



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO PETROLÓGICO Y GEOCRONOLÓGICO DE LAS
PEGMATITAS PROTEROZOICAS DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO,
OAXACA, MÉXICO**

TESIS

PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIA DE LA TIERRA

PRESENTA:

Valentina Shchepetilnikova

TUTOR:

Dr. Jesús Solé Viñas (Instituto de Geología, UNAM)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Septiembre 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Моим родителям:

без вас я бы никогда не закончила эту работу!

Спасибо вам за все...

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el resultado de mi esfuerzo, pero también de muchas personas, las cuales de un modo u otro participaron en su desarrollo. Me gustaría agradecer a cada una de ellas personalmente, pero aquí no es posible, porque saldrían cien páginas más de texto... De todos modos gracias a todas aquellas personas que aparecieron en mi vida durante mi estancia en México, todos ustedes me hicieron crecer tanto académicamente como personalmente, sin ustedes yo no sería quien soy ahora.

En primer lugar quiero agradecer a mi tutor Dr. Jesús Solé Viñas por confiar en mí y brindarme la oportunidad de venir desde Rusia para desarrollar ésta investigación y guiarme en el mundo de la ciencia. También le agradezco por ayudarme a resolver mis infinitos problemas personales.

Manifiesto mi especial gratitud a la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca recibida. Este estudio fue financiado por los proyectos PAPIIT-DGAPA No. IN112711-2 y CONACYT No 240226 otorgados al Dr. Jesús Solé Viñas.

Agradezco a los miembros de mi comité sinodal, Dr. Peter Schaaf, Dr. Luigi Solari, Dr. Fernando Ortega y Dr. Mariano Elías, por el tiempo que dedicaron a la lectura, análisis y revisión de este trabajo. Sus correcciones y recomendaciones me ayudaron a mejorarlo.

Al equipo del LUGIS por la realización de los análisis de isótopos de Sr y U-Pb en apatitos. A Gabriela Solís Pichardo por los análisis isotópicos en el laboratorio de química ultrapura y a Vianney Meza García por las mediciones.

A los doctores Luigi Solari y Carlos Ortega por las mediciones de circones con LA-ICP-MS.

A Carlos Linares López por los análisis mediante microsonda.

Gracias a las personas que me apoyaron con la preparación de muestras. Teodoro Hernández Treviño del LUGIS, María del Consuelo Macías Romo por facilitarme el acceso al taller de molienda y a Jaime Díaz Ortega por las láminas delgadas.

También quiero expresar mi gratitud al Dr. Yuriy Taran y a la Dra. Teresa Pi, por su disposición y cariño.

Al grupo de Paleosuelos, Dr. Sergey Sedov, Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Jazmín, Gina y Lilit por su amistad y apoyo.

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a Fanis Abdullin, mis padres, mi hermano y a toda mi familia por su apoyo académico, psicológico y económico. Gracias por haberme acompañado durante este camino largo y complicado.

A mis compañeros: Bethania, Bernardo, Lucero, Phillip, Beto, Eli, Edith, Alex, Thomas y Laura por apoyarme en cada instante. A Juan por revisar pacientemente cien mil veces mi español. A Caro y David por estar a mi lado en el momento más difícil. A mis amigas Rusas Alla, Zoya, Galina y Valentina. A mis guías espirituales Nektariy, Cristofor y Arseniy.

Muchas gracias a todos, sin ustedes nunca hubiera hecho este trabajo!

CONTENIDO

INDICE DE FIGURAS	VI
INDICE DE TABLAS	XIII
RESUMEN	XIV
ABSTRACT	XVI
CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Pegmatitas	1
1.1.1 Descripción de las pegmatitas	2
1.1.2 Clasificación de las pegmatitas graníticas	6
1.1.3 Formación de las pegmatitas	8
1.2 Pegmatitas del Complejo Oaxaqueño	14
1.3 Antecedentes	16
1.4 Hipótesis y objetivos	22
CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL	24
2.1 Geología regional del Complejo Oaxaqueño	24
2.2 Rocas Grenvillianas en Norteamérica	29
2.3 Pegmatitas de la Provincia Grenvilliana	32
CAPITULO 3: PEGMATITAS ESTUDIADAS	36
3.1 Introducción	36
3.2 Descripción geológica de las pegmatitas estudiadas	40
3.3 Discusión y conclusiones	62
CAPITULO 4: GEOCRONOLOGÍA	66
4.1 Geocronología de K-Ar en micas	66
4.1.1 Introducción	66
4.1.2 Resultados	72
4.1.3 Discusión y conclusiones	75
4.2 Geocronología de U-Pb en circones	77
4.2.1 Introducción	77
4.2.2 Resultados	86
4.2.3 Discusión y conclusiones	106
CAPITULO 5: GEOQUÍMICA DE LAS PEGMATITAS	111
5.1 Química de los circones	111
5.1.1 Introducción	111
5.1.2 Resultados	115
5.1.3 Interpretación	125
5.2 Isótopos estables	129

5.2.1 Teoría	129
5.2.2 Metodología	133
5.2.3 Resultados	136
5.2.3 Interpretación	140
5.3 Química de las micas	142
5.3.1 Introducción	142
5.3.2 Resultados	148
5.3.3 Interpretación	156
CAPITULO 6: DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES	158
6.1 Discusión final	158
6.2 Conclusiones	168
6.3 Propuestas para futuros trabajos	171
BIBLIOGRAFIA	172
APÉNDICE	
Anexo 1	188
Anexo 2	189
Anexo 3	210
Anexo 4	231
Anexo 5	250

INDICE DE FIGURAS

Figura nro.	Descripción	Página
CAPITULO I: INTRODUCCIÓN		
1.1	Arriba: ejemplo de la escritura aramea; abajo: textura gráfica (intercrecimiento de cuarzo en feldespato).	1
1.2	Relación entre un plutón parental granítico y sus pegmatitas: a) pegmatitas externas, ocurren en las aureolas que están rodeando el plutón granítico; b) pegmatitas marginales; c) pegmatitas internas (modificado de Varlamoff, 1972; Cerný 1991a, b; Ashworth, 2014).	3
1.3	Evolución química de acuerdo con la distancia del plutón parental/fuente de las pegmatitas (modificado de Trueman y Černý, 1982; Černý 1991b).	5
1.4	Diagrama de presión-temperatura que muestra los campos de cuatro clases pegmatíticas propuestas por Ginsburg (1960) y Cerný (1991a). Las clases pegmatíticas son abisal (AB), de moscovita (MS), de elementos raros (RE), y miarolítica (MI) (tomado de London, 2008).	7
1.5	Ubicación de las pegmatitas estudiadas por Elías-Herrera y Obregón-Ramos (1983). a) Mapa geológico simplificado de la zona Ayoquezco-Zimatlán del Complejo Oaxaqueño, modificado de Ortega-Gutiérrez (no publicado); b) Mapa geológico simplificado de la zona de Telixtlahuaca del Complejo Oaxaqueño.	15
CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL		
2.1	Distribución de las fallas que separan el Complejo Oaxaqueño de los otros complejos metamórficos principales del sur de México (modificado de Tolson, 2005).	24
2.2	a) Ubicación del Complejo Oaxaqueño en relación con el microcontinente “Oaxaquia” propuesto por Ortega et al. (1995) [gris oscuro] y Solari et al. (2003) [gris claro]. b) Ubicación del Complejo Oaxaqueño en relación con otros afloramientos de rocas mesoproterozoicas de la orogenia Grenvilliana en América del Norte, líneas punteadas – la extensión posible de las rocas de la edad Grenvilliana (Gills et al., 2005).	27
2.3	a) Mapa tectónico simplificado del afloramiento de las rocas Grenvillianas de Canadá y Estados Unidos: CGT – Terreno Central Granulítico; CMB – Cinturón Central Metasedimentario; CGB –	30

