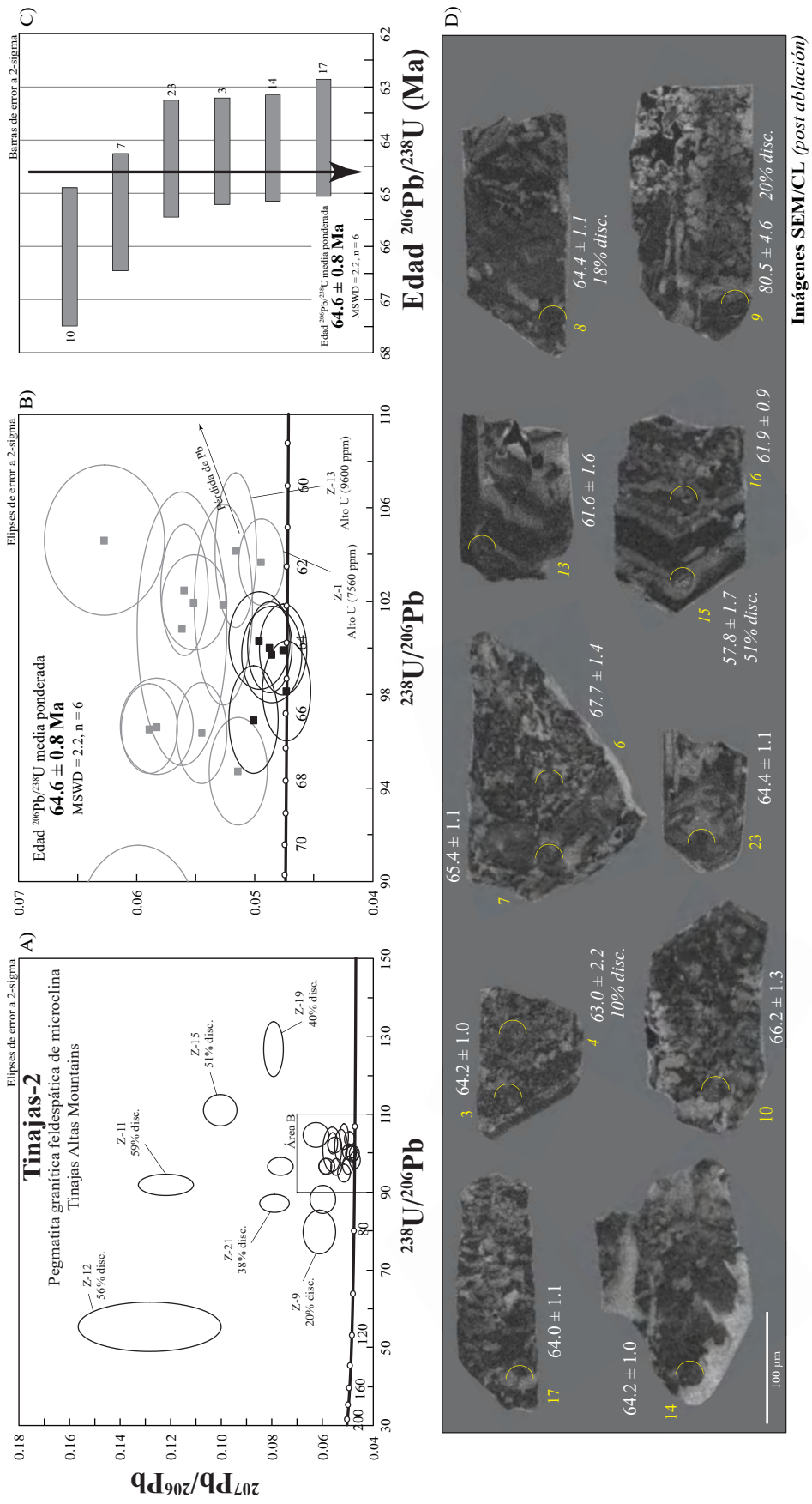


Figura B.2.13 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera- Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Tinajas-2. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de  $\sim 23 \mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.



### B.2.12 Monzogranito de dos micas (Tinajas-4)

La muestra de monzogranito de dos micas Tinajas-4 fue recolectada en Tinajas Altas Mountains, dentro de la reserva Barry M. Goldwater Air Force Range al suroeste de Arizona (Figura 1). De los zircones separados para esta muestra, en primer lugar se seleccionaron 25 de ellos para realizar el fechamiento U-Pb (octubre 2016), ablacionando tanto bordes como algunos núcleos, para posteriormente seleccionar 14 zircones con núcleos heredados (junio 2017) definidos a partir de las imágenes de catodoluminiscencia. El tamaño promedio de los zircones es de 140  $\mu\text{m}$ , alargados en su eje principal, prismáticos y subhedrales, con ambos bordes en punta y en algunos casos, con bordes fracturados. También existen inclusiones de apatito y otras fases minerales no determinadas.

En las imágenes de catodoluminiscencia (Apéndice B.3.4) se aprecia que, en forma general, la mayoría de los zircones tienen un núcleo de alta catodoluminiscencia, cuyos tamaños varían desde amplios, abarcando gran parte del centro del zircón, a tamaños pequeños y de baja catodoluminiscencia. Por otra parte, los zircones con núcleos proterozoicos (Figura B.2.14E) suelen tener una textura de reabsorción respecto a la continuidad de su zonación más joven. Seguido del núcleo de los zircones, se aprecia una zonación que es característica de un crecimiento concéntrico ígneo. Las intensidades de catodoluminiscencia están directamente relacionadas con las concentraciones en U de cada zircón. En la Figura B.2.14E se observa que la ablación del zircón 39 fue realizada en el centro del zircón con una alta catodoluminiscencia, correspondiendo así a una baja concentración en U de 383 ppm (Tabla B.2); en otro caso, el zircón 36 ablacionado en el centro del zircón, pero con una baja catodoluminiscencia, tiene una concentración alta en U de 3230 ppm.

Los datos isotópicos de U-Pb fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura B.2.14A), en donde se aprecian dos agrupaciones importantes. Una agrupación con datos de edades jóvenes, con valores que van desde 56 Ma hasta 78 Ma; y otra agrupación de datos con edades proterozoicas, incluyendo zircones concordantes y discordantes. Para los análisis más jóvenes, se realizó un acercamiento ilustrado en la Figura B.2.14B, donde se aprecia una dispersión significativa de los análisis. Los análisis graficados con elipses y cuadros de color gris no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada, debido a que por una parte, representan análisis con cierto grado de herencia, ya que corresponden a ablaciones en los núcleos de los zircones (e.g., z-33 y z-34) y también ablaciones que involucran tanto borde como núcleo del zircón. Por otra parte, los análisis con edades más jóvenes, con altas concentraciones en

U, representan una tendencia de pérdida de Pb. Los datos graficados con elipses y cuadros de color negro, son los que presentan una mayor concordancia y menor dispersión. Por lo tanto, se calculó una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $64.4 \pm 0.7$  Ma (2s, MSWD = 2.7, n = 11), siendo ésta interpretada como la mejor estimación de la edad de cristalización para el monzogranito de dos micas Tinajas-4.

Para una mejor apreciación de los análisis con edades proterozoicas, se graficaron los datos isotópicos de U-Pb en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura B.2.14D). En este caso se pueden apreciar cinco análisis concordantes con edades que van desde 1604 Ma hasta 1691 Ma. Tomando en cuenta los análisis más antiguos, se calcula una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada de  $1690 \pm 15$  Ma (2s, MSWD = 0.0043, n = 2), siendo esta edad interpretada como la edad del basamento metaígneo existente en la región. Los otros tres análisis concordantes no se tomaron en cuenta debido a la dispersión en sus edades, pero que también corresponden a herencias del basamento presente en la región. Por otra parte, se tienen dos análisis concordantes cuya edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  media ponderada es de  $1443 \pm 16$  Ma (2s, MSWD = 0.69, n = 2) y que se interpreta como parte de una herencia correspondiente a un evento magmático de ~1.4 Ga característico en la zona de estudio. Estos análisis tomados en cuenta para calcular ambas medias ponderadas anteriormente mencionadas, están graficados con elipses de color negro. El resto de los análisis graficados con elipses de color gris, corresponden a datos con altos valores de discordancia (>9% disc.) y que, en este caso, representan una tendencia de pérdida de Pb respecto a los análisis más viejos, en donde se logra generar una línea de discordia anclada en su intersección superior por la edad media ponderada de  $1690 \pm 15$  Ma, dando como resultado una intersección inferior a los  $62 \pm 3$  Ma (2s, MSWD = 18), siendo esta edad igual a la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada e interpretada como la edad de cristalización del monzogranito de dos micas. Cabe mencionar que para la generación de la línea de discordia se toman en cuenta todos los análisis realizados, obteniendo una dispersión muy elevada, por lo que estos datos de edades de intersección son tomados como referencia para los estudios de dicha roca.

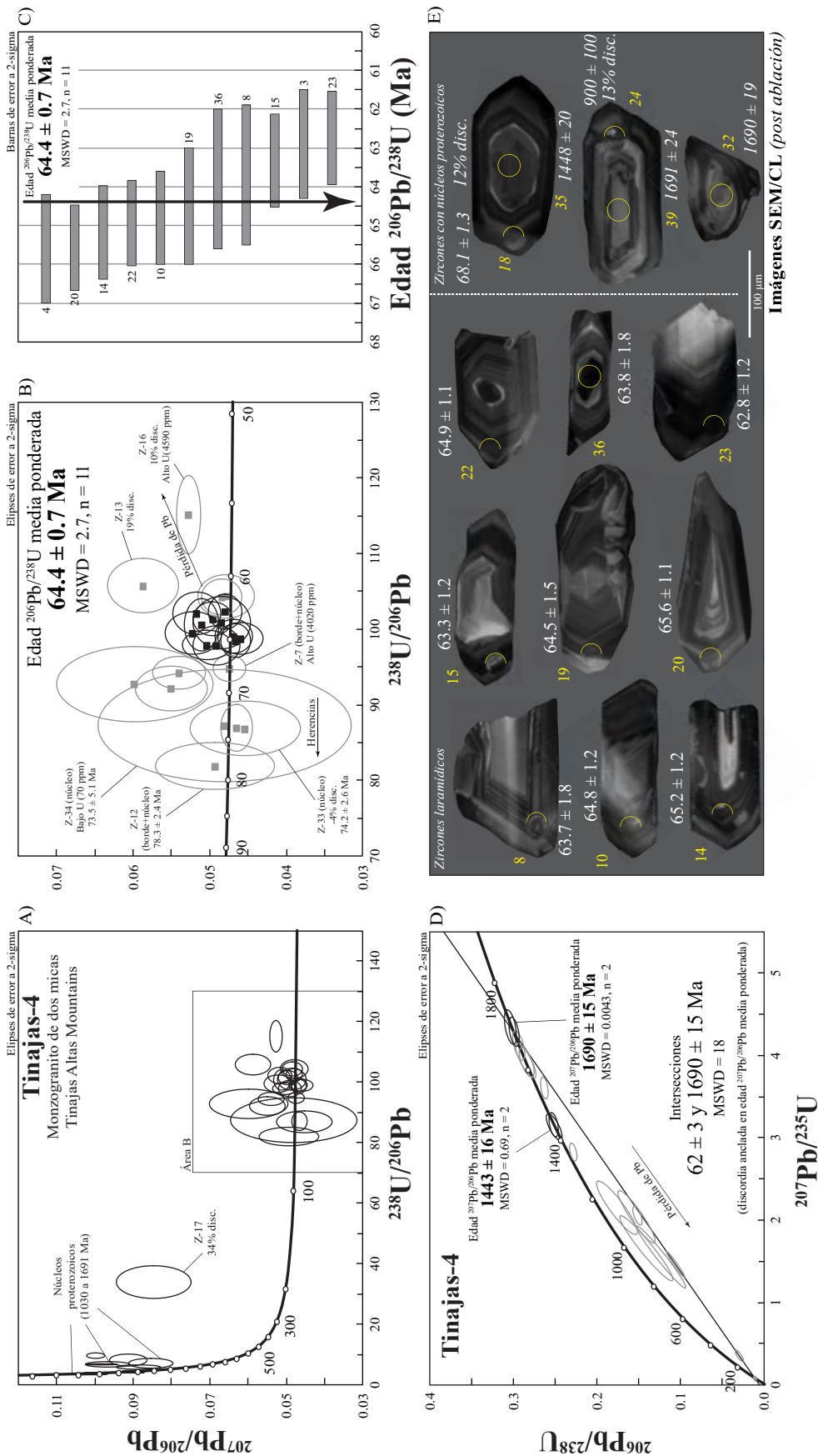
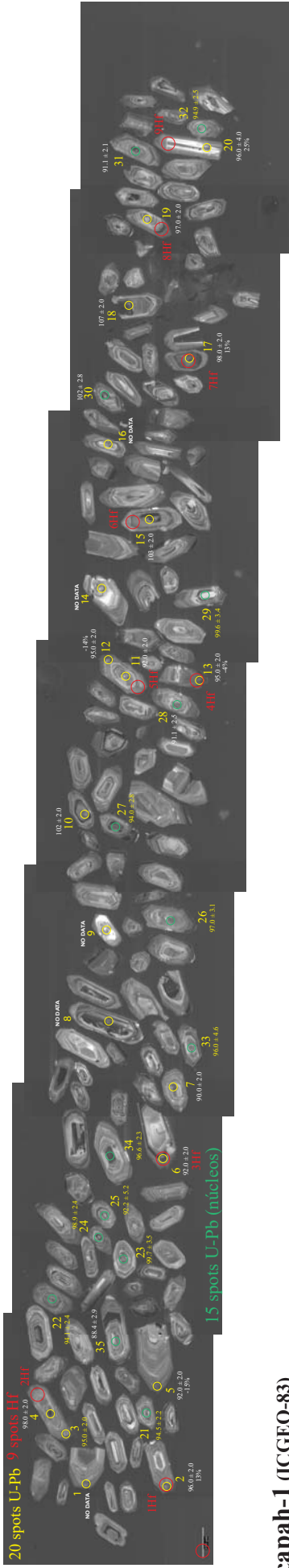


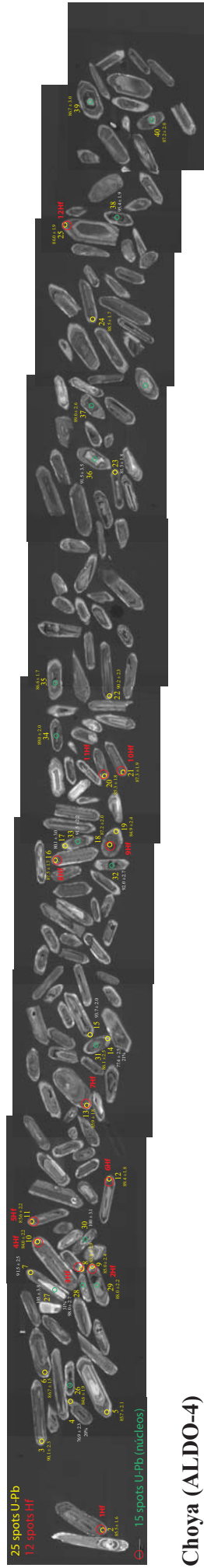
Figura B.2.14 Gráficos de datos U-Pb obtenidos mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) e imágenes de catodoluminiscencia de zircones de un granitoide laramidico del SW de Arizona. (A) Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra Tinajas-4. (B) Acercamiento a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada calculada. (C) Diagrama de media ponderada mostrando los análisis utilizados para calcular la edad media ponderada. Las elipses y cuadros de color negro representan los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que las elipses y cuadros de color gris representan los datos que fueron descartados para el cálculo de la edad debido a que representan zircones con un cierto grado de pérdida de Pb, altas discordancias y/o herencias. (D) Diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de la muestra, con sus respectivas edades de intersección superior e inferior y medias ponderadas. (E) Imágenes de catodoluminiscencia post ablación láser de los zircones representativos de algunos de los análisis utilizados para el cálculo de la edad media ponderada, donde los medios círculos amarillos corresponden al lugar de una primera sesión de ablación y los círculos completos a una segunda sesión; en ambos casos las ablaciones fueron de un diámetro de ~23  $\mu\text{m}$ . En estas imágenes, los zircones con número y edad en cursivas no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad media ponderada y son mostrados para ilustrar algunos aspectos discutidos en el texto.