Cinturón Central Gneísico; GFTZ – Zona del Frente tectónico Grenvilliano (Mezger et al., 1993).

b) Escala de tiempo que muestra la relación entre los eventos acrecionales y colisionales orogénicos Meso- y Neoproterozoicos en el territorio del Cinturón Grenvilliano en Canadá y Complejo Oaxaqueño en México (modificado de Rivers, 2008).

CAPITULO 3: PEGMATITAS ESTUDIADAS

- | | | |
|-----|---|-----------|
| 3.1 | a) Mapa geológico del área de estudio, tomado de las cartas geológicas de Oaxaca y Zaachila, escala 1:250 000 (Servicio Geológico Mexicano). Los dos recuadros muestran la posición aproximada de las zonas con mayor abundancia de pegmatitas que serán estudiadas. b) Mapa geológico simplificado de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño, modificado de Ortega-Gutiérrez (no publicado); Elías-Herrera (1983) y Solari (2003). c) Mapa geológico simplificado del área Zimatlán-Ayoquezco-Ejutla, modificado de Elías-Herrera y Obregón-Ramos (1983) con la ubicación de las pegmatitas estudiadas | 39 |
| 3.2 | Fotografías de la pegmatita Cruz de Piedra. a) Contacto entre las rocas encajonantes y la pegmatita; b) cristales de piroxenos en la parte central de la pegmatita; c) asociación típica de minerales para la pegmatita Cruz de Piedra sin analizador; d) con nícoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. | 42 |
| 3.3 | Fotografías de la pegmatita Santa Rosa: a) contacto entre gneis y cuerpo pegmatítico; b) columnas de cristales de micas en masa de feldespato. Fotografías de la pegmatita Norte de Santa Rosa: c) la relación entre los lentes de la pegmatita y las rocas encajonantes; d) microagujas de rutilo en cuarzo. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. | 43 |
| 3.4 | Fotografías de la pegmatita La Joya. a) Contacto del dique cuarzo-feldespático y los gneises anfibolíticos. b) Contacto entre dique piroxenítico y cristales de feldespato. c), d), e) y f) Asociaciones de los minerales típicos para la pegmatita La Joya. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. | 45 |
| 3.5 | Fotografías de sistema de lentes pegmatíticos En el Río: a) relación entre los lentes pegmatíticos y roca encajonante; b) cristales de los piroxenos en masa de feldespato y cuarzo; c) cristales de clinopiroxeno alterado, feldespato sericitizado y circones con nícoles cruzados, d) sin analizador. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. | 46 |
| 3.6 | a) Contacto entre dique piroxenítico y roca cuarzo-feldespática; b) ubicación en la fotografía de satélite de los afloramientos visitados | 49 |

- con rocas parecidas a las de La Panchita. c) Bloque-diagrama simplificado de la pegmatita La Panchita (modificado de Haghenbeck-Correa, 1993); d) Sección idealizada de los lentes en La Panchita (Haghenbeck-Correa, 1993).
- 3.7 Fotografías de la pegmatita La Panchita. a) y b) asociación mineralógica típica para la pegmatita: cristales grandes de apatito, clinopiroxeno (diópsido) y calcita; c) y d) textura de infiltración de escapolita en diópsido en el contacto con roca cuarzo-feldespática; e) y f) flogopita en masa de clinopiroxeno (diópsido). Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **50**
- 3.8 Fotografías de la pegmatita La Ofelia. a) Las cavidades entre los cristales de los clinopiroxenos rellenos de calcita. Cristales de circones en el contacto con magnetita-titanomagnetita y feldespato b) con nicoles cruzados, c) sin analizador. Asociación de los minerales típica: anfíbol, feldespato y clinopiroxenos d) con nicoles cruzados, e) sin analizador. Los significados de las abreviaturas se encuentran en Tabla 3.2. **52**
- 3.9 Fotografías de las pegmatitas La Presa. a) El contacto entre la pegmatita y gneises encajonantes. Cristal de circón en el contacto con magnetita-titanomagnetita alterada con titanita y los feldespatos alterados a epidota b) sin analizador, c) con nicoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **54**
- 3.10 Fotografías de los lentes pegmatita-migmatíticos 213-1. a), b) Relación de las leucosomas pegmatíticos con melanosomas encajonantes. Asociación de anfíbolita y circón y magnetita-titanomagnetita en el contacto con los feldespatos sericitizados, c) con nicoles cruzados, d) sin analizador. Cristal de mica deformada con piroxenos cloritizados y feldespato e) sin analizador, f) con nicoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **55**
- 3.11 a) Fotografía de la pegmatita 183-2car, asociación de los cristales de carbonatos con mica. b) dique pegmatítico 183-2gr. c) pegmatita 183-2gr, mica cloritizada en el contacto con feldespato sericitizado y magnetita-titanomagnetita. d) cristales de circón asociados con magnetita-titanomagnetita y feldespato sericitizado. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **57**
- 3.12 Fotografías de las pegmatitas OC22-4AB. a) Relación entre los lentes pegmatíticos y los gneises encajonantes. Asociación de los minerales típicos para este tipo de las pegmatitas: clinopiroxeno, moscovita, feldespato sericitizado, calcita y zoicita b) sin nicoles, c) con nicoles cruzados. d) Intercrecimiento de cuarzo deformado/recristalizado y feldespato sericitizado. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **58**

- 3.13 Fotografías de la pegmatita 166-3. Asociación mineralógica de moscovita, cuarzo y feldespato a) con nicoles cruzados, b) sin analizador. Fotografías de la pegmatita 176-1. Cristal de circon en el contacto entre anfíbol y clinopiroxeno, cuarzo c) con nicoles cruzados, d) sin analizador. e) Contacto entre pegmatita y gneis encajonante. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2. **60**