# Apéndice B.3.1

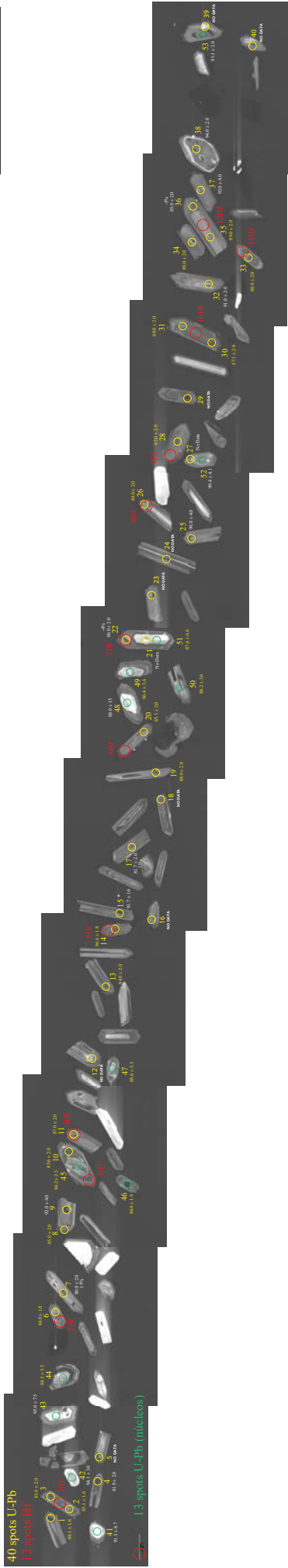
**CHOP-3 (ICGEO-28)**



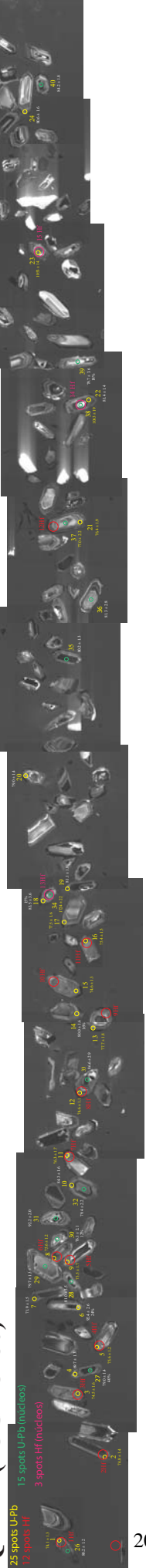
**Cucapah-1 (ICGEO-83)**



**Choya (ALDO-4)**



**QTB-1 (ICGEO-86)**



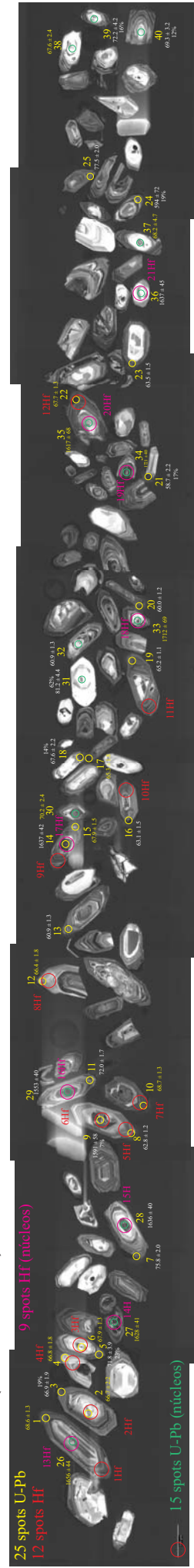


# Apéndice B.3.3

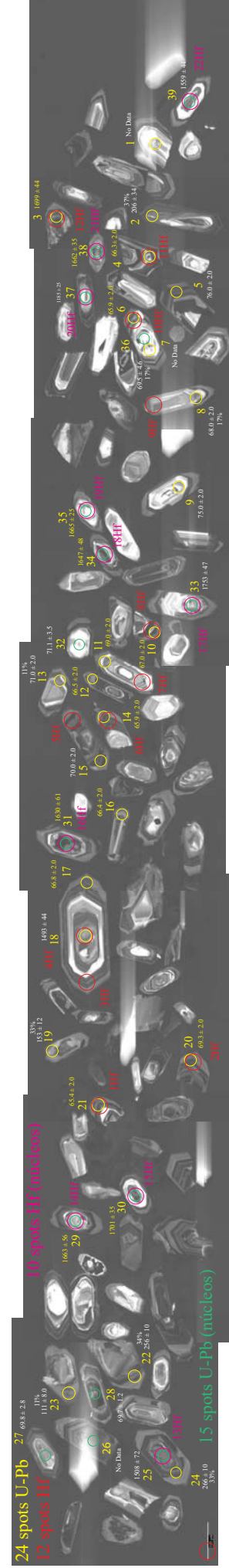
**MOHAWK-1 (ICGEO-32)**



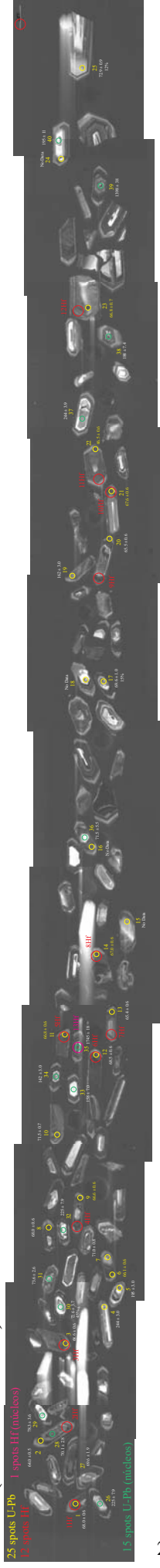
**MOHAWK-3 (ICGEO-40)**



**Tinajas-1 (ICGEO-35)**



**SR-3 (El Rosario-1)**





*Apéndice C. Estudios isotópicos de Lu-Hf en zircones*

Tabla C.1 Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora

Tabla C.2 Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides laramídicos del SW de Arizona y NW de Sonora



Tabla C.1. Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-CPMS en zonas de granitoides protozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	Hf <sub>total</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	εHf(t)	abs. err. (2)	εHf(t)	abs. err. (2)	edad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	abs. err. (±2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf inicial <sup>(5)</sup>	CHUR(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	DM(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	
<b>Maestra Zeno09-38</b>																													
Zeno09-38_Hf_12	z-6	12.1	0.281720	0.000025	0.000448	0.000004	0.011630	0.000110	1.467214	0.000034	-3.77	0.9	0.9	0.9	1733	6	0.281705	0.281680	0.281987	0.9	0.9	2117	2262	2375	2646	2646	2646	2646	
Zeno09-38_Hf_2	z-4	10.6	0.281711	0.000051	0.000181	0.000016	0.026920	0.000390	1.467212	0.000035	-3.81	1.1	1.1	1.1	1733	6	0.281678	0.281680	0.281987	-0.1	1.1	2161	2314	2437	2735	2735	2735	2735	
Zeno09-38_Hf_8	z-20	11.8	0.281705	0.000027	0.000463	0.000013	0.012260	0.000420	1.467255	0.000035	-3.80	1.0	1.0	1.0	1733	6	0.281694	0.281680	0.281987	0.5	1.0	2133	2284	2401	2683	2683	2683	2683	
Zeno09-38_Hf_11	z-3	11.0	0.281705	0.000029	0.000500	0.000017	0.013370	0.000480	1.467221	0.000035	-3.82	1.0	1.0	1.0	1733	6	0.281689	0.281680	0.281987	0.3	1.0	2140	2293	2412	2708	2708	2708	2708	
Zeno09-38_Hf_5	z-12	10.8	0.281699	0.000024	0.000301	0.000003	0.008054	0.000067	1.467215	0.000035	-3.84	0.8	0.8	0.8	1733	6	0.281689	0.281680	0.281987	0.3	0.9	2137	2292	2411	2698	2698	2698	2698	
Zeno09-38_Hf_9	z-22	10.4	0.281695	0.000027	0.000349	0.000013	0.008520	0.000360	1.467211	0.000035	-3.85	1.0	1.0	1.0	1733	6	0.281684	0.281680	0.281987	0.1	1.0	2145	2303	2424	2716	2716	2716	2716	
Zeno09-38_Hf_6	z-13	10.9	0.281691	0.000029	0.000340	0.000011	0.009228	0.000334	1.467201	0.000035	-3.87	1.0	1.0	1.0	1733	6	0.281680	0.281680	0.281987	0.0	1.0	2150	2310	2432	2728	2728	2728	2728	
Zeno09-38_Hf_10	z-25	12.7	0.281689	0.000024	0.000515	0.000011	0.013220	0.000310	1.467205	0.000034	-3.88	0.8	0.8	0.8	1733	6	0.281672	0.281680	0.281987	-0.3	0.9	2163	2320	2444	2753	2753	2753	2753	
Zeno09-38_Hf_3	z-9	8.8	0.281686	0.000024	0.000349	0.000004	0.008930	0.000120	1.467232	0.000047	-3.89	1.0	1.0	1.0	1733	6	0.281675	0.281680	0.281987	-0.2	1.0	2158	2320	2444	2745	2745	2745	2745	
Zeno09-38_Hf_4	z-21	13.0	0.281680	0.000023	0.000338	0.000004	0.008370	0.000100	1.467229	0.000047	-3.91	0.8	0.8	0.8	1733	6	0.281669	0.281680	0.281987	-0.4	0.8	2165	2339	2457	2763	2763	2763	2763	
Zeno09-38_Hf_1	z-1	5.1	0.281666	0.000023	0.000715	0.000041	0.017200	0.001000	1.467201	0.000067	-3.96	2.1	2.1	2.1	1733	6	0.281642	0.281680	0.281987	-1.3	2.1	2205	2370	2516	2847	2847	2847	2847	
Zeno09-38_Hf_4	z-11	11.7	0.281642	0.000026	0.000451	0.000031	0.011680	0.000920	1.467229	0.000036	-4.04	0.9	0.9	0.9	1733	6	0.281627	0.281680	0.281987	-1.9	1.0	2223	2408	2551	2896	2896	2896	2896	
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.2816972 ± 0.000081</b>																													
MSWD = 0.99 (11 de 12)																													
<b>Maestra Zano09-08</b>																													
Zano09-08_Hf_13	z-22	10.0	0.2817980	0.000035	0.001295	0.000018	0.034790	0.000720	1.467245	0.000035	-3.44	1.2	1.2	1.2	1726	14	0.281756	0.281685	0.281992	2.5	1.3	2056	2171	2265	2494	2494	2494	2494	
Zano09-08_Hf_1	z-1	13.5	0.281729	0.000023	0.000878	0.000004	0.021460	0.000120	1.467224	0.000029	-3.65	0.8	0.8	0.8	1726	14	0.281710	0.281685	0.281992	0.9	0.8	2115	2256	2368	2640	2640	2640	2640	
Zano09-08_Hf_2	z-2	14.6	0.281739	0.000026	0.001379	0.000074	0.031000	0.001900	1.467227	0.000030	-3.65	0.9	0.9	0.9	1726	14	0.281694	0.281685	0.281992	0.3	1.0	2143	2286	2405	2692	2692	2692	2692	
Zano09-08_Hf_11	z-18	12.4	0.281738	0.000030	0.000912	0.000077	0.022310	0.001300	1.467244	0.000030	-3.66	1.1	1.1	1.1	1726	14	0.281708	0.281685	0.281992	0.8	1.1	2118	2260	2373	2647	2647	2647	2647	
Zano09-08_Hf_7	z-11	10.3	0.281727	0.000030	0.001026	0.000077	0.026160	0.001200	1.467244	0.000040	-3.70	1.1	1.1	1.1	1726	14	0.281692	0.281685	0.281992	0.3	1.1	2139	2287	2406	2694	2694	2694	2694	
Zano09-08_Hf_3	z-3	10.9	0.281721	0.000035	0.001176	0.000016	0.032080	0.000500	1.467296	0.000036	-3.72	1.2	1.2	1.2	1726	14	0.281682	0.281685	0.281992	-0.1	1.3	2156	2307	2431	2729	2729	2729	2729	
Zano09-08_Hf_9	z-12	12.1	0.281720	0.000030	0.000968	0.000005	0.029270	0.000230	1.467234	0.000035	-3.72	1.1	1.1	1.1	1726	14	0.281688	0.281685	0.281992	0.1	1.1	2146	2297	2418	2710	2710	2710	2710	
Zano09-08_Hf_12	z-20	10.1	0.281720	0.000029	0.001232	0.000034	0.031900	0.001100	1.467238	0.000031	-3.73	1.0	1.0	1.0	1726	14	0.281688	0.281685	0.281992	-0.2	1.1	2161	2313	2437	2738	2738	2738	2738	
Zano09-08_Hf_14	z-24	12.4	0.281716	0.000025	0.000836	0.000004	0.021660	0.000730	1.467230	0.000038	-3.73	0.9	0.9	0.9	1726	14	0.281689	0.281685	0.281992	0.1	0.9	2144	2296	2417	2709	2709	2709	2709	
Zano09-08_Hf_8	z-9	15.0	0.281715	0.000020	0.001704	0.000010	0.040720	0.002700	1.467206	0.000037	-3.74	0.7	0.7	0.7	1726	14	0.281692	0.281685	0.281992	0.3	0.7	2138	2290	2409	2698	2698	2698	2698	
Zano09-08_Hf_10	z-15	11.9	0.281715	0.000020	0.001704	0.000010	0.040720	0.002700	1.467206	0.000037	-3.74	0.7	0.7	0.7	1726	14	0.281692	0.281685	0.281992	0.3	0.7	2138	2290	2409	2698	2698	2698	2698	
Zano09-08_Hf_4	z-5	12.2	0.281701	0.000026	0.000800	0.000006	0.019021	0.000078	1.467238	0.000033	-3.74	1.0	1.0	1.0	1726	14	0.281691	0.281685	0.281992	0.2	1.0	2139	2291	2411	2701	2701	2701	2701	
Zano09-08_Hf_6	z-7	11.5	0.281680	0.000031	0.001035	0.000007	0.024830	0.000810	1.467227	0.000033	-3.79	0.9	0.9	0.9	1726	14	0.281672	0.281685	0.281992	-0.4	1.0	2167	2327	2454	2762	2762	2762	2762	
Zano09-08_Hf_5	z-6	13.2	0.2814340	0.000026	0.001112	0.000011	0.033670	0.000370	1.467234	0.000032	-3.76	1.1	1.1	1.1	1726	14	0.281398	0.281685	0.281992	-10.2	0.9	2347	2836	3071	3634	3634	3634	3634	
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281720 ± 0.000010</b>																													
MSWD = 1.4 (12 of 14)																													
<b>Maestra DTF-3</b>																													
DTF-3_Hf_5	z-13	11.6	0.281820	0.000029	0.000693	0.000003	0.016380	0.000100	1.467247	0.000036	-3.37	1.0	1.0	1.0	1709	14	0.281798	0.281696	0.282005	3.6	1.0	1994	2099	2182	2382	2382	2382	2382	
DTF-3_Hf_8	z-17	13.4	0.281794	0.000026	0.001334	0.000069	0.045000	0.002000	1.467257	0.000037	-3.46	0.9	0.9	0.9	1709	14	0.281751	0.281696	0.282005	2.0	1.0	2064	2186	2288	2533	2533	2533	2533	
DTF-3_Hf_12	z-22	12.3	0.281794	0.000029	0.001720	0.000021	0.041580	0.000600	1.467236	0.000037	-3.46	1.0	1.0	1.0	1709	14	0.281738	0.281696	0.282005	1.5	1.1	2085	2210	2316	2573	2573	2573	2573	
DTF-3_Hf_3	z-5	13.5	0.281790	0.000028	0.000961	0.000015	0.023780	0.000370	1.467234	0.000037	-3.47	1.0	1.0	1.0	1709	14	0.281759	0.281696	0.282005	2.2	1.0	2049	2171	2270	2507	2507	2507	2507	
DTF-3_Hf_4	z-12	12.0	0.281766	0.000029	0.000834	0.000005	0.021740	0.000170	1.467249	0.000036	-3.56	1.0	1.0	1.0	1709	14	0.281738	0.281696	0.282005	1.5	1.0	2077	2210	2317	2574	2574	2574	2574	
DTF-3_Hf_10	z-2	10.8	0.281750	0.000035	0.001153	0.000040	0.029200	0.000950	1.467239	0.000036	-3.61	1.2	1.2	1.2	1709	14	0.281713	0.281696	0.282005	0.6	1.3	2115	2258	2374	2656	2656	2656	2656	
DTF-3_Hf_9	z-19	12.1	0.281746	0.000031	0.001458	0.000028	0.039900	0.000850	1.467243	0.000040	-3.61	1.1	1.1	1.1	1709	14	0.281699	0.281696	0.282005	0.1	1.1	2137	2284	2406	2700	2700	2700	2700	
DTF-3_Hf_9	z-18	12.1	0.281741	0.000028	0.001041	0.000010	0.026170	0.000270	1.467245	0.000034	-3.65	1.0	1.0	1.0	1709	14	0.281707	0.281696	0.282005	0.4	1.0	2121	2268						

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides protozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analysis	U-Pb zircon	Hf <sub>205</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	Elad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	DM(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	εHf <sub>0</sub>	abs. err. <sup>(2)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(9)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>
<b>Maneja QTZ-6</b>																				
<i>Gneis stromatolítico de boaita (Quitobaque Hills, Organ Pipe Cactus National Monument, SW Arizona)</i>																				
<i>Probeta ICGEO-36 (Hf en Junio 2018)</i>																				
QB-6_Hf_5	z-7	16.1	0.281832	0.00022	0.000785	0.00006	0.017510	0.000160	1.467246	0.000030	1693	0.281807	0.281706	3.6	0.8	1982	2088	2172	2375	
QB-6_Hf_7	z-10	12.6	0.281808	0.00026	0.000729	0.00004	0.024110	0.000120	1.467231	0.000036	1693	0.281760	0.281706	1.9	1.2	2069	2175	2277	2525	
QB-6_Hf_6	z-8	12.9	0.281808	0.00026	0.000729	0.00004	0.024110	0.000120	1.467231	0.000036	1693	0.281760	0.281706	2.8	0.9	2012	2129	2277	2525	
QB-6_Hf_1	z-1	12.7	0.281796	0.00025	0.000688	0.00001	0.024110	0.000120	1.467236	0.000027	1693	0.281767	0.281706	2.2	0.9	2037	2161	2260	2501	
QB-6_Hf_12	z-19	13.0	0.281792	0.00025	0.000688	0.00001	0.024110	0.000120	1.467233	0.000027	1693	0.281768	0.281706	2.2	0.9	2035	2161	2260	2501	
QB-6_Hf_10	z-15	12.4	0.281782	0.00024	0.000677	0.00001	0.024110	0.000120	1.467197	0.000031	1693	0.281755	0.281706	1.7	1.0	2056	2185	2290	2543	
QB-6_Hf_9	z-14	11.9	0.281782	0.00024	0.000677	0.00001	0.024110	0.000120	1.467197	0.000031	1693	0.281755	0.281706	1.7	1.0	2056	2185	2290	2543	
QB-6_Hf_3	z-4	11.8	0.281782	0.00024	0.000677	0.00001	0.024110	0.000120	1.467197	0.000031	1693	0.281755	0.281706	1.7	1.0	2056	2185	2290	2543	
QB-6_Hf_8	z-4	11.8	0.281782	0.00024	0.000677	0.00001	0.024110	0.000120	1.467197	0.000031	1693	0.281755	0.281706	1.7	1.0	2056	2185	2290	2543	
QB-6_Hf_8	z-4	11.8	0.281782	0.00024	0.000677	0.00001	0.024110	0.000120	1.467197	0.000031	1693	0.281755	0.281706	1.7	1.0	2056	2185	2290	2543	
QB-6_Hf_11	z-18	12.0	0.281766	0.00023	0.000628	0.00001	0.024110	0.000120	1.467272	0.000035	1693	0.281737	0.281706	1.5	1.3	2063	2195	2302	2560	
QB-6_Hf_4	z-5	11.4	0.281765	0.00023	0.000628	0.00001	0.024110	0.000120	1.467213	0.000038	1693	0.281733	0.281706	1.0	1.0	2086	2226	2339	2612	
QB-6_Hf_2	z-3	11.7	0.281763	0.00023	0.000628	0.00001	0.024110	0.000120	1.467181	0.000041	1693	0.281741	0.281706	1.2	1.0	2072	2211	2321	2587	
									1.467236	0.000032	1693	0.281724	0.281706	0.7	1.1	2099	2242	2358	2640	
<b>Media ponderada εHf<sub>0</sub> = -3.48 ± 0.45</b>																				
MSWD = 1.8 (11 de 12)																				
<b>Maneja MIn9-07</b>																				
<i>Roza granítica (Mina Berrendos, NE zona actual Sierra Los Tanques, NW Sonora)</i>																				
<i>Probeta MIEC-2 (Hf en Junio 2018)</i>																				
MIn9-07_Hf_8	z-10	13.5	0.282105	0.00032	0.001609	0.00026	0.041100	0.001000	1.467237	0.000031	1720	0.282052	0.281689	12.9	1.2	1642	1615	1593	1538	
MIn9-07_Hf_3	z-5	12.5	0.281859	0.00037	0.002650	0.00010	0.075700	0.004800	1.467246	0.000030	1720	0.281773	0.281689	3.0	1.5	2045	2141	2231	2448	
MIn9-07_Hf_5	z-3	9.8	0.281856	0.00037	0.003274	0.00001	0.091200	0.001400	1.467241	0.000037	1720	0.281749	0.281689	2.2	1.4	2085	2185	2284	2523	
MIn9-07_Hf_7	z-9	10.3	0.281854	0.00038	0.002073	0.00002	0.056700	0.000780	1.467201	0.000043	1720	0.281786	0.281689	3.5	1.4	2020	2116	2200	2403	
MIn9-07_Hf_11	z-28	13.8	0.281835	0.00040	0.001698	0.00003	0.047200	0.001300	1.467263	0.000043	1720	0.281780	0.281689	3.2	1.5	2026	2128	2215	2425	
MIn9-07_Hf_10	z-19	10.9	0.281821	0.00032	0.001268	0.00007	0.033000	0.000190	1.467230	0.000036	1720	0.281780	0.281689	3.2	1.1	2023	2128	2215	2425	
MIn9-07_Hf_4	z-4	12.7	0.281808	0.00029	0.001595	0.00003	0.045600	0.000880	1.467239	0.000031	1720	0.281756	0.281689	2.4	1.1	2065	2172	2269	2501	
MIn9-07_Hf_2	z-2	11.1	0.281804	0.00031	0.001618	0.00017	0.047710	0.000750	1.467242	0.000036	1720	0.281751	0.281689	2.2	1.1	2065	2181	2279	2516	
MIn9-07_Hf_1	z-2	11.5	0.281782	0.00028	0.001564	0.00017	0.047220	0.000360	1.467222	0.000036	1720	0.281731	0.281689	1.5	1.0	2093	2219	2325	2581	
MIn9-07_Hf_12	z-30	11.2	0.281767	0.00027	0.000970	0.00014	0.026340	0.000480	1.467279	0.000038	1720	0.281725	0.281689	1.7	1.0	2081	2211	2315	2567	
MIn9-07_Hf_9	z-12	10.9	0.281760	0.00031	0.001084	0.00005	0.028800	0.000600	1.467248	0.000041	1720	0.281735	0.281689	1.3	1.1	2097	2231	2340	2602	
MIn9-07_Hf_6	z-20	10.6	0.281745	0.00044	0.002132	0.00066	0.061800	0.002700	1.467255	0.000034	1720	0.281675	0.281689	-0.5	1.6	2178	2323	2451	2760	
<b>Media ponderada εHf<sub>0</sub> = -3.33 ± 0.77</b>																				
MSWD = 1.9 (7 de 12)																				
<b>Maneja LE-12</b>																				
<i>Gneis tonalítico de boaita (Foothills Mountain, NE Fortuna Foothills, SW Arizona)</i>																				
<i>Probeta ICGEO-35 (Hf en Junio 2018)</i>																				
14-1/2_Hf_3	z-6	17.1	0.281930	0.00021	0.000433	0.00019	0.011670	0.000730	1.467239	0.000030	1693	0.281916	0.281706	7.5	0.8	1831	1883	1923	2021	
14-1/2_Hf_5	z-11	14.1	0.281926	0.00031	0.000338	0.00014	0.007880	0.000370	1.467261	0.000040	1693	0.281915	0.281706	7.4	1.1	1831	1884	1925	2024	
14-1/2_Hf_11	z-20	13.4	0.281926	0.00024	0.000432	0.00013	0.010990	0.000600	1.467262	0.000040	1693	0.281918	0.281706	7.3	0.9	1835	1890	1931	2033	
14-1/2_Hf_6	z-13	13.3	0.281922	0.00019	0.000113	0.00004	0.002570	0.000440	1.467242	0.000034	1693	0.281907	0.281706	7.5	0.7	1826	1878	1918	2014	
14-1/2_Hf_9	z-18	14.4	0.281918	0.00022	0.000356	0.00013	0.007760	0.000440	1.467199	0.000034	1693	0.281907	0.281706	7.1	0.8	1843	1898	1945	2052	
14-1/2_Hf_12	z-21	15.4	0.281914	0.00022	0.000406	0.00026	0.009970	0.000800	1.467319	0.000034	1693	0.281901	0.281706	6.9	0.8	1851	1911	1958	2070	
14-1/2_Hf_10	z-19	13.0	0.281910	0.00027	0.000307	0.00008	0.006100	0.000170	1.467318	0.000031	1693	0.281900	0.281706	6.9	1.0	1852	1913	1959	2073	
14-1/2_Hf_7	z-14	16.6	0.281910	0.00019	0.000374	0.00018	0.009640	0.000640	1.467199	0.000027	1693	0.281898	0.281706	6.8	0.7	1855	1917	1964	2080	
14-1/2_Hf_8	z-15	15.6	0.281909	0.00018	0.000395	0.00020	0.010070	0.000650	1.467210	0.000030	1693	0.281896	0.281706	6.8	0.7	1857	1920	1968	2085	
14-1/2_Hf_15	z-26	16.5	0.281907	0.00021	0.000450	0.00015	0.012430	0.000440	1.467234	0.000028	1693	0.281895	0.281706	6.6	0.8	1863	1927	1977	2097	
14-1/2_Hf_13	z-22	16.5	0.281905	0.00021	0.000377	0.00022	0.010590	0.000810	1.467221	0.000030	1693	0.281895	0.281706	6.6	0.8	1862	1926	1976	2096	
14-1/2_Hf_4	z-9	15.0	0.281882	0.00026	0.000339	0.00017	0.007200	0.000750	1.467257	0.000035	1693	0.281871	0.281706	5.9	0.9	1891	1967	2026	2167	
14-1/2_Hf_14	z-25	12.8	0.281881	0.00029	0.000368	0.00016	0.007870	0.000550	1.467224	0.000033	1693	0.281869	0.281706	5.8	1.0	1894	1971	2030	2173	
<b>Media ponderada εHf<sub>0</sub> = -3.04 ± 0.28</b>																				
MSWD = 1.4 (13 of 13)																				
<b>Maneja Cabaiza-11</b>																				
<i>Gneis stromatolítico de boaita (Sierra Prima, Cabaiza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona)</i>																				
<i>Probeta ICGEO-81 (Hf en Junio 2018)</i>																				
Cabaiza-11_Hf_6	z-14	13.3	0.281948	0.00028	0.001189	0.00028	0.030810	0.000720	1.467244	0.000033	1689	0.281910	0.281708	7.2	1.0	1842	1896	1940	2047	
Cabaiza-11_Hf_2	z-3	10.9	0.281935	0.00030	0.001341	0.00019	0.035460	0.000560	1.467243	0.000036	1689	0.281892	0.281708	6.5	1.1	1868	1929	1981	2105	
Cabaiza-11_Hf_7	z-15	13.6	0.281925	0.00029	0.001086	0.00019	0.028540	0.000660	1.467193	0.000033	1689	0.281895	0.281708	6.6	1.1	1862	1923	1973	2094	
Cabaiza-11_Hf_1	z-1	13.1	0.281925	0.00029	0.000904	0.00003	0.020990	0.000072	1.467251	0.000033	1689	0.281899	0.281708	6.8	1.0	1855	1916	1964	2081	
Cabaiza-11_Hf_11	z-21	13.2	0.281922	0.00026	0.000958	0.00015	0.025950	0.000270	1.467226	0.000038	1689	0.281891	0.281708	6.5	0.9	1867	1931	1982	2107	
Cabaiza-11_Hf_12	z-22	13.3	0.281920	0.00028	0.001177	0.00003	0.030701	0.000092	1.467244	0.000033	1689	0.281882	0.281708	6.2	1.0	1880	1948	2003	2136	
Cabaiza-11_Hf_4	z-11	14.4	0.281919	0.00022	0.000996	0.00030	0.025880	0.000												