CAPITULO 4: GEOCRONOLOGÍA

- 4.1 Los mapas geológicos con ubicación de los cuerpos pegmatíticos estudiados con los tipos de los minerales extraídos para los análisis realizados durante presente trabajo. **67**
- 4.2 Resultados del análisis del material de referencia interno (flogopita de la pegmatita El Muerto) con una edad de K-Ar clásico de 940 Ma. Se indica la desviación de los análisis puntuales respecto la edad de referencia. Las barras de error corresponden a 1 desviación estándar. **71**
- 4.3 Gráfica de las edades de K-Ar clásico de las micas estudiadas contra su concentración en K. Las barras de error corresponden a una desviación estándar. **76**
- 4.4 Gráfica de las edades de K-Ar puntual de las micas estudiadas contra su concentración en K. Las barras de error corresponden a una desviación estándar. Las dos correlaciones corresponden a dos “setup” diferentes del sistema de adquisición. **76**
- 4.5 A la izquierda: diagramas de concordia de U-Pb, con la edad promedio calculada para los circones extraídos de las pegmatitas ubicadas en la Zona Central del Complejo Oaxaqueño. A la derecha: patrón de tierras raras, normalizado a condrita y diagrama de la relación Th/U versus Edad (Ma) para los mismos circones analizados de la Zona Central del Complejo Oaxaqueño. **95**
- 4.6 A la izquierda: diagramas de concordia de U-Pb, con la edad promedio calculada para los circones extraídos de las pegmatitas ubicadas en la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño. A la derecha: patrón de tierras raras, normalizado a condrita y diagrama de la relación Th/U versus Edad (Ma) para los mismos circones analizados de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño **102**
- 4.7 Imágenes de catodoluminiscencia de los circones extraídos de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño: a) La Panchita; b) 166-3; c) La Presa; d) 183-2gr; e) 176-1; f) 213-1; g) La Ofelia; h) OC22-4AB; i) Cruz de Piedra; j) El Muerto; k) En el Río; l) La Joya; m) Norte de Santa Rosa; n) Santa Rosa. **105**

4.8	a) Distribución de los tres grupos de edades de U-Pb (barras de error 2σ) en los circones de las pegmatitas. Los áreas de color gris son los eventos orogénicos del Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003; Schulze-Schreiber, 2011); b) Histograma acumulativo de todos los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño analizados con el método de U-Pb.	106
4.9	a) Los patrones de tierras raras normalizados a condrita de los circones de la pegmatita El Muerto comparados con los patrones de los minerales radiactivos: allanita (Radulescu et al., 2009), uraninita y monacita (Mercadier et al., 2011).b) Grado de dispersión de los valores de tierras raras en los circones de las pegmatitas de la Zona Central (color rojo) y la Zona Norte (color azul).	110
CAPITULO 5: GEOQUÍMICA DE LAS PEGMATITAS		
5.1	Diagrama Ce/Ce* contra Eu/Eu* en los circones (Belousova et al., 2002; Gardiner et al., 2017) a) Zona Central, b) Zona Norte.	115
5.2	Grado de dispersión de Ce/Ce*, Th, Y, REE+Y en los circones de las pegmatitas de la Zona Central (rojo) y la Zona Norte (azul).	116
5.3	Concentraciones de REE+Y, P, Y, Th y U en los bordes y los núcleos de los circones en las pegmatitas pre-tectónicas.	117
5.4	Contenido de P y REE+Y en ppm en los circones a) pegmatitas de la Zona Central; b) pegmatitas de la Zona Norte; c) pegmatitas post-orogénicas o sintectónicas; d) pegmatitas metamorfoseadas. Campo gris – valores de P para circones de los granitos de tipo S (origen cortical); campo rojo – para circones de los granitos de tipo I (origen mantélico) [Burnham y Berry, 2017].	118
5.5	Contenidos de Y ppm y U ppm en los circones (Belousova et al., 2002) a) pegmatitas de la Zona Central; b) pegmatitas de la Zona Norte. Contenidos de Hf% e Y ppm en los circones c) de las pegmatitas de la Zona Sur, d) de las pegmatitas de la Zona Norte. Campos representan contenidos de Hf% e Y ppm en los circones extraídos de: I – kimberlitas; II – rocas ultramáficas, máficas e intermedias; III – rocas intermedias con cuarzo y rocas félsicas; IV – rocas félsicas con altos contenidos de SiO ₂ ; V – greisenes; VI – rocas alcalinas, metasomatitas alcalinas de los complejos alcalinos, VII – carbonatitas (Shnukov et al., 1997).	121
5.6	Concentraciones de Y ppm y Th ppm en los circones de las pegmatitas a) de la Zona Central, b) de la Zona Norte, c) post-tectónicas, d) pre-tectónicas.	122
5.7	a) Rangos de temperatura en los circones calculados con el método	124

- de Ti en circón (Watson et al., 2006; Ferry y Watson, 2007), con los valores de temperatura mediana; b) representación gráfica de la dependencia entra grado de dispersión de las tierras raras y temperatura en los circones; c) fugacidad de oxígeno en los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño; d) fugacidad de oxígeno en los circones de las pegmatitas, se grafica el buffer FMQ (Frost, 1991) como referencia, los triángulos – son núcleos, los círculos – son bordes de los circones.
- 5.8 Rango completo de los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Lentz 1996; Pi Puig, 2005, basado en Hudson, 1977; Baker y Fallick, 1989; Stakes y O'Neil, 1982; Deines y Gold, 1973; Lentz y Suzuki 2000; Sheppard y Schwartz 1970). Los valores de los isótopos de O y C de calcitas de la Orogenia Grenvilliana (mármoles, pegmatitas, vetas posteriores y skarns) fueron tomados de Lentz (1996) y Mungal (1989). **139**
- 5.9 Diagrama del componente trioctaédrico de las micas con los campos de biotita y flogopita (Goidotti, 1984). La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3. **148**
- 5.10 a) Al_2O_3 wt% vs FeOtot wt%; b) MgO wt% vs FeOtot wt%; c) MnO wt% vs FeOtot wt%; d) TiO_2 wt% vs FeOtot wt% contenidos en las micas. Las flechas muestran el aumento de grado de fraccionación de acuerdo con Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) y Mahmood (1983). La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3. **149**
- 5.11 a) CaO wt% vs FeOtot wt%; b) Na_2O wt% vs FeOtot wt%; c) K_2O wt% vs FeOtot wt%; d) BaO wt% vs FeOtot wt%. La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3. **151**
- 5.12 a) Composición de Cl wt% vs FeOtot wt% en las biotitas. Los campos de las biotita del origen ígneo y flogopitas ricas en Mg en el diagrama triangular Al_2O_3 –($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)–($\text{FeOtot}+\text{MnO}+\text{MgO}$) [Deer et al., 2003] b) para las biotitas; c) para las flogopitas. Diagrama triangular FeOtot – MgO – Al_2O_3 de la composición de la biotita de las rocas ígneas. Los campos I – biotitas asociadas con moscovita o topacio; II – biotita sola, no acompañada con otros minerales máficos; III – biotita asociada con hornblenda, piroxeno u olivino; wt% (Nokolds, 1947). **153**

- 5.13 a) Las concentraciones de Ti y relaciones de Mg/(Mg+Fe) de las micas de las pegmatitas y gneis del Complejo Oaxaqueño, proyectados en el diagrama con las isotermas calculadas por Henry et al. (2005); b) rango de las temperaturas de cristalización de las micas, con los valores de temperaturas medianas. La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3. **154**