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICP-MS en zircones de granuloides protozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analysis	U-Pb zircon	Hf <sub>total</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	edad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	abs. err. (+2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	CHUR(1)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	DM(1)	ε <sub>Hf</sub> <sup>(1)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> <sup>(9)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> <sup>(9)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> <sup>(9)</sup>	
<b>Maestra Aiba-4</b> <i>Stromatolite (Leococcoides de biotita) (Hf-Apo Peak, Aiba, SW Arizona)</i> <i>Probada KCCE-32 (Hf en Junio 2018)</i>																									
Apo-4_Hf_1	z-3	20.2	0.281956	0.00028	0.002544	0.000070	0.068400	0.002000	1.467213	0.000031	16.54	1.0	0.281876	0.281731	0.282046	5.2	1.1	1899	1973	2041	2205				
Apo-4_Hf_4	z-10	16.7	0.281951	0.00024	0.002237	0.000056	0.064600	0.001200	1.467311	0.000043	16.54	1.1	0.281881	0.281731	0.282046	5.2	1.2	1890	1964	2030	2190				
Apo-4_Hf_5	z-11	16.4	0.281931	0.00021	0.001683	0.000017	0.045960	0.000510	1.467267	0.000031	16.54	0.8	0.281878	0.281731	0.282046	5.3	0.9	1890	1964	2036	2198				
Apo-4_Hf_12	z-20	12.7	0.281930	0.00020	0.001278	0.000099	0.034500	0.000260	1.467335	0.000037	16.54	1.1	0.281899	0.281731	0.282046	5.6	1.2	1872	1947	2009	2160				
Apo-4_Hf_10	z-22	15.5	0.281927	0.00020	0.001542	0.000031	0.041800	0.001100	1.467242	0.000030	16.54	0.7	0.281879	0.281731	0.282046	5.7	0.7	1889	1968	2035	2197				
Apo-4_Hf_2	z-8	16.6	0.281922	0.00021	0.001540	0.000078	0.041300	0.001240	1.467245	0.000028	16.54	0.8	0.281874	0.281731	0.282046	5.0	0.8	1896	1977	2046	2213				
Apo-4_Hf_6	z-15	15.0	0.281909	0.00021	0.001198	0.000068	0.031600	0.001500	1.467259	0.000033	16.54	0.7	0.281871	0.281731	0.282046	5.0	0.8	1897	1982	2051	2220				
Apo-4_Hf_7	z-16	15.6	0.281909	0.00021	0.001248	0.000011	0.043400	0.001420	1.467259	0.000030	16.54	0.7	0.281870	0.281731	0.282046	4.9	0.7	1899	1985	2055	2220				
Apo-4_Hf_8	z-17	18.9	0.281904	0.00019	0.001015	0.000009	0.038190	0.000330	1.467229	0.000033	16.54	0.9	0.281850	0.281731	0.282046	4.2	0.9	1931	2023	2101	2291				
Apo-4_Hf_9	z-21	15.8	0.281891	0.00024	0.001195	0.000039	0.032600	0.001200	1.467215	0.000041	16.54	1.0	0.281854	0.281731	0.282046	4.4	1.0	1922	2015	2092	2278				
Apo-4_Hf_11	z-24	13.8	0.281880	0.00024	0.000759	0.000010	0.019560	0.000320	1.467244	0.000040	16.54	0.8	0.281856	0.281731	0.282046	4.5	0.9	1915	2010	2086	2269				
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281918 ± 0.00012</b> MSWD = 1.7 (9 de 11)																									
<b>Maestra Epanoto-2</b> <i>Gneiss sienogranítico de biotita (E-Gila Bend, Maricopa Mountains, SW Arizona)</i> <i>Probada ICGEO-37 (Hf en Junio 2018)</i>																									
Epanoto-2_Hf_8	z-16	12.8	0.281961	0.00026	0.002008	0.000019	0.054350	0.000400	1.467198	0.000034	16.60	0.9	0.281898	0.281727	0.282041	6.1	0.9	1864	1930	1987	2127				
Epanoto-2_Hf_2	z-4	11.1	0.281951	0.00022	0.001526	0.000030	0.041400	0.001000	1.467205	0.000037	16.60	1.1	0.281903	0.281727	0.282041	6.2	1.2	1854	1920	1976	2110				
Epanoto-2_Hf_1	z-1	13.6	0.281926	0.00031	0.002228	0.000021	0.059380	0.000560	1.467269	0.000031	16.60	1.1	0.281856	0.281727	0.282041	4.6	1.1	1925	2009	2083	2262				
Epanoto-2_Hf_10	z-24	12.8	0.281922	0.00027	0.001768	0.000066	0.049600	0.001100	1.467255	0.000034	16.60	1.0	0.281866	0.281727	0.282041	4.9	1.0	1907	1989	2059	2228				
Epanoto-2_Hf_4	z-10	15.0	0.281915	0.00029	0.002306	0.000056	0.061600	0.001500	1.467263	0.000034	16.60	1.0	0.281848	0.281727	0.282041	4.3	1.1	1937	2022	2100	2286				
Epanoto-2_Hf_7	z-15	12.9	0.281915	0.00029	0.001530	0.000099	0.040630	0.002200	1.467219	0.000035	16.60	1.0	0.281867	0.281727	0.282041	5.0	1.0	1905	1988	2058	2227				
Epanoto-2_Hf_5	z-11	14.8	0.281911	0.00030	0.001515	0.000017	0.041730	0.000470	1.467223	0.000033	16.60	1.1	0.281863	0.281727	0.282041	4.8	1.1	1910	1995	2066	2238				
Epanoto-2_Hf_11	z-26	13.4	0.281909	0.00032	0.001906	0.000056	0.050000	0.001600	1.467239	0.000030	16.60	1.0	0.281852	0.281727	0.282041	4.3	1.2	1933	2021	2098	2284				
Epanoto-2_Hf_12	z-27	14.5	0.281908	0.00026	0.001789	0.000013	0.048810	0.000450	1.467179	0.000028	16.60	0.9	0.281852	0.281727	0.282041	4.4	0.9	1928	2016	2092	2276				
Epanoto-2_Hf_9	z-23	11.5	0.281904	0.00033	0.001380	0.000013	0.036280	0.000310	1.467254	0.000043	16.60	1.2	0.281861	0.281727	0.282041	4.7	1.2	1913	2000	2072	2247				
Epanoto-2_Hf_6	z-14	12.7	0.281902	0.00032	0.001583	0.000036	0.042250	0.000740	1.467207	0.000040	16.60	1.1	0.281852	0.281727	0.282041	4.4	1.2	1926	2015	2091	2274				
Epanoto-2_Hf_3	z-6	15.4	0.281893	0.00029	0.001480	0.000013	0.039910	0.000450	1.467231	0.000029	16.60	1.0	0.281846	0.281727	0.282041	4.2	1.0	1933	2026	2104	2293				
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281919 ± 0.00013</b> MSWD = 1.9 (12 de 12)																									
<b>Maestra Epanoto-3</b> <i>Gneiss sienogranítico de biotita (Pilar Knob, SE California)</i> <i>Probada ICGEO-40 (Hf en Octubre 2017)</i>																									
Epanoto-3_Hf_9	z-14	17.7	0.281971	0.00024	0.001821	0.000026	0.052690	0.000420	1.467270	0.000025	16.92	0.8	0.281913	0.281706	0.282018	7.3	0.9	1841	1890	1932	2034				
Epanoto-3_Hf_2	z-2	19.9	0.281970	0.00021	0.001366	0.000016	0.036920	0.000400	1.467235	0.000026	16.92	0.7	0.281926	0.281706	0.282018	7.8	0.8	1820	1864	1901	1990				
Epanoto-3_Hf_1	z-10	19.4	0.281956	0.00021	0.002148	0.000038	0.062500	0.001300	1.467245	0.000028	16.92	0.7	0.281887	0.281706	0.282018	6.4	0.8	1879	1938	1990	2061				
Epanoto-3_Hf_3	z-4	21.9	0.281954	0.00025	0.001549	0.000015	0.042070	0.000190	1.467258	0.000028	16.92	0.9	0.281896	0.281706	0.282018	7.0	0.9	1851	1905	1951	2061				
Epanoto-3_Hf_4	z-4	21.9	0.281930	0.00018	0.001342	0.000015	0.036420	0.000260	1.467235	0.000025	16.92	0.6	0.281876	0.281706	0.282018	6.7	0.7	1862	1921	1970	2088				
Epanoto-3_Hf_8	z-16	19.6	0.281930	0.00023	0.001682	0.000059	0.048600	0.002100	1.467244	0.000023	16.92	0.8	0.281876	0.281706	0.282018	6.0	0.9	1892	1958	2015	2152				
Epanoto-3_Hf_11	z-13	20.1	0.281926	0.00023	0.001445	0.000005	0.039650	0.000320	1.467238	0.000023	16.92	0.8	0.281880	0.281706	0.282018	6.1	0.8	1885	1952	2007	2141				
Epanoto-3_Hf_5	z-8	18.0	0.281925	0.00023	0.001338	0.000010	0.034830	0.000260	1.467161	0.000029	16.92	0.8	0.281885	0.281706	0.282018	6.3	0.8	1876	1941	1994	2122				
Epanoto-3_Hf_12	z-22	19.2	0.281923	0.00020	0.001331	0.000034	0.037940	0.000850	1.467251	0.000026	16.92	0.8	0.281880	0.281706	0.282018	6.2	0.8	1884	1950	2006	2139				
Epanoto-3_Hf_7	z-18	19.2	0.281913	0.00022	0.001461	0.000006	0.041659	0.000052	1.467232	0.000030	16.92	0.8	0.281866	0.281706	0.282018	5.7	0.8	1894	1977	2038	2184				
Epanoto-3_Hf_1	z-11	16.5	0.281910	0.00023	0.000982	0.000010	0.028820	0.000420	1.467229	0.000028	16.92	1.0	0.281878	0.281706	0.282018	6.1	0.8	1885	1954	2009	2144				
Epanoto-3_Hf_4	z-5	15.3	0.281898	0.00027	0.000819	0.000005	0.023230	0.000280	1.467234	0.000027	16.92	1.0	0.281872	0.281706	0.282018	5.9	1.0	1893	1966	2025	2166				
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281925 ± 0.00012</b> MSWD = 1.9 (9 de 12)																									
<b>Maestra Welton-E (nódulos heredados)</b> <i>Gneiss sienogranítico de biotita (Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)</i> <i>Probada ICGEO-83 (Hf en Junio 2018)</i>																									
Welton-E_Hf_4	z-8	11.7	0.281998	0.00025	0.000408	0.000006	0.009260	0.000120	1.467224	0.000035	16.84	0.9	0.281985	0.281712	0.282024	9.7	0.9	1737	1757	1772	1810				
Welton-E_Hf_3	z-6	11.3	0.281978	0.00026	0.000800	0.000030	0.019520	0.000910	1.467201	0.000037	16.84	1.0	0.281952	0.281712	0.282024	8.5	1.0	1782	1818	1846	1916				
Welton-E_Hf_1	z-2	13.1	0.281937	0.00023	0.000391	0.000006	0.008930	0.000150	1.467243	0.000034	16.84	0.8	0.281925	0.281712	0.282024	7.6	0.8	1819	1870	1910	2006				
Welton-E_Hf_12	z-28	9.9	0.281934	0.00030	0.000578	0.000027	0.014140	0.000660	1.467238	0.000038															

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICPMS en zircones de granitoides protozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	Hf <sub>total</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(f)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	Edad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	abs. err. (±2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(i)</sup>	DM(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(i)</sup>	DM(t)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(9)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	
<b>Maestra Aiba-3</b> <i>Gneis monzogranítico melanoacrático de boaita (Ifo Peak, SW Arizona)</i> <i>Probeta CGEO-34</i> (Hf en Octubre 2017)																							
Apo-03_1	z-6	15.0	0.281978	0.000025	0.001428	0.000005	0.040010	0.000370	1.467238	0.000035	16.42	0.9	0.281934	0.282055	6.9	0.9	0.281738	0.282055	18.12	1870	1918	1918	2036
Apo-03_8	z-17	15.1	0.281976	0.000026	0.001650	0.000038	0.045900	0.001100	1.467238	0.000029	16.42	0.7	0.281925	0.282055	6.7	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1887	1939	1939	2065
Apo-03_2	z-7	17.9	0.281975	0.000026	0.001560	0.000066	0.045100	0.001200	1.467238	0.000028	16.42	0.9	0.281926	0.282055	6.6	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1883	1935	1935	2059
Apo-03_5	z-13	15.4	0.281972	0.000023	0.001244	0.000066	0.035470	0.001100	1.467238	0.000025	16.42	0.8	0.281933	0.282055	6.9	0.8	0.281738	0.282055	18.11	1870	1919	1919	2037
Apo-03_11	z-20	15.4	0.281950	0.000026	0.001039	0.000024	0.029920	0.000730	1.467238	0.000028	16.42	0.9	0.281918	0.282055	6.4	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1900	1954	1954	2087
Apo-03_12	z-21	17.6	0.281948	0.000022	0.000873	0.000012	0.025070	0.000370	1.467238	0.000031	16.42	0.7	0.281921	0.282055	6.5	0.7	0.281738	0.282055	18.12	1894	1947	1947	2077
Apo-03_3	z-9	17.0	0.281936	0.000022	0.000945	0.000020	0.026440	0.000520	1.467238	0.000031	16.42	0.8	0.281907	0.282055	6.0	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1920	1980	1980	2123
Apo-03_7	z-16	16.1	0.281933	0.000022	0.000795	0.000066	0.022120	0.000250	1.467238	0.000028	16.42	0.7	0.281908	0.282055	6.0	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1917	1976	1976	2118
Apo-03_4	z-10	17.9	0.281928	0.000021	0.000576	0.000077	0.016410	0.000120	1.467238	0.000028	16.42	0.7	0.281910	0.282055	6.1	0.7	0.281738	0.282055	18.12	1914	1972	1972	2112
Apo-03_10	z-19	15.3	0.281921	0.000023	0.000703	0.000019	0.019440	0.000100	1.467238	0.000030	16.42	0.8	0.281889	0.282055	5.8	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1927	1988	1988	2134
Apo-03_6	z-15	15.5	0.281921	0.000027	0.001026	0.000054	0.028200	0.001800	1.467238	0.000038	16.42	1.0	0.281889	0.282055	5.3	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1927	1988	1988	2180
Apo-03_9	z-18	16.8	0.281910	0.000024	0.000756	0.000077	0.021120	0.000180	1.467238	0.000030	16.42	0.8	0.281886	0.282055	5.3	0.9	0.281738	0.282055	18.12	1927	1988	1988	2188
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281933 ± 0.000011</b> MSWD = 1.3 (8 de 12)																							
<b>Maestra Cabaza-9</b> <i>Gneis monzogranítico de boaita (Sierra Prieta, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona)</i> <i>Probeta CGEO-35</i> (Hf en Junio 2018)																							
Caba-9_Hf_2	z-2	17.0	0.282011	0.000025	0.002101	0.000004	0.057260	0.002380	1.467238	0.000030	16.42	0.9	0.281946	0.282055	7.4	0.9	0.281738	0.282055	17.98	1847	1891	1891	1997
Caba-9_Hf_7	z-8	16.9	0.281986	0.000027	0.001905	0.000035	0.051000	0.001200	1.467238	0.000030	16.42	1.0	0.281927	0.282055	6.7	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1883	1934	1934	2058
Caba-9_Hf_3	z-3	16.4	0.281979	0.000028	0.002480	0.000110	0.068000	0.003400	1.467238	0.000030	16.42	1.0	0.281902	0.282055	5.8	1.1	0.281738	0.282055	18.12	1862	1929	1929	2139
Caba-9_Hf_11	z-18	17.4	0.281965	0.000026	0.002143	0.000036	0.055800	0.001200	1.467238	0.000023	16.42	0.8	0.281898	0.282055	5.7	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1865	1936	1936	2150
Caba-9_Hf_6	z-6	16.5	0.281963	0.000024	0.002013	0.000023	0.055650	0.000710	1.467238	0.000027	16.42	0.8	0.281900	0.282055	5.7	0.9	0.281738	0.282055	18.12	1862	1932	1932	2143
Caba-9_Hf_8	z-1	19.0	0.281961	0.000030	0.002413	0.000024	0.065390	0.000600	1.467238	0.000031	16.42	1.1	0.281888	0.282055	5.3	1.1	0.281738	0.282055	18.12	1882	1955	1955	2184
Caba-9_Hf_1	z-9	16.6	0.281961	0.000023	0.001299	0.000054	0.035600	0.001700	1.467238	0.000022	16.42	0.8	0.281921	0.282055	5.5	0.9	0.281738	0.282055	18.12	1894	1948	1948	2078
Caba-9_Hf_9	z-11	18.9	0.281958	0.000023	0.002085	0.000033	0.055260	0.000930	1.467238	0.000027	16.42	0.8	0.281903	0.282055	5.5	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1894	1946	1946	2167
Caba-9_Hf_12	z-21	17.1	0.281955	0.000023	0.001527	0.000027	0.040480	0.000810	1.467238	0.000032	16.42	0.8	0.281907	0.282055	6.0	0.8	0.281738	0.282055	18.12	1873	1946	1946	2120
Caba-9_Hf_5	z-5	17.2	0.281950	0.000029	0.002243	0.000047	0.059000	0.001400	1.467238	0.000031	16.42	1.0	0.281880	0.282055	5.0	1.1	0.281738	0.282055	18.12	1892	1970	1970	2209
Caba-9_Hf_10	z-16	19.3	0.281945	0.000026	0.002047	0.000024	0.052880	0.000730	1.467238	0.000029	16.42	0.9	0.281881	0.282055	5.1	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1889	1968	1968	2305
Caba-9_Hf_13	z-22	17.3	0.281943	0.000025	0.001625	0.000056	0.042800	0.001600	1.467238	0.000030	16.42	1.0	0.281892	0.282055	5.5	1.0	0.281738	0.282055	18.12	1871	1947	1947	2169
Caba-9_Hf_4	z-4	15.8	0.281943	0.000033	0.002400	0.000069	0.062400	0.002000	1.467238	0.000031	16.42	1.2	0.281868	0.282055	4.6	1.3	0.281738	0.282055	18.12	1910	1992	1992	2247
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281959 ± 0.000073</b> MSWD = 0.97 (12 de 13)																							
<b>Maestra ADN-1</b> <i>Stenogranítico de boaita (Agua Dulce Mountains, Cabeza Prieta Wildlife Refuge, SW Arizona)</i> <i>Probeta CGEO-33</i> (Hf en Octubre 2017)																							
ADN-01_11	z-22	19.4	0.281976	0.000019	0.001509	0.000011	0.041020	0.000180	1.467238	0.000027	17.06	0.7	0.281927	0.282007	8.2	0.7	0.281698	0.282007	18.18	1857	1889	1889	1967
ADN-01_6	z-9	19.9	0.281965	0.000021	0.000888	0.000004	0.024710	0.000170	1.467238	0.000021	17.06	0.6	0.281926	0.282007	8.5	0.8	0.281698	0.282007	18.18	1840	1860	1860	1937
ADN-01_2	z-3	21.8	0.281965	0.000016	0.001173	0.000015	0.033180	0.000280	1.467238	0.000021	17.06	0.6	0.281927	0.282007	8.5	0.6	0.281698	0.282007	18.18	1850	1889	1889	1967
ADN-01_4	z-8	17.1	0.281965	0.000023	0.001461	0.000051	0.041600	0.001900	1.467238	0.000031	17.06	0.6	0.281918	0.282007	7.8	0.9	0.281698	0.282007	18.18	1875	1911	1911	1998
ADN-01_12	z-24	20.7	0.281964	0.000017	0.001198	0.000021	0.032820	0.000710	1.467238	0.000022	17.06	0.6	0.281925	0.282007	8.1	0.6	0.281698	0.282007	18.18	1860	1893	1893	1973
ADN-01_5	z-19	20.5	0.281964	0.000019	0.001351	0.000033	0.038460	0.002500	1.467238	0.000027	17.06	0.6	0.281920	0.282007	7.9	0.7	0.281698	0.282007	18.18	1870	1905	1905	1989
ADN-01_8	z-11	19.0	0.281964	0.000020	0.000967	0.000015	0.027350	0.000610	1.467238	0.000027	17.06	0.6	0.281911	0.282007	8.3	0.7	0.281698	0.282007	18.18	1870	1905	1905	1985
ADN-01_9	z-18	19.6	0.281959	0.000022	0.001008	0.000033	0.028340	0.000220	1.467238	0.000024	17.06	0.8	0.281926	0.282007	8.1	0.8	0.281698	0.282007	18.18	1850	1881	1881	1955
ADN-01_10	z-20	20.0	0.281957	0.000021	0.000911	0.000077	0.025584	0.000097	1.467238	0.000021	17.06	0.6	0.281928	0.282007	8.2	0.8	0.281698	0.282007	18.18	1858	1888	1888	1969
ADN-01_3	z-4	19.5	0.281955	0.000019	0.001358	0.000022	0.039260	0.000820	1.467238	0.000026	17.06	0.7	0.281911	0.282007	7.6	0.7	0.281698	0.282007	18.18	1887	1926	1926	2019
ADN-01_7	z-10	20.6	0.281939	0.000017	0.001129	0.000034	0.031800	0.001100	1.467238	0.000024	17.06	0.6	0.281902	0.282007	7.3	0.6	0.281698	0.282007	18.18	1903	1945	1945	2047
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281906 ± 0.000056</b> MSWD = 1.05 (11 of 11)																							
<b>Maestra Canabaz</b> <i>Gneis tonalítico de boaita (Cooper Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)</i> <i>Probeta CGEO-32</i> (Hf en Octubre 2017)																							
Cooper_1	z-1	21.2	0.282359	0.000019	0.000607	0.000012	0.014690	0.000200	1.467238	0.000025	16.95	0.7	0.282339	0.282015	22.5	0.7	0.281705	0.282015	12.48	1080	948	948	626
Cooper_11	z-24	17.2	0.282034	0.000028	0.000702	0.000036	0.019000	0.001100	1.467238	0.000044	16.95	2.8	0.282011	0.282015	10.9	1.0	0.281705	0.282015	17.00	1702	1704	1704	