CAPITULO 6: DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES

- 6.1 Diagrama de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los apatitos de la pegmatita La Panchita contra el tiempo con valores de evolución de relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el manto con algunas rocas sedimentarias y magmáticas del Complejo Oaxaqueño (compilado de Ruiz-Castellanos, 1979; Schulze-Schreiber, 2011). **162**
- 6.2 Relación entre las edades de las pegmatitas estudiadas del Complejo Oaxaqueño y su composición mineralógica. Color rojo son las pegmatitas de la Zona Central, color azul son las pegmatitas de la Zona Norte. **163**
- 6.3 Modelo simplificado de los procesos que actuaban durante la Orogenia Zapoteca inmediatamente después, relacionados con formación pegmatítica b) para las pegmatitas sintectónicas 975-1000 Ma [Newton et al., 1980; Newton, 1986; Sobolev et al., 2007] y c) post-tectónicas 934-975 Ma. **166**
- 6.4 a) y b) diagramas de Concordia de U-Pb para dos fracciones de apatitos (~300 granos) de la pegmatita La Panchita. Anexo 5. **251**

INDICE DE TABLAS

Tabla nro.	Descripción	Pagina
CAPITULO I: INTRODUCCIÓN		
1.1	Clasificación de la pegmatita graníticas de Guinsburg (1984); Cerný and Ercit (2005), modificado (LCT=Litio-Cesio-Tántalo; NYF=Niobio-Itrio-Flúor).	8
1.2	Resumen algunas dataciones realizados anteriormente en los mármoles, las pegmatitas y los gneises encajonantes del Complejo Oaxaqueño. *Todos los resultados de los análisis de Rb-Sr están recalculados usando $\lambda=1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$; **La relación inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fue recalculada para la edad obtenida con el método U-Pb.	18
CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL		
3.1	Coordenadas de GPS de los afloramientos de las pegmatitas estudiadas.	40
3.3	Nombres completos de minerales para las abreviaciones usadas en las fotomicrografías (Whitney y Evans, 2010).	61
CAPITULO 4: GEOCRONOLOGÍA		
4.1	Instrumentación y condiciones para los análisis K-Ar clásicos.	69
4.2	Instrumentación y condiciones para los análisis K-Ar puntuales.	69
4.3	Resultados de las dataciones K-Ar por el método clásico por dilución isotópica con trazador (spike).	72
4.4	Resultados de los análisis puntuales por el método K-Ar-LIBS. Todas las mediciones se realizaron disparando el láser 30 veces a 30Hz y repitiendo el proceso un determinado número de veces (columna “scans”). El diámetro del haz fue, en todos los casos, de 172 μm , para obtener suficiente argón para el análisis.	73
4.5	Parámetros analíticos del sistema LA ICP MS para fechamientos U-Pb en circones (Solari et al, 2010).	82
4.6	Las características principales de los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño: edades, relación de Th/U, valores promedio de relaciones Lu/La, Lu/Gd, Sm/La, Ce/Ce*, Eu/Eu*.	88
CAPITULO 5: GEOQUÍMICA DE LAS PEGMATITAS		
5.1	Relaciones isotópicas de los isótopos estables de C y O (Coplen, 1988; White, 2013).	134
5.2	Valores isotópicos de C y O en carbonatos de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño.	136

RESUMEN

Las pegmatitas que intrusionan a las rocas de 1 Ga del Complejo Oaxaqueño han sido la fuente de minerales industriales como feldespatos y micas, minerales raros para coleccionistas y algunos minerales para datación. Hasta la fecha estas pegmatitas no habían recibido mucha atención científica; sólo existen algunos estudios sobre su mineralogía, geoquímica y geocronología. Las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño son mineralógicamente muy parecidas a las de la parte norte del Cinturón Grenvilliano (Canadá), algunas de las cuales fueron también explotadas para extracción de micas, feldespatos y minerales radiactivos.

Este trabajo presenta el estudio geoquímico y geocronológico de ocho pegmatitas de la Zona Central y seis de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño, relacionándolo con la evolución de las rocas proterozoicas de esta región. Por su mineralogía las pegmatitas se agrupan en las siguientes clases: simples o estériles; de composición granítica evolucionada; de composición carbonatítica; gabroica carbonatítica; granodiorítica-diorítica; granodiorítica y gabro-diorítica. De acuerdo con su nivel relativo de emplazamiento se clasifican en someras-miarolíticas, de emplazamiento intermedio y más profundas abisales-migmatíticas. Según su relación entre la edad de cristalización y la Orogenia Zapoteca (última etapa de la Orogenia Grenvilliana de edad 1007-976 Ma) las edades de las pegmatitas se pueden clasificar en tres grupos: pre-tectónicas (~1190 Ma), sin-tectónicas (975-1004 Ma) y post-tectónicas (<975 Ma). Además, el estudio geocronológico de las pegmatitas nos reveló que las orogenias Azteca [1260-1180 Ma] y Zapoteca fueron orogenias caracterizadas por alta actividad magmática y tectónica. La Orogenia Olmeca (1106±6 Ma), en las partes donde se formaron las pegmatitas estudiadas (con magmatismo menor), estuvo caracterizada principalmente por deformaciones y plegamiento. Hay indicios que sugieren que la Orogenia Azteca puede ser caracterizada por la circulación de fluidos ricos en REE e Y en las rocas del Complejo Oaxaqueño.

De acuerdo con el presente estudio, la Orogenia Zapoteca y la etapa post-orogénica se puede caracterizar con los siguientes procesos ordenados en el tiempo: 1) metamorfismo hasta la facies granulítica acompañado por el proceso de decarbonatización intensa; 2) la

etapa de la relajación del estrés tectónico lateral, proceso de migmatización con la participación de los fundidos magmáticos e intrusión simultánea de los magmas piroxeníticos, los que se mezclaron con el CO₂ liberado durante el metamorfismo granulítico y se introdujeron en la corteza superior en forma de diques con segregaciones (pegmatitas) ricas en elementos incompatibles, Ca y volátiles; 3) descompresión tectónica exhumación, erosión y fusión parcial de la corteza inferior y ascensión de los productos de la fusión parcial a los niveles más someros de la corteza en forma de las pegmatitas graníticas simples o estériles y ricas en elementos radiactivos.

Consideramos que el origen de las pegmatitas estudiadas es principalmente magmático, presentando un rango de temperaturas de cristalización de 680-940 °C. Las pegmatitas pretectónicas fueron sometidas a la circulación de fluidos magmáticos durante la fase granulítica Zapoteca. Algunas de las pegmatitas estudiadas se formaron a partir de un magma piroxenítico primitivo (p.ej. La Panchita, La Joya, La Ofelia) y otras tienen un origen más evolucionado a partir de un magma granítico (p.ej. El Muerto). Químicamente las pegmatitas de la Zona Norte son más heterogéneas y las pegmatitas de la Zona Central más homogéneas. La pegmatita postectónica La Panchita se destaca de las otras pegmatitas de origen primitivo por tener una mineralogía muy particular, presentando clinopiroxeno, escapolita cálcica, flogopita, calcita, apatito, circón y titanita, principalmente. Esta pegmatita no presenta ni plagioclasa ni feldespato alcalino.