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-CPMS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analysis	U-Pb zircon	Hf <sub>total</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. (2)	Elad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	abs. err. (±2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf initial(t <sup>0</sup> )	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf CHUR(t)	DM(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf DM(t)	abs. err. (2)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(9)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	
<b>Maestra Aztec-02</b>																							
<i>Stromatolítico melanocrático de dos micas (NW de Aztec Hills, SW Arizona)</i>																							
<i>Probeta ICGEO-88 (Hf en Octubre 2017)</i>																							
Aztec-2_9	z-10	15.2	0.282055	0.000353	0.003796	0.000086	0.125500	0.002600	1.467230	0.000029	-25.4	1.2	0.281933	0.281708	0.282019	8.0	1.3	1818	1851	1886	1886	1969	1969
Aztec-2_10	z-12	17.1	0.282035	0.000226	0.003639	0.000066	0.101800	0.002100	1.467208	0.000031	-26.1	0.9	0.281918	0.281708	0.282019	7.5	1.0	1840	1880	1920	1920	2018	2018
Aztec-2_3	z-4	15.7	0.282033	0.000236	0.004128	0.000056	0.124700	0.002200	1.467247	0.000029	-26.1	1.3	0.281901	0.281708	0.282019	6.8	1.3	1869	1913	1960	1960	2075	2075
Aztec-2_6	z-6	17.0	0.282031	0.000024	0.003394	0.000044	0.102900	0.001700	1.467237	0.000031	-26.2	0.8	0.281922	0.281708	0.282019	7.6	0.9	1833	1872	1911	1911	2005	2005
Aztec-2_12	z-18	16.6	0.281999	0.000023	0.002061	0.000047	0.067500	0.001000	1.467268	0.000027	-27.3	0.8	0.281933	0.281708	0.282019	8.0	0.8	1813	1852	1897	1897	1971	1971
Aztec-2_2	z-2	19.2	0.281972	0.000025	0.001950	0.000059	0.057500	0.000240	1.467269	0.000026	-27.9	1.0	0.281920	0.281708	0.282019	7.6	1.0	1830	1876	1915	1915	2011	2011
Aztec-2_7	z-8	13.9	0.281983	0.000027	0.000959	0.000010	0.024700	0.000030	1.467234	0.000031	-28.3	1.0	0.281941	0.281708	0.282019	8.0	0.9	1798	1837	1868	1868	1944	1944
Aztec-2_8	z-9	20.0	0.281969	0.000011	0.001745	0.000007	0.048200	0.001900	1.467268	0.000026	-28.4	0.7	0.281913	0.281708	0.282019	7.3	0.8	1840	1890	1932	1932	2035	2035
Aztec-2_11	z-14	21.4	0.281962	0.000019	0.001304	0.000040	0.040100	0.001300	1.467237	0.000023	-28.6	0.7	0.281914	0.281708	0.282019	7.3	0.7	1838	1888	1930	1930	2033	2033
Aztec-2_1	z-1	20.6	0.281957	0.000017	0.001328	0.000038	0.035190	0.000740	1.467228	0.000024	-28.8	0.6	0.281914	0.281708	0.282019	7.3	0.6	1836	1887	1929	1929	2031	2031
Aztec-2_4	z-3	14.7	0.281921	0.000022	0.000958	0.000021	0.025030	0.000670	1.467233	0.000030	-30.1	0.8	0.281890	0.281708	0.282019	6.5	0.8	1868	1932	1984	1984	2109	2109
Aztec-2_5	z-5	19.7	0.281875	0.000019	0.000397	0.000003	0.011400	0.000130	1.467270	0.000026	-31.7	0.7	0.281862	0.281708	0.282019	5.5	0.7	1904	1985	2048	2048	2200	2200
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281971 ± 0.000016</b>																							
MSWD = 2.1 (6 of 12)																							
<b>Media ponderada εHf(t) = -28.34 ± 0.57</b>																							
MSWD = 0.97 (6 of 12)																							
<b>T<sub>DM</sub> = 1826 Ma</b>																							
<b>T<sub>DCE</sub> = 1910 Ma</b>																							
<i>Gneiss stromatolítico de biohita (Arizona Prison Complex-Lewis-Buckley Unit, SW Arizona)</i>																							
<i>Probeta ICGEO-37 (Hf en Octubre 2017)</i>																							
Lewis-01_12	z-25	16.5	0.281994	0.000021	0.001111	0.000018	0.030550	0.000650	1.467235	0.000029	-27.5	0.7	0.281960	0.281742	0.282059	7.7	0.8	1774	1823	1863	1863	1960	1960
Lewis-01_4	z-12	16.5	0.281987	0.000021	0.001073	0.000007	0.029250	0.000370	1.467244	0.000027	-27.8	0.8	0.281954	0.281742	0.282059	7.5	0.8	1782	1834	1876	1876	1979	1979
Lewis-01_6	z-14	18.4	0.281987	0.000022	0.001140	0.000041	0.031700	0.001500	1.467223	0.000027	-27.8	0.8	0.281952	0.281742	0.282059	7.4	0.8	1785	1838	1881	1881	1986	1986
Lewis-01_10	z-22	19.5	0.281986	0.000019	0.001034	0.000032	0.028140	0.001170	1.467247	0.000026	-27.8	0.7	0.281954	0.281742	0.282059	7.5	0.7	1782	1834	1876	1876	1978	1978
Lewis-01_1	z-2	19.7	0.281985	0.000018	0.001004	0.000032	0.026700	0.001100	1.467259	0.000026	-27.8	0.6	0.281948	0.281742	0.282059	7.5	0.7	1782	1834	1876	1876	1978	1978
Lewis-01_11	z-23	15.6	0.281978	0.000024	0.000965	0.000010	0.026500	0.000420	1.467248	0.000025	-28.1	0.8	0.281948	0.281742	0.282059	7.3	0.9	1790	1845	1889	1889	1997	1997
Lewis-01_5	z-13	15.7	0.281977	0.000025	0.000782	0.000012	0.021260	0.000250	1.467234	0.000027	-28.1	0.9	0.281935	0.281742	0.282059	7.5	0.9	1783	1836	1879	1879	1982	1982
Lewis-01_8	z-19	19.6	0.281975	0.000018	0.001386	0.000006	0.034900	0.002100	1.467274	0.000028	-28.2	0.6	0.281935	0.281742	0.282059	6.8	0.6	1809	1869	1919	1919	2039	2039
Lewis-01_7	z-16	18.0	0.281962	0.000022	0.000932	0.000016	0.025580	0.000620	1.467384	0.000025	-28.6	0.8	0.281933	0.281742	0.282059	6.8	0.8	1810	1873	1923	1923	2046	2046
Lewis-01_9	z-21	17.9	0.281959	0.000023	0.001082	0.000008	0.029760	0.001330	1.467227	0.000029	-28.8	0.8	0.281925	0.281742	0.282059	6.5	0.8	1822	1887	1941	1941	2070	2070
Lewis-01_2	z-6	21.0	0.281956	0.000019	0.000741	0.000008	0.019320	0.000320	1.467260	0.000027	-28.9	0.7	0.281933	0.281742	0.282059	6.8	0.7	1810	1873	1924	1924	2046	2046
Lewis-01_3	z-8	15.9	0.281953	0.000024	0.000959	0.000001	0.028370	0.000200	1.467246	0.000028	-29.0	0.8	0.281923	0.281742	0.282059	6.4	0.9	1824	1891	1946	1946	2078	2078
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281956 ± 0.000088</b>																							
MSWD = 1.7 (12 of 12)																							
<b>Media ponderada εHf(t) = -28.16 ± 0.31</b>																							
MSWD = 1.3 (12 of 12)																							
<b>T<sub>DM</sub> = 1796 Ma</b>																							
<b>T<sub>DCE</sub> = 1899 Ma</b>																							
<i>Gneiss stromatolítico de biohita (Telegraph Pass Trail, Yuma, SW Arizona)</i>																							
<i>Probeta ICGEO-33 (Hf en Octubre 2017)</i>																							
Telegraph_2	z-3	12.7	0.282027	0.000030	0.001396	0.000006	0.039090	0.000200	1.467237	0.000035	-26.3	1.1	0.281983	0.281728	0.282043	9.0	1.1	1742	1770	1794	1794	1852	1852
Telegraph_1	z-1	11.8	0.282012	0.000039	0.003650	0.000120	0.091800	0.002700	1.467317	0.000049	-26.9	1.4	0.281897	0.281728	0.282043	6.0	1.5	1875	1932	1990	1990	2131	2131
Telegraph_11	z-17	18.0	0.281994	0.000026	0.003566	0.000086	0.095600	0.002800	1.467281	0.000052	-27.5	0.9	0.281882	0.281728	0.282043	5.5	1.0	1897	1961	2025	2025	2181	2181
Telegraph_4	z-7	14.2	0.281987	0.000022	0.000957	0.000009	0.023850	0.000240	1.467240	0.000026	-27.8	0.8	0.281925	0.281728	0.282043	8.1	0.8	1777	1820	1854	1854	1958	1958
Telegraph_12	z-19	15.1	0.281987	0.000024	0.001293	0.000032	0.036570	0.000840	1.467239	0.000031	-27.8	0.8	0.281946	0.281728	0.282043	7.7	0.9	1793	1839	1878	1878	1972	1972
Telegraph_6	z-9	16.3	0.281975	0.000024	0.001389	0.000017	0.045640	0.000760	1.467254	0.000032	-28.2	0.8	0.281925	0.281728	0.282043	7.0	0.9	1824	1880	1927	1927	2041	2041
Telegraph_3	z-5	17.7	0.281973	0.000024	0.002238	0.000026	0.061060	0.000730	1.467239	0.000032	-28.3	0.8	0.281903	0.281728	0.282043	6.2	0.9	1859	1922	1978	1978	2114	2114
Telegraph_7	z-10	13.7	0.281963	0.000029	0.001283	0.000009	0.034820	0.000310	1.467194	0.000031	-28.6	1.0	0.281923	0.281728	0.282043	6.9	1.0	1826	1884	1932	1932	2049	2049
Telegraph_9	z-13	17.0	0.281963	0.000021	0.000615	0.000004	0.025850	0.000066	1.467231	0.000030	-28.8	0.7	0.281939	0.281728	0.282043	7.5	0.7	1801	1854	1896	1896	1997	1997
Telegraph_8	z-12	15.1	0.281925	0.000022	0.001089	0.000042	0.025850	0.000780	1.467218	0.000030	-30.0	0.8	0.281891	0.281728	0.282043	5.8	0.8	1869	1944	2005	2005	2152	2152
Telegraph_5	z-8	13.5	0.281908	0.000027	0.001847	0.000023	0.047210	0.000570	1.467287	0.000030	-30.6	1.0	0.281850	0.281728	0.282043	4.3	1.0	1931	2020	2098	2098	2284	2284
Telegraph_10	z-16	18.5	0.281867	0.000018	0.000772	0.000018	0.019900	0.000760	1.467255	0.000025	-32.0	0.6	0.281843	0.281728	0.282043	4.1	0.7	1933	2034	2114	2114	2307	2307
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281978 ± 0.000013</b>																							
MSWD = 1.5 (8 of 12)																							
<b>Media ponderada εHf(t) = -7.05 ± 0.74</b>																							
MSWD = 3.8 (8 of 12)																							
<b>T<sub>DM</sub> = 1831 Ma</b>																							
<b>T<sub>DCE</sub> = 1935 Ma</b>																							
<i>Gneiss stromatolítico de biohita (Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona)</i>																							
<i>Probeta ICGEO-33 (Hf en Octubre 2017)</i>																							
Wilson-02_2	z-3	19.9	0.282019	0.000019	0.000298	0.000007	0.006990	0.000190	1.467237	0.000027	-26.6	0.7	0.282009	0.281698	0.282008	11.0	0.7	1703	1702	1702	1702	1700	1700
Wilson-02_5	z-7	13.7	0.28200																				

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICP-MS en zircones de granitoides proterozoicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	Hf <sub>grain</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(1)</sup>	<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf abs. err. <sup>(2)</sup>	Eldad U-Pb (Ma) <sup>(6)</sup>	abs. err. (±2σ)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf inicial <sup>(5)</sup>	CHUR(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf DM(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf abs. err. <sup>(2)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(8)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	T <sub>DCE</sub> (Ma) <sup>(7)</sup>	
<b>Muestra Gilas01</b> <i>Gneis monzogranítico de las micas (Gila Mountains, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona) Probeta ICGEO-37 (Hf en Octubre 2017)</i>																	
Gilas01_5	z-13	16.3	0.282018	0.000020	0.001256	0.000005	0.034080	16.63	9	0.281978	0.281725	0.282039	9.0	0.7	1748	1777	1802
Gilas01_4	z-12	16.8	0.282012	0.000024	0.001118	0.000005	0.030300	16.63	9	0.281977	0.281725	0.282039	8.9	0.8	1750	1780	1805
Gilas01_10	z-24	16.2	0.281988	0.000020	0.000966	0.000015	0.024520	16.63	9	0.281959	0.281725	0.282039	8.3	0.8	1773	1813	1845
Gilas01_6	z-14	19.6	0.281985	0.000022	0.000787	0.000005	0.020729	16.63	9	0.281960	0.281725	0.282039	7.9	0.8	1772	1812	1843
Gilas01_3	z-11	15.8	0.281982	0.000023	0.000787	0.000009	0.031050	16.63	9	0.281960	0.281725	0.282039	8.3	0.8	1772	1812	1843
Gilas01_12	z-25	15.4	0.281981	0.000025	0.001081	0.000002	0.020729	16.63	9	0.281947	0.281725	0.282039	7.9	0.8	1792	1837	1874
Gilas01_1	z-7	14.4	0.281981	0.000027	0.001211	0.000015	0.033220	16.63	9	0.281947	0.281725	0.282039	7.7	1.0	1797	1844	1883
Gilas01_2	z-10	16.0	0.281979	0.000023	0.000992	0.000029	0.026060	16.63	9	0.281948	0.281725	0.282039	7.9	0.8	1789	1834	1871
Gilas01_7	z-15	14.2	0.281976	0.000023	0.000997	0.000010	0.026730	16.63	9	0.281948	0.281725	0.282039	7.8	0.8	1794	1841	1879
Gilas01_11	z-21	22.9	0.281970	0.000018	0.000778	0.000033	0.020420	16.63	9	0.281950	0.281725	0.282039	8.0	0.7	1785	1830	1865
Gilas01_9	z-18	15.8	0.281970	0.000026	0.001264	0.000010	0.034000	16.63	9	0.281930	0.281725	0.282039	7.3	0.9	1815	1868	1912
Gilas01_8	z-17	17.8	0.281956	0.000021	0.000645	0.000012	0.017520	16.63	9	0.281936	0.281725	0.282039	7.5	0.8	1805	1858	1899
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.2819808 ± 0.0000098</b> MSWD = 1.7 (11 de 12)																	
<b>Muestra WelbónE</b> <i>Gneis sienogranítico de biotita (Wellton Hills, Barry M. Goldwater Air Force Range, SW Arizona) Probeta ICGEO-83 (Hf en Junio 2018)</i>																	
WelbónE_Hf_8	z-21	14.5	0.282003	0.000021	0.000336	0.000004	0.007350	14.27	22	0.281994	0.281876	0.282213	4.2	0.7	1727	1839	1927
WelbónE_Hf_9	z-24	12.5	0.281976	0.000029	0.000369	0.000008	0.006880	14.27	22	0.281966	0.281876	0.282213	3.2	1.0	1765	1891	1990
WelbónE_Hf_11	z-26	12.1	0.281974	0.000025	0.000380	0.000003	0.008410	14.27	22	0.281964	0.281876	0.282213	3.1	0.9	1768	1895	1995
WelbónE_Hf_6	z-16	13.3	0.281970	0.000020	0.000311	0.000005	0.007070	14.27	22	0.281962	0.281876	0.282213	3.1	0.7	1770	1899	2000
WelbónE_Hf_2	z-3	13.7	0.281950	0.000026	0.000264	0.000003	0.005910	14.27	22	0.281943	0.281876	0.282213	2.4	0.9	1795	1934	2042
WelbónE_Hf_5	z-14	12.4	0.281945	0.000031	0.000952	0.000006	0.023970	14.27	22	0.281919	0.281876	0.282213	1.6	1.1	1835	1978	2096
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.281965 ± 0.000011</b> MSWD = 1.08 (5 de 6)																	
<b>Muestra McDonalds</b> <i>Gneis sienogranítico de melanocricto de dos micas (Cerro Restaurante McDonalds, Yuma, SW Arizona) Probeta ICGEO-34 (Hf en Octubre 2017)</i>																	
McDonald_6	z-12	16.3	0.282022	0.000024	0.001105	0.000005	0.031580	14.12	9	0.281992	0.281885	0.282224	3.8	0.9	1735	1847	1940
McDonald_8	z-17	19.4	0.282010	0.000017	0.001375	0.000017	0.037770	14.12	9	0.281973	0.281885	0.282224	3.1	0.6	1764	1883	1983
McDonald_2	z-3	17.0	0.282006	0.000021	0.000717	0.000004	0.018460	14.12	9	0.281987	0.281885	0.282224	3.6	0.7	1740	1858	1953
McDonald_12	z-25	18.2	0.281998	0.000019	0.000815	0.000001	0.022810	14.12	9	0.281976	0.281885	0.282224	3.2	0.7	1755	1878	1977
McDonald_9	z-16	16.7	0.281982	0.000021	0.000975	0.000002	0.024530	14.12	9	0.281959	0.281885	0.282224	2.6	0.7	1780	1911	2017
McDonald_4	z-7	15.8	0.281976	0.000020	0.000884	0.000005	0.022320	14.12	9	0.281952	0.281885	0.282224	2.4	0.7	1789	1922	2031
McDonald_10	z-18	19.0	0.281974	0.000019	0.001104	0.000022	0.030790	14.12	9	0.281945	0.281885	0.282224	2.1	0.7	1802	1937	2048
McDonald_1	z-1	16.0	0.281974	0.000022	0.001115	0.000014	0.030770	14.12	9	0.281944	0.281885	0.282224	2.1	0.8	1802	1938	2049
McDonald_11	z-20	17.5	0.281972	0.000019	0.000824	0.000001	0.022970	14.12	9	0.281940	0.281885	0.282224	2.3	0.7	1791	1927	2036
McDonald_3	z-4	16.1	0.281971	0.000021	0.000893	0.000012	0.024780	14.12	9	0.281947	0.281885	0.282224	2.2	0.8	1796	1932	2043
McDonald_7	z-13	16.4	0.281960	0.000021	0.001267	0.000010	0.035110	14.12	9	0.281926	0.281885	0.282224	1.5	0.8	1829	1971	2090
McDonald_5	z-8	16.5	0.281950	0.000019	0.000859	0.000002	0.024300	14.12	9	0.281927	0.281885	0.282224	1.5	0.7	1823	1970	2088
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.2819696 ± 0.0000070</b> MSWD = 1.05 (8 de 12)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.76 ± 0.77</b> MSWD = 1.9 (5 de 6)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.97 ± 0.34</b> MSWD = 1.3 (8 de 12)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.79 ± 0.31</b> MSWD = 1.3 (11 de 12)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.78 ± 0.35</b> MSWD = 1.7 (11 de 12)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.85 ± 0.29</b> MSWD = 1.08 (5 de 6)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.82 ± 0.25</b> MSWD = 1.05 (8 de 12)																	
<b>Media ponderada eHf(t) = 2.82 ± 0.25</b> MSWD = 1.05 (8 de 12)																	

(1) Relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf corregida

(2) Incertidumbre en las proporciones corregidas y calculadas (expresadas en el intervalo de confianza del 95%)

(3) Relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf calculada para la edad en (4)

(4) Edad de cristalización calculada para cada roca

(5) Edades modelo HF(T<sub>DM</sub>) calculadas en un paso ("single-stage model ages") utilizando la relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf del zircon (1)

(6) Edades modelo HF(T<sub>DM</sub>) calculadas en dos pasos ("two-stage model ages") usando una relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.010 para una corteza félica promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Amelin et al., 1999), 0.015 para una corteza intermedia promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Vervoort, 2014) y 0.022 para una corteza máfica promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Vervoort y Patchett, 1996), respectivamente.

Los parámetros usados para los cálculos son: λ = 1.867x10<sup>-11</sup> años<sup>-1</sup> (Söderlund et al., 2014); <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.0336 y <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.282785 para el reservorio uniforme condritico (CHUR) (Bouvier et al., 2008); <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.0384 y <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28325 para el manto empobrecido (DM) (Griffin et al., 2000)

Tabla C.2 Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-CPMS en zircones de granitoides lamiformes del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	Hf <sub>total</sub> (V)	<sup>177</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>i</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	Edad U-Pb (Ma) <sup>(3)</sup>	abs. err. <sup>(3)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	CHUR(t)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	DM(t)	eHf <sub>0</sub>	abs. err. <sup>(3)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>(4)</sup>
<b>Muestra Tinajas-1 Monzogranito leucocrático de dos micas</b>																					
Tinajas-1-4	z-18	8.4	0.281968	0.000635	0.001128	0.000028	0.030390	0.000870	1.467236	0.000045	1.493	1.2	0.281836	0.281835	0.282165	0.0	1.3	1950	2109	2240	2555
Tinajas-1-12	z-3	12.4	0.281968	0.000628	0.001776	0.000029	0.040000	0.001000	1.467236	0.000035	1.671	1.0	0.281912	0.281720	0.282033	6.8	1.0	1843	1899	1948	2066
Tinajas-1-16	z-14	16.8	0.282316	0.000024	0.001474	0.000014	0.040380	0.001000	1.467236	0.000038	1.671	1.0	0.282314	0.282743	0.283032	-15.2	1.0	1843	1716	2062	2891
Tinajas-1-19	z-6	13.5	0.282324	0.000028	0.001004	0.000011	0.025780	0.000280	1.467236	0.000031	1.671	1.0	0.282323	0.282743	0.283032	-14.9	1.0	1310	1600	2043	2864
Tinajas-1-10	z-8	11.3	0.282325	0.000030	0.001185	0.000020	0.030170	0.000500	1.467236	0.000033	1.671	1.0	0.282324	0.282743	0.283032	-14.8	1.1	1315	1699	2041	2862
Tinajas-1-3	z-17	16.9	0.282346	0.000024	0.001377	0.000047	0.037000	0.001300	1.467236	0.000030	1.671	1.0	0.282345	0.282743	0.283032	-14.1	0.8	1291	1661	1995	2797
Tinajas-1-2	z-20	17.1	0.282347	0.000024	0.001388	0.000041	0.037830	0.001510	1.467236	0.000030	1.671	1.0	0.282344	0.282743	0.283032	-14.1	0.8	1291	1659	1995	2794
Tinajas-1-7	z-10	14.6	0.282352	0.000021	0.001052	0.000014	0.027680	0.000380	1.467236	0.000026	1.671	1.0	0.282351	0.282743	0.283032	-13.9	0.7	1273	1649	1981	2757
Tinajas-1-8	z-11	15.0	0.282358	0.000014	0.000580	0.000004	0.012990	0.000230	1.467236	0.000020	1.671	1.0	0.282357	0.282743	0.283032	-13.6	0.8	1249	1637	1966	2757
Tinajas-1-11	z-4	13.2	0.282364	0.000027	0.001026	0.000016	0.025100	0.000200	1.467236	0.000023	1.671	1.0	0.282363	0.282743	0.283032	-13.4	1.0	1255	1627	1954	2740
Tinajas-1-5	z-15	21.8	0.282380	0.000019	0.001902	0.000024	0.051460	0.001200	1.467236	0.000023	1.671	1.0	0.282378	0.282743	0.283032	-12.9	0.7	1262	1600	1921	2694
Tinajas-1-1	z-21	15.5	0.282408	0.000026	0.001339	0.000049	0.035590	0.001200	1.467236	0.000029	1.671	1.0	0.282406	0.282743	0.283032	-11.9	0.9	1203	1547	1858	2604
<b>Media ponderada cristalización <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.282343 ± 0.000014</b>																					
MSWD = 1.9 (8 de 10)																					
<b>Muestra Tinajas-2 Monzogranito leucocrático de biotita</b>																					
Gila-2-14	z-24	18.2	0.281952	0.000022	0.000985	0.000022	0.026960	0.000660	1.467243	0.000023	1.544	0.8	0.281923	0.281802	0.282127	4.3	0.8	1827	1927	2008	2205
Gila-2-16	z-26	14.5	0.281990	0.000031	0.001862	0.000072	0.054500	0.002200	1.467243	0.000037	1.699	1.1	0.281950	0.281702	0.282012	8.1	1.2	1816	1854	1887	1968
Gila-2-13	z-21	16.7	0.282075	0.000021	0.000854	0.000014	0.022280	0.000480	1.467243	0.000027	1.544	0.8	0.282047	0.281668	0.281974	13.4	0.8	1651	1614	1584	1513
Gila-2-19	z-32	21.2	0.282122	0.000019	0.000940	0.000007	0.010770	0.000190	1.467243	0.000026	1.369	1.3	0.282110	0.281915	0.282256	6.9	0.7	1569	1643	1702	1843
Gila-2-8b	z-13	18.8	0.282171	0.000027	0.001150	0.000030	0.029880	0.000540	1.467244	0.000034	1.699	1.0	0.282134	0.281702	0.282012	15.3	1.0	1529	1469	1400	1301
Gila-2-18	z-28	20.7	0.282177	0.000027	0.001023	0.000048	0.022200	0.001800	1.467244	0.000026	1.109	1.0	0.282156	0.282082	0.282047	2.6	1.0	1516	1655	1771	2051
Gila-2-20	z-33	14.6	0.282184	0.000028	0.001141	0.000030	0.030970	0.000890	1.467244	0.000026	1.099	1.0	0.282147	0.281702	0.282012	15.8	1.0	1511	1444	1390	1257
Gila-2-21	z-35	17.3	0.282195	0.000020	0.001530	0.000029	0.039250	0.000990	1.467244	0.000027	1.699	1.0	0.282146	0.281702	0.282012	15.7	0.7	1511	1447	1390	1262
Gila-2-8a	z-15	14.2	0.282221	0.000024	0.001072	0.000026	0.024260	0.000660	1.467244	0.000024	1.369	1.3	0.282199	0.281915	0.282256	14.8	0.9	1457	1409	1370	1275
Gila-2-15	z-25	22.7	0.282232	0.000027	0.001265	0.000042	0.032100	0.001300	1.467244	0.000026	1.369	1.3	0.282199	0.281915	0.282256	14.8	0.9	1449	1409	1370	1275
Gila-2-17	z-27	16.3	0.282278	0.000022	0.001250	0.000038	0.034020	0.000860	1.467244	0.000027	1.369	1.3	0.282246	0.281915	0.282256	11.7	0.8	1383	1388	1392	1452
Gila-2-5	z-9	11.5	0.282299	0.000039	0.000658	0.000010	0.010110	0.000330	1.467244	0.000039	1.712	1.4	0.282298	0.282743	0.283201	-15.7	1.4	1333	1745	2096	2409
Gila-2-4	z-11	13.4	0.282340	0.000025	0.000933	0.000040	0.019810	0.000720	1.467244	0.000033	1.517	0.8	0.282339	0.282743	0.283201	-14.3	0.8	1270	1671	2005	2813
Gila-2-4	z-8	14.1	0.282345	0.000022	0.000689	0.000014	0.015130	0.000100	1.467244	0.000032	1.456	0.8	0.282344	0.282743	0.283201	-14.1	0.8	1270	1661	1995	2797
Gila-2-11	z-18	17.9	0.282345	0.000020	0.000826	0.000019	0.018970	0.000320	1.467244	0.000028	1.456	0.8	0.282344	0.282743	0.283201	-14.1	0.8	1270	1661	1995	2797
Gila-2-12	z-20	21.7	0.282353	0.000022	0.000917	0.000013	0.023730	0.000480	1.467244	0.000026	1.456	0.8	0.282352	0.282743	0.283201	-13.8	0.7	1247	1647	1978	2773
Gila-2-2	z-5	15.2	0.282355	0.000019	0.000620	0.000005	0.007560	0.000110	1.467244	0.000020	1.456	0.8	0.282354	0.282743	0.283201	-13.7	0.7	1247	1642	1972	2765
Gila-2-9	z-16	21.6	0.282366	0.000019	0.000620	0.000016	0.013770	0.000560	1.467244	0.000026	1.456	0.8	0.282362	0.282743	0.283201	-13.4	0.7	1243	1628	1955	2741
Gila-2-3	z-6	15.4	0.282366	0.000019	0.000629	0.000002	0.011241	0.000042	1.467244	0.000022	1.446	0.8	0.282365	0.282743	0.283201	-13.4	0.6	1239	1622	1948	2731
Gila-2-10	z-14	23.1	0.282366	0.000017	0.000629	0.000008	0.016600	0.000440	1.467244	0.000031	1.446	0.8	0.282372	0.282743	0.283201	-13.1	0.8	1233	1610	1933	2710
Gila-2-1	z-1	13.9	0.282373	0.000024	0.000753	0.000017	0.015660	0.000440	1.467244	0.000031	1.446	0.8	0.282377	0.282743	0.283201	-12.9	0.7	1220	1600	1922	2694
Gila-2-6	z-10	16.8	0.282378	0.000019	0.000548	0.000002	0.010260	0.000021	1.467244	0.000033	1.444	0.7	0.282377	0.282743	0.283201	-12.9	0.7	1220	1600	1922	2694
<b>Media ponderada cristalización <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.282355 ± 0.000010</b>																					
MSWD = 1.9 (10 de 11)																					
<b>Muestra Tinajas-3 Monzogranito de dos micas</b>																					
Tinajas-4	z-5	24.1	0.281915	0.000016	0.000923	0.000072	0.027700	0.002300	1.467265	0.000024	1.673	0.6	0.281886	0.281719	0.282032	5.9	0.7	1875	1948	2006	2148
Tinajas-16	z-36	14.9	0.281955	0.000022	0.000916	0.000017	0.024530	0.000570	1.467265	0.000028	1.650	0.8	0.281926	0.281754	0.282049	6.8	0.8	1819	1880	1929	2048
Tinajas-17	z-39	14.7	0.282030	0.000026	0.001306	0.000033	0.035920	0.000920	1.467265	0.000029	1.699	1.0	0.281988	0.281703	0.282014	10.1	1.0	1733	1746	1756	1782
Tinajas-15	z-34	17.7	0.282042	0.000021	0.000289	0.000005	0.007120	0.000190	1.467265	0.000028	1.699	1.0	0.282033	0.281708	0.282075	11.5	0.8	1671	1664	1659	1645
Tinajas-11	z-22	31.4	0.282152	0.000017	0.001473	0.000010	0.040880	0.000220	1.467265	0.000019	1.615	0.6	0.282107	0.281756	0.282075	12.4	0.6	1569	1554	1541	1509
Tinajas-6	z-7	32.7	0.282154	0.000012	0.000506	0.000003	0.011840	0.000250	1.467265	0.000020	1.615	0.6	0.282153	0.282744	0.283204	-20.9	0.4	1527	2010	2416	3389
Tinajas-14	z-31	18.7	0.282199	0.000020	0.000717	0.000013	0.016590	0.000150	1.467265	0.000020	1.615	0.6	0.282177	0.282744	0.283204	-16.8	0.6	1473	1420	1377	1274
Tinajas-12	z-12	22.6	0.282271	0.000017	0.000634	0.000005	0.018540	0.000110	1.467265	0.000025	1.615	0.6	0.282270	0.282744	0.283204	-16.8	0.6	1371	1797	2160	3029
Tinajas-13	z-28	19.1	0.282313	0.000021	0.001844	0.000016	0.048330	0.000370	1.467265	0.000025	1.665	1.0									