ABSTRACT

Pegmatites located in the 1 Ga granulitic rocks of the Oaxacan Complex are the source of some industrial minerals such as feldspars and micas, uncommon mineral species for collections, and sporadic material for dating. Until now, these pegmatites have not received much scientific attention. There are only few studies about their mineralogy, geochemistry and geochronology. According to their mineralogy the Oaxacan Complex pegmatites are very similar to those of the northern part of the Grenville Belt (Canada), some of which were also exploited for micas, feldspars and radioactive minerals.

We carried out a geochemical and geochronological study of eight pegmatites from the Central Part and six pegmatites from the northern part of the Oaxacan Complex, and we use that information to reconstruct the geological history of the Proterozoic rocks in this region. Concerning their mineralogical composition, the studied pegmatites can be classified as: simple or sterile; granitic; carbonatitic; gabbro-carbonatitic; granodioritic-dioritic; granodioritic and gabbro-dioritic. According to their relative depth of emplacement, the pegmatites should be divide into: shallow-miarolitic; of intermediate emplacement and deep level abyssal-migmatitic. The determined age of pegmatite crystallization and its relationship with the last stage of the the Zapotecan Orogeny (~1007-976 Ma) allowed us to classify them into: pre-tectonic (~1190 Ma), syntectonic (975-1004 Ma) and post-tectonic (<975 Ma). In addition, the geochronological study of pegmatites reveals that on the territory of their crystallization the Aztecan (1260-1180 Ma) and Zapotecan orogenies are characterized by high magmatic and tectonic activity. On the other hand, the Olmecan event (1106±6 Ma) shows more deformation and folding and a minor role of magmatism. Some geochemical indicators give evidence that the rocks of the Oaxacan Complex were affected by fluid circulation rich in REE and Y during the Aztecan orogeny.

In this study we suggested a three stage model of the Zapotecan orogeny and post-orogenic period: 1) stage of metamorphism up to granulite facies accompanied by an intense decarbonatization process; 2) stage of lateral tectonic stress relaxation, migmatization with participation of magmatic melts and simultaneous intrusion of pyroxenitic magmas contaminated by CO₂ (which was released during the previous stage)

forming dikes with miarolitic cavities rich in incompatible elements, Ca and volatiles; 3) stage of tectonic decompression, exhumation, erosion and partial melting of the lower crust and rising of the products of partial melting to the shallow levels of the crust in form of simple or sterile granitic pegmatites rich in radioactive elements.

We consider the origin of the studied pegmatites as mainly magmatic, the range of their crystallization temperatures is 680-940°C. The pre-tectonic pegmatites were subjected to the circulation of magmatic fluids during the granulitic phase of the Zapotecan orogeny. Some of the studied pegmatites were formed from a primitive pyroxenitic magma (La Panchita, La Ofelia, La Joya) and others have a more evolved origin from a granitic magma (e.g. El Muerto). The pegmatites of the northern Oaxacan Complex are chemically more heterogeneous than the pegmatites of the central part. The post-tectonic pegmatite La Panchita is distinct from other studied pegmatites: it has a very primitive origin, and a very particular mineralogical assemblage rich in calcic minerals: calcic clinopyroxene, calcic scapolite, phlogopite, calcite, apatite, zircon and titanite, but without any single crystal of the expected plagioclase or alkaline feldspar.

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Pegmatitas

El término “pegmatita” procede de la palabra griega “pegmatos” que significa “hacerse sólido o rígido uniéndose juntos”. La primera persona que introdujo este término fue Haüy en 1801, quién lo usó como sinónimo de la textura gráfica para describir una roca, en la cual el feldespatos alcalino tiene intercrecimiento de cuarzo. Asimismo, este tipo de intercrecimiento es llamado “granito gráfico” o “pegmatita gráfica”. En algunos países, Rusia por ejemplo, la roca con esta textura se llama “roca judía”, porque aparentemente recuerda mucho la escritura aramea (Figura 1.1).

Tradicionalmente el término “pegmatita” se usaba y se sigue usando para denotar cualquier tipo de roca ígnea de grano extremadamente grueso. Las pegmatitas, sin embargo, deben describirse basándose no sólo en su tamaño de grano, también en otras características como textura esquelética o granofírica, o también estructuras de crecimiento cristalino unidireccional (London, 2008; London y Kontack, 2012). La definición general del término “pegmatita”, aprobada por la mayoría de geólogos en el mundo, ha sido reelaborada por London (1992, 2008) y representa un cuerpo geológico que normalmente tiene la forma de vetas o de lentes, con tamaño de grano de más de

1 cm, de origen ígneo y de cualquier composición de roca total (*bulk composition*) como: carbonatítica, ultramáfica, gabroica, sienítica o granítica, siendo esta última la más común. Cabe señalar que las pegmatitas pueden formarse dentro de las intrusiones ígneas, como segregaciones de cristales de grano grueso en la matriz fina sin tener la forma de lente y también pueden tener origen tanto ígneo como metamórfico, esto se discutirá más adelante.



Figura 1.1 Arriba: ejemplo de la escritura aramea; abajo: textura gráfica (intercrecimiento de cuarzo en feldespatos).

Las pegmatitas pueden formarse en diferentes ambientes geotectónicos: arcos, márgenes continentales, zonas de rift continental o regiones con magmatismo dentro de los continentes. Para la formación de las pegmatitas se necesita la presencia de corteza continental madura y gruesa. Aquellas que están asociadas con procesos orogénicos normalmente se forman en época tardía de la orogenia y de post-deformación. La mayoría de los cinturones pegmatíticos están relacionados con emergencia del basamento plegado y están controlados por fallas profundas de larga vida.

En términos económicos las pegmatitas representan importantes yacimientos de diversos elementos de uso industrial, tales como elementos de tierras raras, Ta-Nb o elementos radiactivos, también son fuentes importantes de gemas o minerales raros para coleccionistas. Además, son yacimientos importantes de minerales industriales como feldespatos, cuarzo, fluorita, apatitos, espodumena y petalita. La fraccionación química que funciona en las pegmatitas refina estos minerales industriales hasta un grado de pureza que no se logra en otros ambientes geológicos y además estos minerales se acomodan de tal manera que es posible la extracción simultánea de varias especies al mismo tiempo (Glover et al., 2012; Linnen et al., 2012; Simmons et al., 2012).

En México, inicialmente las pegmatitas se tomaban en cuenta como fuentes de micas, uranio, feldespatos y cuarzo (p.ej. Haghbeck Correa, 1993; Arenas Hernández, 1999). Luego, durante la época del desarrollo de las técnicas analíticas de la geoquímica isotópica el interés se desplazó un poco a la parte científica. Los minerales de las pegmatitas que son de tamaño extremadamente grande y de fácil extracción comenzaron a ser usados con un objetivo geocronológico, esto es, para fechar rocas metamórficas en las que se acomodan los cuerpos pegmatíticos (p.ej. Complejo Oaxaqueño) [Fries et al., 1962 (a); Fries y Rincón Orta, 1965]. El interés revive de nuevo para la búsqueda de las tierras raras en pegmatitas de México (Elías-Herrera, 1983).