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICP-MS en zircones de granitoides laminares del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (V)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (2)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (3)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ boy	$\epsilon\text{Hf}(t_0)$ abs. err. (2)	$\epsilon\text{Hf}(t_0)$ abs. err. (3)	Edad U-Pb (Ma) <sup>(b)</sup>	$^{159}\text{Dy}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. ( $\pm 2\sigma$ )	$^{159}\text{Dy}/^{177}\text{Hf}$ int. err. (1)	$^{159}\text{Dy}/^{177}\text{Hf}$ CHUR(t)	$^{159}\text{Dy}/^{177}\text{Hf}$ DM(t)	$\epsilon\text{Hf}(t_0)$ abs. err. (2)	$T_{DM}$ (Ma) <sup>(c)</sup>	$T_{DM}$ (Ma) <sup>(d)</sup>	$T_{DM}$ (Ma) <sup>(e)</sup>								
<b>Moconagranito lacustrino de los mixas (Cabeza Prieta Mountains, SW Arizona) - Probeta (CGEO-40) - Hf cristalización en noviembre 2016; Hf núcleos heredados en octubre 2017</b>																								
Drifhills-2	z-5	17.0	0.281982	0.000236	0.001956	0.000021	0.003800	0.001200	1.467232	0.000030	-28.4	0.9	1666	37	0.281920	0.281723	0.282037	7.0	0.9	1832	1886	1932	2046	
Drifhills-19	z-40	15.2	0.281992	0.000228	0.001030	0.000032	0.002860	0.000890	1.467235	0.000030	-28.0	1.0	1666	37	0.281959	0.281723	0.282037	7.4	1.0	1773	1812	1843	1932	2046
Drifhills-15	z-20	26.1	0.282003	0.000220	0.001200	0.000022	0.006600	0.001200	1.467235	0.000020	-27.7	0.7	1666	37	0.281936	0.281723	0.282037	8.6	0.8	1809	1855	1895	1993	2046
Drifhills-18	z-8	20.7	0.282022	0.000020	0.000600	0.000022	0.017010	0.000660	1.467240	0.000025	-27.0	0.8	1666	37	0.282003	0.281723	0.282037	9.9	0.7	1712	1730	1754	1791	1776
Drifhills-14	z-32	17.0	0.282024	0.000022	0.000810	0.000013	0.020900	0.000410	1.467240	0.000028	-26.9	0.8	1666	37	0.281998	0.281723	0.282037	9.8	0.8	1719	1738	1758	1787	1938
Drifhills-13	z-31	16.3	0.282037	0.000024	0.000240	0.000010	0.002490	0.000320	1.467251	0.000029	-26.6	0.8	1666	37	0.281953	0.281723	0.282037	8.2	1.0	1787	1823	1857	1938	2046
Drifhills-14	z-31	16.3	0.282037	0.000024	0.000240	0.000010	0.002490	0.000320	1.467251	0.000029	-26.6	0.8	1666	37	0.281953	0.281723	0.282037	8.2	1.0	1787	1823	1857	1938	2046
Drifhills-21	z-43	18.9	0.282039	0.000041	0.000108	0.000050	0.002720	0.001400	1.467255	0.000028	-26.5	1.4	1666	37	0.282006	0.281723	0.282037	10.1	1.2	1706	1720	1731	1759	1759
Drifhills-16	z-33	17.5	0.282148	0.000031	0.001493	0.000018	0.003870	0.000500	1.467298	0.000043	-22.4	1.1	1666	37	0.282108	0.281723	0.282037	13.4	1.1	1576	1576	1576	1545	1519
Drifhills-20	z-42	17.9	0.282151	0.000025	0.001352	0.000018	0.003870	0.000500	1.467298	0.000043	-22.4	1.1	1666	37	0.282108	0.281723	0.282037	13.4	1.1	1576	1576	1576	1545	1519
Drifhills-17	z-34	16.9	0.282259	0.000031	0.001352	0.000018	0.003870	0.000500	1.467298	0.000043	-22.4	1.1	1666	37	0.282108	0.281723	0.282037	13.4	1.1	1576	1576	1576	1545	1519
Drifhills-3	z-6	25.2	0.282312	0.000018	0.001352	0.000018	0.003870	0.000500	1.467298	0.000043	-22.4	1.1	1666	37	0.282108	0.281723	0.282037	13.4	1.1	1576	1576	1576	1545	1519
Drifhills-1	z-2	16.6	0.282341	0.000054	0.000232	0.000012	0.009400	0.000580	1.467272	0.000020	-16.8	0.9	690	0.8	0.282338	0.282742	0.283201	-15.3	1.2	1420	1265	1062	1092	1432
Drifhills-12	z-27	31.8	0.282359	0.000019	0.001489	0.000025	0.043700	0.000350	1.467251	0.000018	-15.3	0.7	690	0.8	0.282338	0.282742	0.283201	-14.3	1.9	1332	1726	2073	2907	2046
Drifhills-11	z-21	43.4	0.282359	0.000019	0.001489	0.000025	0.043700	0.000350	1.467251	0.000018	-15.3	0.7	690	0.8	0.282338	0.282742	0.283201	-14.3	1.9	1332	1726	2073	2907	2046
Drifhills-6	z-13	17.6	0.282360	0.000028	0.001204	0.000027	0.049010	0.000500	1.467236	0.000017	-15.1	0.5	690	0.8	0.282349	0.282742	0.283201	-13.9	0.5	1271	1651	1983	2780	2780
Drifhills-9	z-19	21.0	0.282361	0.000021	0.001367	0.000027	0.037590	0.000430	1.467236	0.000025	-15.0	0.7	690	0.8	0.282357	0.282742	0.283201	-13.6	0.6	1295	1656	1965	2754	2754
Drifhills-8	z-16	27.0	0.282370	0.000021	0.001185	0.000010	0.062310	0.000480	1.467255	0.000025	-14.7	0.7	690	0.8	0.282359	0.282742	0.283201	-13.5	0.7	1271	1633	1961	2748	2748
Drifhills-5	z-12	25.5	0.282373	0.000020	0.001541	0.000015	0.059480	0.000350	1.467245	0.000024	-14.4	0.7	690	0.8	0.282371	0.282742	0.283201	-13.1	0.7	1250	1617	1942	2722	2722
Drifhills-4	z-9	26.3	0.282378	0.000018	0.001545	0.000017	0.049180	0.000390	1.467249	0.000020	-14.6	0.6	690	0.8	0.282376	0.282742	0.283201	-12.9	0.6	1253	1602	1924	2696	2696
Drifhills-7	z-14	22.8	0.282452	0.000022	0.001450	0.000025	0.045300	0.003100	1.467236	0.000026	-11.8	0.8	690	0.8	0.282450	0.282742	0.283201	-10.3	0.8	1144	1466	1760	2465	2465
<b>Media ponderada cristalización <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.2823637 \pm 0.000069</math> MSWD = 0.99 (8 de 10)</b>																								
<b>Media ponderada nucleos heredados <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.282018 \pm 0.000015</math> MSWD = 1.6 (7 de 11)</b>																								
<b>Moconagranito lacustrino de los mixas (Mohawk Mountains, SW Arizona) - Probeta (CGEO-40) - Hf cristalización en noviembre 2016; Hf núcleos heredados en octubre 2017</b>																								
Mohawk-3-17	z-14	16.0	0.281944	0.000025	0.000142	0.000014	0.038350	0.000410	1.467213	0.000031	-29.7	0.9	1637	42	0.281899	0.281742	0.282058	5.6	0.9	1861	1937	2000	2155	
Mohawk-3-17	z-14	16.0	0.281944	0.000025	0.000142	0.000014	0.038350	0.000410	1.467213	0.000031	-29.7	0.9	1637	42	0.281899	0.281742	0.282058	5.6	0.9	1861	1937	2000	2155	
Mohawk-3-16	z-9	22.0	0.282018	0.000019	0.001601	0.000029	0.050600	0.001300	1.467245	0.000025	-27.1	0.7	1591	58	0.281970	0.281772	0.282092	7.0	0.7	1764	1822	1871	1990	1990
Mohawk-3-13	z-26	14.4	0.282043	0.000030	0.000853	0.000059	0.024600	0.001800	1.467255	0.000032	-26.2	1.1	1695	58	0.282016	0.281722	0.282035	10.5	1.1	1695	1704	1771	1730	1730
Mohawk-3-14	z-27	29.6	0.282087	0.000016	0.002373	0.000030	0.058250	0.000880	1.467252	0.000022	-24.7	0.6	1669	58	0.282012	0.281722	0.282035	10.3	0.6	1702	1752	1721	1743	1743
Mohawk-3-20	z-35	13.8	0.282124	0.000034	0.000530	0.000025	0.014100	0.000700	1.467259	0.000035	-23.4	1.2	1669	58	0.282107	0.281722	0.282035	13.7	1.2	1569	1572	1503	1431	1569
Mohawk-3-19	z-34	13.6	0.282126	0.000034	0.000530	0.000025	0.014100	0.000700	1.467259	0.000035	-23.4	1.2	1669	58	0.282107	0.281722	0.282035	13.7	1.2	1569	1572	1503	1431	1569
Mohawk-3-21	z-36	11.4	0.282146	0.000041	0.001453	0.000024	0.048730	0.000890	1.467242	0.000037	-23.3	1.4	1637	45	0.282069	0.281742	0.282058	12.7	1.5	1580	1560	1544	1504	1504
Mohawk-3-3	z-4	29.4	0.282253	0.000020	0.001102	0.000045	0.031800	0.001000	1.467263	0.000021	-18.8	0.7	67.6	0.7	0.282252	0.282743	0.283202	-17.4	1.0	1413	1830	2199	3083	3083
Mohawk-3-18	z-33	9.5	0.282299	0.000033	0.001761	0.000044	0.040400	0.001400	1.467246	0.000039	-17.2	1.2	1669	58	0.282243	0.281722	0.282035	18.5	1.2	1373	1274	1189	983	983
Mohawk-3-9	z-15	28.6	0.282302	0.000016	0.001211	0.000042	0.039460	0.000690	1.467267	0.000022	-17.1	0.6	67.6	0.7	0.282303	0.282743	0.283202	-15.6	0.6	1348	1741	2091	2932	2932
Mohawk-3-15	z-28	15.0	0.282331	0.000026	0.001149	0.000044	0.030360	0.000370	1.467270	0.000033	-16.1	0.9	1666	40	0.282352	0.282743	0.283202	-15.6	0.9	1305	1188	1092	858	858
Mohawk-3-8	z-12	25.2	0.282352	0.000014	0.000344	0.000066	0.009413	0.000696	1.467237	0.000020	-15.3	0.5	67.6	0.7	0.282352	0.282743	0.283202	-15.8	0.5	1249	1647	1979	2774	2774
Mohawk-3-10	z-1	25.0	0.282362	0.000017	0.000124	0.000025	0.035800	0.000650	1.467251	0.000023	-14.9	0.6	67.6	0.7	0.282360	0.282743	0.283202	-15.5	0.6	1254	1631	1959	2746	2746
Mohawk-3-12	z-22	25.4	0.282366	0.000017	0.000103	0.000023	0.028250	0.000440	1.467258	0.000022	-14.8	0.6	67.6	0.7	0.282364	0.282743	0.283202	-15.4	0.6	1255	1625	1952	2736	2736
Mohawk-3-5	z-8	25.2	0.282366	0.000017	0.000103	0.000023	0.028250	0.000440	1.467258	0.000022	-14.8	0.6	67.6	0.7	0.282364	0.282743	0.283202	-15.4	0.6	1255	1625	1952	2736	2736
Mohawk-3-16	z-29	17.3	0.282383	0.000025	0.001387	0.000026	0.022860	0.000480	1.467238	0.000024	-14.5	0.6	67.6	0.7	0.282373	0.282743	0.283202	-13.1	0.6	1239	1608	1932	2708	2708
Mohawk-3-7	z-19	26.6	0.282385	0.000015	0.000730	0.000018	0.019680	0.000390</																





Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICP-MS en zircones de granitoides harramíticos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb zircon	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (V)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (2)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (3)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (4)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ abs. err. (5)	Edad U-Pb (Ma)	abs. err. ( $\pm 2\sigma$ )	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ int. err. (1)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ CHUR(T)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ DM(T)	$\epsilon\text{Hf}(t_0)$ abs. err. (1)	$\epsilon\text{Hf}(t_0)$ abs. err. (2)	$T_{DM}$ (Ma)	$T_{DM}^C$ (Ma)	$T_{DM}^C$ (Ma)
<b>Muestra SR-2</b> <i>Monzogranita leucocrata de dos micas</i> (Sierra El Rosario, Sierras Septentrionales, NW Sonora)																
SR7-13	z-34	17.7	0.281688	0.00021	0.00022	0.00022	1654	19	0.281680	0.281731	0.282046	-1.8	0.8	2159	2340	2485
SR7-7	z-19	20.5	0.282229	0.00024	0.00024	0.00024	681	0.6	0.282227	0.282742	0.283201	-15.2	0.8	1453	1874	2352
SR7-2	z-7	15.4	0.282396	0.00024	0.00024	0.00024	681	0.6	0.282395	0.282742	0.283201	-18.3	0.9	1213	1568	1883
SR7-8	z-20	18.9	0.282425	0.00019	0.00019	0.00019	681	0.6	0.282423	0.282742	0.283201	-11.2	0.8	1181	1516	1820
SR7-12	z-20	18.2	0.282426	0.00019	0.00019	0.00019	681	0.6	0.282425	0.282742	0.283201	-11.2	0.8	1165	1513	1816
SR7-9	z-22	15.4	0.282449	0.00020	0.00020	0.00020	681	0.6	0.282448	0.282742	0.283201	-10.4	0.8	1129	1470	1765
SR7-5	z-14	22.1	0.282450	0.00020	0.00020	0.00020	681	0.6	0.282448	0.282742	0.283201	-10.4	0.8	1154	1470	1765
SR7-6	z-17	20.8	0.282450	0.00020	0.00020	0.00020	681	0.6	0.282447	0.282742	0.283201	-10.4	0.7	1149	1471	1766
SR7-1	z-2	17.1	0.282456	0.00021	0.00021	0.00021	681	0.6	0.282454	0.282742	0.283201	-10.2	0.7	1142	1459	1752
SR7-10	z-21	20.3	0.282457	0.00020	0.00020	0.00020	681	0.6	0.282455	0.282742	0.283201	-10.1	0.8	1146	1456	1748
SR7-3	z-10	16.2	0.282459	0.00020	0.00020	0.00020	681	0.6	0.282458	0.282742	0.283201	-10.1	0.9	1131	1452	1743
SR7-4	z-12	21.0	0.282500	0.00021	0.00021	0.00021	681	0.6	0.282499	0.282742	0.283201	-8.6	0.7	1066	1377	1652
SR7-11	z-24	20.2	0.282518	0.00022	0.00022	0.00022	681	0.6	0.282516	0.282742	0.283201	-8.0	0.8	1048	1344	1613
<b>Media ponderada cristalización <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}</math> = 0.282446 <math>\pm</math> 0.00011</b> MSWD = 1.6 (8 de 12)																
<b>Muestra SR-3</b> <i>Stenogranita holocrata de dos micas</i> (Sierra El Rosario, Sierras Septentrionales, NW Sonora)																
SR-3-13	z-35	16.3	0.283477	0.00023	0.00023	0.00023	1745	18	0.281813	0.281672	0.281978	5.0	1.2	1974	2056	2122
SR-3-9	z-20	21.1	0.283437	0.00023	0.00023	0.00023	668	0.4	0.283435	0.282743	0.283202	-10.9	0.8	1178	1495	1795
SR-3-11	z-22	21.7	0.283437	0.00024	0.00024	0.00024	668	0.4	0.283435	0.282743	0.283202	-10.9	0.8	1180	1495	1795
SR-3-8	z-14	21.9	0.283447	0.00018	0.00018	0.00018	668	0.4	0.283445	0.282743	0.283202	-10.5	0.6	1144	1475	1781
SR-3-1	z-1	20.3	0.283447	0.00020	0.00020	0.00020	668	0.4	0.283445	0.282743	0.283202	-10.5	0.7	1155	1464	1758
SR-3-2	z-2	24.8	0.283456	0.00020	0.00020	0.00020	668	0.4	0.283452	0.282743	0.283202	-10.3	0.7	1144	1464	1758
SR-3-6	z-12	23.0	0.283460	0.00021	0.00021	0.00021	668	0.4	0.283452	0.282743	0.283202	-10.2	0.8	1129	1458	1751
SR-3-5	z-11	21.9	0.283460	0.00021	0.00021	0.00021	668	0.4	0.283458	0.282743	0.283202	-10.1	0.7	1144	1453	1744
SR-3-10	z-21	21.4	0.283462	0.00021	0.00021	0.00021	668	0.4	0.283459	0.282743	0.283202	-10.1	0.8	1140	1449	1739
SR-3-4	z-9	24.6	0.283471	0.00018	0.00018	0.00018	668	0.4	0.283468	0.282743	0.283202	-9.7	0.7	1118	1433	1721
SR-3-7	z-13	25.8	0.283472	0.00021	0.00021	0.00021	668	0.4	0.283470	0.282743	0.283202	-9.7	0.6	1102	1430	1717
SR-3-3	z-3	20.7	0.283488	0.00021	0.00021	0.00021	668	0.4	0.283486	0.282743	0.283202	-9.1	0.7	1105	1401	1682
SR-3-12	z-23	21.6	0.283488	0.00019	0.00019	0.00019	668	0.4	0.283486	0.282743	0.283202	-9.1	0.7	1105	1401	1682
<b>Media ponderada cristalización <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}</math> = 0.282458 <math>\pm</math> 0.00081</b> MSWD = 1.4 (11 de 12)																
<b>Muestra DTE-1</b> <i>Monzogranita de biotita</i> (Quitobaque Hills, Organ Pipe Cactus National Monument, SW Arizona)																
QTB-1-13	z-34	15.1	0.283882	0.00022	0.00022	0.00022	1724	22	0.281841	0.281686	0.281994	5.5	0.8	1937	2012	2073
QTB-1-14	z-38	14.2	0.283922	0.00023	0.00023	0.00023	1056	11	0.282072	0.282116	0.282485	-1.6	0.8	1633	1830	1994
QTB-1-15	z-23	15.2	0.283244	0.00021	0.00021	0.00021	1056	11	0.282215	0.282116	0.282485	3.5	0.8	1439	1564	1672
QTB-1-7	z-11	22.0	0.283446	0.00016	0.00016	0.00016	754	0.6	0.283445	0.282738	0.283196	-10.4	0.6	1130	1473	1767
QTB-1-6	z-8	14.9	0.283454	0.00022	0.00022	0.00022	754	0.6	0.283452	0.282738	0.283196	-10.1	0.8	1133	1460	1751
QTB-1-2	z-12	12.3	0.283456	0.00027	0.00027	0.00027	754	0.6	0.283454	0.282738	0.283196	-10.0	1.0	1140	1457	1747
QTB-1-9	z-13	24.5	0.283457	0.00020	0.00020	0.00020	754	0.6	0.283456	0.282738	0.283196	-10.0	0.6	1120	1453	1743
QTB-1-1	z-1	29.9	0.283457	0.00020	0.00020	0.00020	754	0.6	0.283455	0.282738	0.283196	-10.0	0.7	1128	1454	1744
QTB-1-3	z-3	20.8	0.283458	0.00018	0.00018	0.00018	754	0.6	0.283455	0.282738	0.283196	-9.9	0.6	1122	1452	1741
QTB-1-8	z-12	29.1	0.283461	0.00015	0.00015	0.00015	754	0.6	0.283460	0.282738	0.283196	-9.8	0.5	1112	1446	1731
QTB-1-12	z-12	27.5	0.283467	0.00015	0.00015	0.00015	754	0.6	0.283466	0.282738	0.283196	-9.6	0.5	1104	1435	1721
QTB-1-4	z-5	24.8	0.283470	0.00015	0.00015	0.00015	754	0.6	0.283469	0.282738	0.283196	-9.5	0.5	1107	1430	1715
QTB-1-10	z-15	25.9	0.283474	0.00015	0.00015	0.00015	754	0.6	0.283472	0.282738	0.283196	-9.4	0.5	1109	1423	1707
QTB-1-5	z-9	13.5	0.283483	0.00020	0.00020	0.00020	754	0.6	0.283482	0.282738	0.283196	-9.1	0.7	1089	1406	1686
<b>Media ponderada cristalización <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}</math> = 0.2824625 <math>\pm</math> 0.000064</b> MSWD = 1.3 (12 de 12)																
<b>Muestra Chup-2</b> <i>Metagranodiorita de biotita</i> (SE San Luis Río Colorado, NW Reserva de la Biosfera Gran Desierto de Altar, NW Sonora)																
Chup-3-9	z-20	14.6	0.282505	0.00024	0.00024	0.00024	959	1.3	0.282504	0.282725	0.283181	-7.8	0.8	1041	1358	1624
Chup-3-4	z-13	18.0	0.282525	0.00021	0.00021	0.00021	959	1.3	0.282525	0.282725	0.283181	-7.1	0.6	1011	1320	1579
Chup-3-5	z-12	15.7	0.282526	0.00020	0.00020	0.00020	959	1.3	0.282525	0.282725	0.283181	-7.1	0.7	1009	1319	1576
Chup-3-3	z-6	16.6	0.282526	0.00020	0.00020	0.00020	959	1.3	0.282525	0.282725	0.283181	-7.1	0.7	1016	1320	1577
Chup-3-8	z-19	16.4	0.282529	0.00020	0.00020	0.00020	959	1.3	0.282528	0.282725	0.283181	-7.0	0.8	1012	1314	1571
Chup-3-2	z-3	16.1	0.282534	0.00020	0.00020	0.00020	959	1.3	0.282533	0.282725	0.283181	-6.8	0.7	1001	1304	1559
Chup-3-1	z-2	15.2	0.282536	0.00020	0.00020	0.00020	959	1.3	0.282535	0.282725	0.283181	-6.7	0.7	997	1300	1554
Chup-3-6	z-15	16.5	0.282581	0.00019	0.00019	0.00019	959	1.3	0.282580	0.282725	0.283181	-5.1	0.7	954	1217	1454
Chup-3-7	z-17	14.6	0.282582	0.00027	0.00027	0.00027	959	1.3	0.282580	0.282725	0.283181	-5.1	1.0	944	1217	1454
<b>Media ponderada <math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}</math> = 0.282526 <math>\pm</math> 0.000074</b> MSWD = 0.79 (7 de 9)																

continúa en la siguiente página

Tabla C.1 (cont.) Datos isotópicos de Lu-Hf obtenidos por LA-MC-ICP-MS en zircones de granitoides harramíndicos del SW de Arizona y NW de Sonora.

Analisis	U-Pb	Hf <sub>inicial</sub> (V)	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sup>(4)</sup>	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(2)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	abs. err. <sup>(3)</sup>	ehf <sub>0</sub>	abs. err. <sup>(3)</sup>	Edad U-Pb (Ma) <sup>(4)</sup>	abs. err. <sup>(3)</sup>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	CHUR <sup>(5)</sup>	DM(T)	ehf <sub>0</sub>	abs. err. <sup>(3)</sup>	T <sub>DM</sub> <sup>C</sup> (Ma) <sup>(6)</sup>	T <sub>DM</sub> <sup>C</sup> (Ma)	T <sub>DM</sub> <sup>C</sup> (Ma)	
<b>Muestra Cucapah-1</b>																							
<i>Gneis tonalítico de biotita (Sierra de Los Cucapahs, Baja California, NW México). Probeta ICCO-43 (Hf en noviembre 2016)</i>																							
Cucapah-1-2	z-9	22.9	0.28249	±0.00016	0.00032	0.00004	0.007830	0.000170	1.467239	0.00022	-8.3	0.6	86.8	0.7	0.282549	0.282731	0.283188	-6.4	0.6	977	1279	1530	2135
Cucapah-1-10	z-21	24.0	0.282663	±0.00017	0.000603	0.00004	0.015260	0.000120	1.467243	0.00020	-7.9	0.6	86.8	0.7	0.282562	0.282731	0.283188	-6.0	0.6	965	1254	1500	2092
Cucapah-1-3	z-8	23.2	0.282565	±0.00013	0.000419	0.00007	0.011180	0.000240	1.467240	0.00021	-7.8	0.5	86.8	0.7	0.282564	0.282731	0.283188	-5.9	0.5	957	1250	1495	2085
Cucapah-1-6	z-12	20.7	0.282568	±0.00018	0.001237	0.00024	0.032850	0.000650	1.467248	0.00027	-7.7	0.6	86.8	0.7	0.282566	0.282731	0.283188	-5.8	0.6	974	1247	1491	2080
Cucapah-1-1	z-2	22.7	0.282571	±0.00013	0.000567	0.00017	0.014420	0.000530	1.467227	0.00023	-7.6	0.5	86.8	0.7	0.282570	0.282731	0.283188	-5.7	0.5	953	1239	1482	2067
Cucapah-1-7	z-13	22.5	0.282573	±0.00017	0.000520	0.00004	0.013760	0.000120	1.467223	0.00026	-7.5	0.6	86.8	0.7	0.282572	0.282731	0.283188	-5.6	0.6	949	1235	1478	2060
Cucapah-1-2	z-25	24.7	0.282573	±0.00015	0.000824	0.00029	0.023440	0.000820	1.467253	0.00023	-7.5	0.5	86.8	0.7	0.282572	0.282731	0.283188	-5.6	0.5	956	1236	1479	2062
Cucapah-1-11	z-20	22.9	0.282574	±0.00014	0.000558	0.00007	0.014900	0.000180	1.467227	0.00022	-7.5	0.5	86.8	0.7	0.282572	0.282731	0.283188	-5.6	0.5	948	1234	1475	2057
Cucapah-1-4	z-10	20.5	0.282578	±0.00017	0.000656	0.00011	0.016650	0.000400	1.467226	0.00024	-7.3	0.6	86.8	0.7	0.282577	0.282731	0.283188	-5.4	0.6	942	1227	1467	2045
Cucapah-1-8	z-16	21.7	0.282579	±0.00018	0.000592	0.00005	0.014636	0.000073	1.467235	0.00025	-7.3	0.6	86.8	0.7	0.282578	0.282731	0.283188	-5.4	0.6	942	1224	1464	2042
Cucapah-1-5	z-11	23.4	0.282586	±0.00014	0.000469	0.00002	0.011771	0.000052	1.467243	0.00028	-7.0	0.5	86.8	0.7	0.282585	0.282731	0.283188	-5.1	0.5	930	1211	1448	2019
Cucapah-1-9	z-18	24.0	0.282595	±0.00018	0.001110	0.00081	0.027600	0.001900	1.467235	0.00021	-6.7	0.6	86.8	0.7	0.282593	0.282731	0.283188	-4.9	0.6	933	1196	1431	1994
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.282574 ± 0.000070</b>																							
MSWD = 2.0 (12 de 12)																							
<b>Muestra Chaya</b>																							
<i>Stenogramita de biotita (Puerto Peñasco, NW Sonora). Probeta Aldo-4 (Hf en noviembre 2016)</i>																							
Choya-7	z-22	15.9	0.282600	±0.00016	0.000249	0.00003	0.006219	0.000062	1.467253	0.00033	-6.5	0.6	85.8	0.8	0.282600	0.282731	0.283188	-4.7	0.6	905	1185	1417	1975
Choya-4	z-11	19.0	0.282603	±0.00018	0.000270	0.00011	0.007990	0.000360	1.467253	0.00027	-6.4	0.6	85.8	0.8	0.282603	0.282731	0.283188	-4.5	0.6	902	1180	1410	1966
Choya-9	z-28	22.5	0.282604	±0.00015	0.000277	0.00005	0.006160	0.000110	1.467187	0.00023	-6.4	0.5	85.8	0.8	0.282604	0.282731	0.283188	-4.5	0.5	900	1178	1408	1963
Choya-1	z-2	21.3	0.282605	±0.00013	0.000392	0.00015	0.009820	0.000470	1.467264	0.00023	-6.4	0.5	85.8	0.8	0.282604	0.282731	0.283188	-4.5	0.5	901	1176	1406	1960
Choya-5	z-14	20.1	0.282608	±0.00013	0.000291	0.00006	0.007670	0.000170	1.467253	0.00027	-6.3	0.5	85.8	0.8	0.282608	0.282731	0.283188	-4.4	0.5	895	1170	1399	1950
Choya-6	z-20	21.2	0.282612	±0.00016	0.000292	0.00003	0.006970	0.000069	1.467252	0.00024	-6.1	0.6	85.8	0.8	0.282612	0.282731	0.283188	-4.2	0.6	889	1163	1390	1938
Choya-40	z-30	22.8	0.282614	±0.00016	0.000351	0.00010	0.007690	0.000320	1.467254	0.00026	-6.0	0.6	85.8	0.8	0.282614	0.282731	0.283188	-4.2	0.6	889	1159	1386	1932
Choya-3	z-10	22.0	0.282616	±0.00015	0.000241	0.00003	0.005870	0.000100	1.467212	0.00025	-6.0	0.5	85.8	0.8	0.282616	0.282731	0.283188	-4.1	0.5	883	1155	1381	1923
Choya-2	z-46	21.0	0.282623	±0.00017	0.000209	0.00003	0.004833	0.000069	1.467246	0.00029	-5.7	0.6	85.8	0.8	0.282623	0.282731	0.283188	-3.8	0.6	872	1142	1365	1902
Choya-12	z-35	20.4	0.282637	±0.00019	0.000288	0.00023	0.007020	0.000600	1.467247	0.00026	-5.2	0.7	85.8	0.8	0.282637	0.282731	0.283188	-3.3	0.7	855	1117	1334	1859
Choya-8	z-26	14.3	0.282639	±0.00020	0.000479	0.00005	0.013100	0.000170	1.467236	0.00029	-5.2	0.7	85.8	0.8	0.282639	0.282731	0.283188	-3.4	0.7	859	1117	1335	1860
Choya-11	z-33	20.7	0.282639	±0.00016	0.000309	0.00007	0.007310	0.000180	1.467251	0.00026	-5.2	0.6	85.8	0.8	0.282639	0.282731	0.283188	-3.3	0.6	852	1113	1330	1852
<b>Media ponderada <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.2826091 ± 0.000050</b>																							
MSWD = 0.83 (9 de 12)																							
<b>Media ponderada ehf<sub>0</sub> = -5.63 ± 0.24</b>																							
MSWD = 2.0 (12 de 12)																							
<b>Media ponderada T<sub>DM</sub><sup>C</sup> = 1478 Ma</b>																							
<b>Media ponderada T<sub>DM</sub><sup>C</sup> = 1478 Ma</b>																							
<b>Media ponderada ehf<sub>0</sub> = -4.33 ± 0.18</b>																							
MSWD = 0.84 (9 de 12)																							

(1) Relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf corregida

(2) Incertidumbre en las proporciones corregidas y calculadas (expresadas en el intervalo de confianza del 95%)

(3) Relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf calculada para la edad en (4)

(4) Edad de cristalización calculada para cada roca

(5) Edades modelo HF (T<sub>DM</sub>) calculadas en un paso ("single-stage model ages") utilizando la relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf del zircon (1)

(6) Edades modelo HF (T<sub>DM</sub>) calculadas en dos pasos ("two-stage model ages") usando una relación <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.010 para una corteza félsica promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Amelin et al., 1999), 0.015 para una corteza intermedia promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Vervoort, 2014) y 0.022 para una corteza máfica promedio (T<sub>DM</sub><sup>C</sup>, Vervoort y Patchett, 1996), respectivamente.

Los parámetros usados para los cálculos son: λ = 1.867x10<sup>-11</sup> años<sup>-1</sup> (Söderlund et al., 2011); <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.0336 y <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.282785 para el reservorio uniforme condítico (CHUR) (Bouvier et al., 2008); <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.0384 y <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28325 para el manto empobrecido (DM) (Griffin et al., 2000)

Nota: Los datos en negrita fueron usados para calcular la media ponderada correspondiente a la edad de cristalización de cada muestra.

Nota: Los datos en cursiva fueron usados para calcular la media ponderada correspondiente a la edad de cristalización de cada muestra.