1.1.1 Descripción de las pegmatitas

Generalmente las pegmatitas no aparecen solas, sino que generan campos pegmatíticos, familias, grupos o enjambres, que ocupan áreas desde unos pocos hasta centenares de kilómetros cuadrados. En la mayoría de los casos estos ~~grupos~~

pegmatíticos son cogenéticos y consanguíneos en el tiempo y están relacionados geográficamente y genéticamente con un plutón de composición cualquiera que hace de fuente. El grado del fraccionamiento y la complejidad mineralógica se incrementan y el número de las pegmatitas asociadas disminuye de acuerdo con la distancia del plutón pariente (Černý, 1991a).

La mayor cantidad de pegmatitas se distribuye en rocas metamorfoseadas como migmatitas o gneises; por otro lado, son muy raras en sedimentos no metamorfoseados, en intrusivos someros, en lavas y rocas piroclásticas (London, 2008). Según la clasificación de Černý (1991a, b), las pegmatitas que se encuentran fuera de la intrusión magmática se llaman pegmatitas externas (Figura 1.2a). También existen las pegmatitas que se forman dentro de la intrusión plutónica fuente, las cuales son menos fraccionadas y por su mineralogía y estructura son las menos complejas entre todas las pegmatitas. A este tipo se le denomina pegmatitas internas, también llamadas segregaciones (Figura 1.2c). Además, existe un tercer grupo transicional entre las internas y externas, son las pegmatitas marginales, las que ocurren dentro o en el margen del cuerpo intrusivo fuente y son relativamente más complejas que las pegmatitas internas (Figura 1.2b).

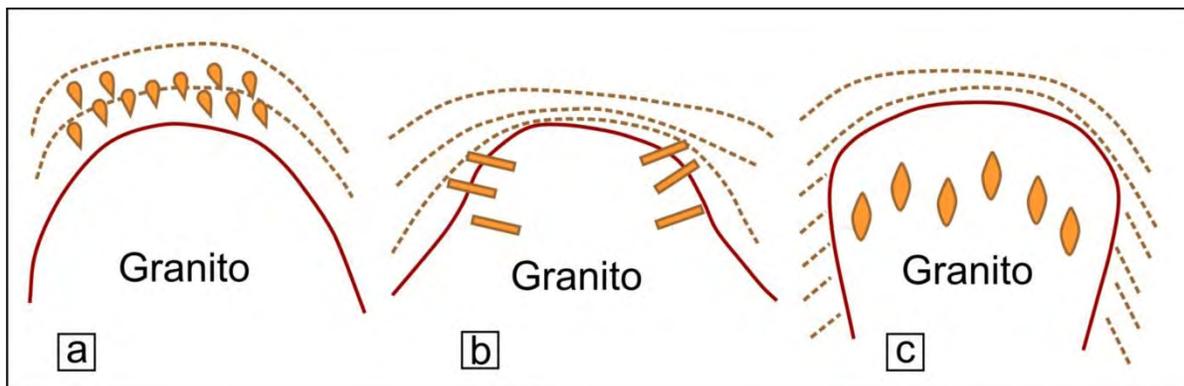


Figura 1.2 Relación entre un plutón parental granítico y sus pegmatitas: a) pegmatitas externas, ocurren en las aureolas que están rodeando el plutón granítico; b) pegmatitas marginales; c) pegmatitas internas (modificado de Varlamoff, 1972; Černý 1991a, b; Ashworth, 2014).

El primer paso durante un estudio de un cuerpo particular o de un grupo de pegmatitas para fines científicos o económicos es identificar el tipo de rocas ígneas a las que se parecen más dichas pegmatitas.

Por su composición química total o mineralógica, las pegmatitas pueden ser parecidas a todo tipo de rocas intrusivas. Las pegmatitas que más a menudo se encuentran en el mundo y han sido más estudiadas son las de composición granítica. Los siguientes tipos más abundantes, después de las graníticas, son las de composición gabroica (London, 2008).

Las pegmatitas tienen textura de cristales gigantes y los tamaños del cuerpo pegmatítico pueden variar desde unos metros hasta un kilómetro de ancho, por eso la composición de la roca total sólo puede determinarse por cálculo, usando la composición química de los minerales que componen la pegmatita y contenido relativo de estos minerales en porcentaje.

Los minerales principales más típicos que representan la composición granítica y que están en las pegmatitas graníticas son: cuarzo, micas (moscovita, biotita y flogopita), plagioclasa (oligoclasa o albita) y feldespato potásico (microclina). A veces en las pegmatitas de elementos raros se presentan espodumena y lepidolita (London, 2008).

Las pegmatitas ultramáficas (komatiítas) pueden ser reconocidas por la presencia de olivino con textura esquelética, piroxeno y plagioclasa (Grove et al., 1997).

Las pegmatitas máficas (gabroicas) tienen bordes ricos en clinopiroxeno y núcleo rico en plagioclasa o al revés (borde de plagioclasa, núcleo de piroxeno) y en el centro se presenta el agregado gráfico de cuarzo y feldespato (Beard y Day, 1986; Scoon y Mitchel, 2004).

Las pegmatitas de composición total semejante a las carbonatitas contienen como minerales principales calcita, piroxeno de calcio (augita o diópsido), anfíboles, plagioclasa de calcio (anortita), feldespato potásico y nefelina (Moyd, 1990; London, 2008).

Las pegmatitas sieníticas tienen nefelina, feldespato alcalino (microclina u ortoclasa), plagioclasa pobre en Ca, micas (biotita, moscovita o lepidomelana), piroxeno cálcico (augita, diopsido) y anfíbol (arfvedsonita, hornblenda) (Heinrich, 1966).

El siguiente paso es el estudio de la estructura interna o, en otras palabras, de la distribución de los minerales dentro del cuerpo pegmatítico. Por su estructura interna, las pegmatitas pueden ser: simples, zonadas o complejas (Cameron et al, 1949).

Las simples tienen distribución de minerales y tamaño de sus granos/cristales homogéneos. Las pegmatitas sin zonación se encuentran mayoritariamente en asociación

con rocas encajonantes de alto grado de metamorfismo. La falta de zonación en pegmatitas no implica que la composición sea primitiva.

Generalmente la zonación es consecuencia de cristalización pegmatítica gradual desde los bordes hacia el centro del lente y es una de las características que distingue las pegmatitas de otras rocas ígneas plutónicas. Se manifiesta por variaciones en la distribución espacial de los tamaños de granos, de la acumulación de minerales o de la estructura de los cristales. Cameron (1949) inventó la terminología más usada hasta la fecha para la zonación interna de los cuerpos pegmatíticos: borde, zona intermedia, núcleo. Las pegmatitas zonadas se caracterizan por el incremento del tamaño de grano desde el borde hacia el centro. Existen pegmatitas zonadas que tienen una cavidad en el centro en vez de un núcleo, estas pegmatitas se llaman miarolíticas.

Otra de las características principales de las pegmatitas es la heterogeneidad química a diferentes escalas. Esto incluye una zonación dentro de cristales individuales y variaciones en la composición de la misma fase, la cual está presente en diferentes agregados paragenéticos-texturales dentro de la pegmatita. Asimismo, la zonación química puede ser causada por el fraccionamiento

dentro de un grupo pegmatítico de acuerdo con la distancia del plutón-fuente (Figura 1.3). Como las pegmatitas de composición no granítica

han sido poco estudiadas hasta la fecha, se considera que su composición mineralógica, química y textural no es tan compleja como la de las graníticas (London, 2008), entonces más adelante se discutirá solo el fraccionamiento de las pegmatitas graníticas.

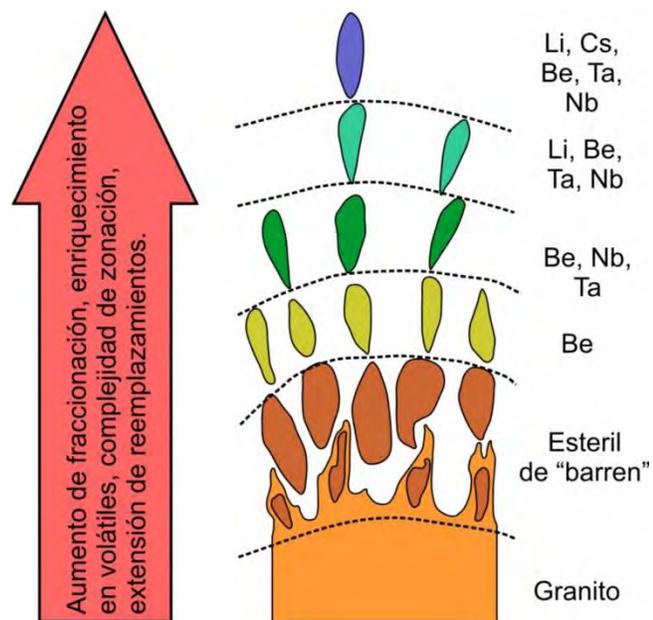


Figura 1.3 Evolución química de acuerdo con la distancia del plutón parental/fuente de las pegmatitas (modificado de Trueman y Černý, 1982; Černý 1991b).

La composición química del grupo de las pegmatitas cogenéticas se modifica según la distancia entre estas y el cuerpo plutónico de la siguiente manera: la mayoría de los elementos litófilos, con propiedades químicas significativamente diferentes, se concentran en las pegmatitas de tal manera que estos elementos son enriquecidos en proporción de 10^3 a 10^4 con relación a las abundancias promedio de los granitos paternos. Además, por alejarse de la fuente magmática, la composición de la pegmatita será más fraccionada, enriquecida en volátiles, más compleja en sentido de la zonación y mineralogía y con un grado alto de reemplazamiento (Vlasov, 1961; London, 1992). Sin embargo, el número de pegmatitas asociadas disminuye de acuerdo con la distancia del plutón parental (Černý, 1991a). Por ejemplo, en las pegmatitas graníticas, en la escala del campo pegmatítico (pegmatitas cogenéticas), la revisión de la estructura interna puede revelar la relación entre la distancia de las pegmatitas del plutón parental y la distribución regional de algunos minerales (Simmons et al., 2003; Simmons y Webber, 2008).

1.1.2 Clasificación de las pegmatitas graníticas

Según la teoría mencionada anteriormente (con el alejamiento del plutón fuente la composición se hace más fraccionada, más enriquecida en volátiles y mineralógicamente más compleja) fue elaborada la clasificación más usada hoy en día de las pegmatitas graníticas, basada en profundidad general del emplazamiento de éstas (Figura 1.3). (Ginsburg y Rodionov, 1960; Černý, 1991a; Černý y Ercit, 2005).

La clasificación actual está basada en un esquema, generado por Ginsburg y Rodionov (1960), en el cual se distinguen cuatro “formaciones” o clases de pegmatitas: abisales, de moscovita, de elementos raros y miarolíticas. Según esta clasificación la clase abisal corresponde a las pegmatitas más profundas y la miarolítica es de las pegmatitas más someras. Černý (1991a, b) lo amplió y detalló hasta su estado actual por medio de la correlación de las clases pegmatíticas anteriores con datos petrogenéticos, como campos de estabilidad de polimorfos aluminosilicatados y aluminosilicatados de litio, curvas de fusión granítica, temperatura y presión (Figura 1.4). Asimismo, Černý dividió cada clase en subclases por su contenido de diferentes elementos (HREE, LREE, U, Be, Li) (Tabla 1.1). Aparte Černý propuso dos familias petrogenéticas por enriquecimiento de elementos

producidos por la fraccionación de dos tipos: LCT (litio-cesio-tántalo) y NYF (niobio-itrio-flúor). Relacionó estas dos familias con las posibles fuentes magmáticas: LCT es el enriquecimiento característico mayoritariamente para las pegmatitas ligadas con granitos de tipo S (procedentes de rocas metasedimentarias, ricas en moscovita); NYF son característicos para pegmatitas relacionadas con granitos de composición tipo A (granitos de origen anorogénico).

Este tipo de clasificación está ampliamente aceptada y usada en el mundo, pero es un poco artificial, por que naturalmente todos los tipos de pegmatitas tienen características mezcladas, por inclusiones extrañas en la fuente y además asimilación de los componentes de diferentes tipos de rocas encajonantes durante su camino hacia la superficie (Martin y De Vito, 2005; Simmons y Webber, 2008).

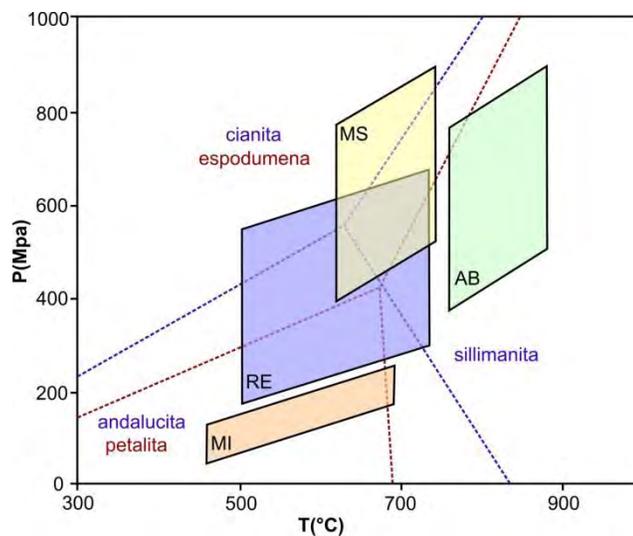


Figura 1.4 Diagrama de presión-temperatura que muestra los campos de cuatro clases pegmatíticas propuestas por Ginsburg y Rodionov (1960) y Cerný (1991a). Las clases pegmatíticas son abisal (AB), de moscovita (MS), de elementos raros (RE), y miarolítica (MI) (tomado de London, 2008).

Clase	Subclase	Tipo	Subtipo	Familia
Abisales	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	BBe			LCT
De moscovita				
De moscovita y los elementos raros	REE			NYF
	Li			LCT
De los elementos raros	REE	allanita-monazita euxenita gadolinita		NYF
	Li	berilo complejas albita-espodumena albita	berilo-colimbita berilo-columbita-fosfato espodumena petlita elbaíta ambligonita	LCT
Miarolíticos	REE	topacio-berilo gadolinita-fergusonita		NYF
	Li	berilo-topacio espodumena petalita lepidolita		LCT

Tabla 1.1 Clasificación de la pegmatita graníticas de Ginsburg (1984); Cerný and Ercit (2005), modificado (LCT=Litio-Cesio-Tántalo; NYF=Niobio-Itrio-Flúor).

1.1.3 Formación de las pegmatitas

La fuente parental o modo de formación de las pegmatitas es altamente discutible. No hay duda de que en muchos casos la fuente de las pegmatitas son plutones graníticos, que están expuestos en la superficie. Sin embargo, en algunos campos pegmatíticos la fuente parental de las pegmatitas no está expuesta o nunca se ha encontrado. Los diques pegmatíticos en algunos casos son bastante estrechos, lo que inevitablemente trae la pregunta sobre la baja viscosidad de un líquido rico en silicio que puede migrar lejos de la

fuelle y rellenar fracturas pequeñas. Estos dos hechos están citados como la evidencia del origen *autigénico*, que es cuando las pegmatitas derivan directamente de las rocas que las están rodeando y como opuesto el origen *alogénico*, lo que significa que la fuente de las pegmatitas se encuentra fuera de las rocas encajonantes cercanas que rodean a la pegmatita (London, 2008).

La clasificación de las pegmatitas graníticas propone en general las condiciones de profundidad y temperatura en las que se forman. Pero resulta que el proceso es más complicado que el simple enfriamiento del magma a cierta profundidad y con cierta temperatura. Durante el estudio científico de las pegmatitas surgieron diferentes escuelas y teorías de la formación pegmatítica.

La escuela clásica, fundada por Vlasov y Fersman (Fersman, 1926; Vlasov, 1953) promueve la teoría de que las pegmatitas se forman a partir de un magma (fundido) especial en condiciones de sistema cerrado. Esta teoría hasta la fecha sigue siendo ampliamente usada. La formación de las pegmatitas sería resultado de la cristalización fraccionada del magma de composición granítica o de la formación de un fundido especial pegmatítico que aparece durante la evolución clásica de un magma máfico hasta uno félsico.

Aproximadamente al mismo tiempo se establece la otra escuela que insiste en que las pegmatitas se forman bajo condiciones del sistema abierto por metasomatismo en estado sólido, por el ataque de fluidos separados de alguna fuente magmática y sin participación del fundido/magma especial pegmatítico (Zavarickiy, 1947).

Como resultado de la existencia de estas dos escuelas se formó una teoría intermedia. Cameron (Cameron et al., 1954) y Jahns (1955) consideraron, como resultado de estudios de múltiples cuerpos pegmatíticos, que durante la formación pegmatítica ocurren dos etapas. La primera etapa se da en condiciones de sistema cerrado o semicerrado, bajo estas condiciones cristalizan del fundido magmático las pegmatitas simples. En la segunda etapa de condiciones de sistema abierto, los fluidos que provienen de las profundidades metasomatizan las pegmatitas simples, formadas durante la primera etapa.

También existe una teoría de formación pegmatítica por medio del metamorfismo regional o granitización de las rocas. De acuerdo con esta teoría hay tres tipos de pegmatitas: metasomáticas, anatécicas e intrusivas (Sudovikov, 1964; Sokolov, 1970). Hay

una opinión (Sokolov, 1970; Ramberg, 1956) de que las pegmatitas en las rocas metamórficas se forman durante el metamorfismo retrógrado (movilización selectiva de elementos y recristalización que reúne estos elementos acompañados a veces con fusión).

Otras teorías ampliamente usadas actualmente sobre la formación pegmatítica afirman que las pegmatitas pueden ser el resultado de la precipitación de los fluidos hidrotermales, cristalización de fluidos magmáticos influenciados por fluidos hidrotermales, cristalización del gel silicatado hidratado y/o cristalización del magma silicatado rico en agua o dióxido de carbono. (Simmons y Webber, 2008; Thomas et al., 2012).

Últimamente se hace más popular la teoría propuesta por Martin y De Vito (2005), la cual explica dos diferentes procesos de formación pegmatítica: formación por anatexis y por fundido derivado de la cristalización fraccionada de las intrusiones félsicas primitivas. Las pegmatitas formadas por medio de anatexis no tienen ninguna relación con un plutón parental. La naturaleza geoquímica del fundido pegmatítico se determina por el ambiente tectónico en donde dichas pegmatitas se formaron. Por ejemplo, como ya fue mencionado anteriormente, el fundido LCT se forma en el ambiente orogénico y el NYF en ambiente anorogénico. Sin embargo, hay algunos lugares (por ejemplo en África [Von Knorring y Condliffe, 1987]), donde el modelo de Martin y De Vito (2005) no parece ser completamente conveniente para explicar la diferencia entre pegmatitas LCT y NYF. En estos lugares los dos tipos ocurren en las mismas condiciones tectónicas. En estos casos hay una condición: es necesario considerar la influencia de la composición total del protolito y la contaminación cortical de la composición del fundido pegmatítico. Para estos casos de contaminación del fundido fue introducido un término especial de “pegmatitas de línea de cruzamiento” que significa la interacción química del fundido pegmatítico con la roca encajonante, a diferencia de las pegmatitas convencionales “de línea pura” (Fersman, 1940).

Ninguna de las teorías anteriormente mencionadas explica completamente la formación de todas las variedades de pegmatitas en el mundo, todas tienen algunos defectos cuando se aplican a casos reales. Sin embargo, ninguna de las teorías está refutada completamente y cada una tiene derecho a existir. Tal vez el futuro de los estudios

pegmatíticos esté en estudiar detalles de cada caso particular y aplicar la conjunción de las teorías existentes.

Respecto al proceso de la cristalización pegmatítica, al principio se consideraba que la textura de cristales gigantes era resultado de un proceso relativamente estable de largo plazo y del enfriamiento lento. El mismo proceso que controla la formación de cristales grandes en las rocas ígneas. Sin embargo, esta teoría no puede explicar la existencia del agregado de intercrecimiento gráfico de cuarzo y feldespato o capas de grano fino y diques, llamadas aplitas, relacionadas con las pegmatitas (Fenn, 1986; Rockhold et al., 1987; London, 2008; Simmons y Webber, 2008). Para explicar la existencia de todas estas texturas, después de muchos experimentos y estudios fue elaborada una nueva teoría (London, 2008): las pegmatitas se forman durante la cristalización relativamente rápida y fraccionada de un magma rico en volátiles y en condiciones de sobreenfriamiento.

Hoy en día existen dos hipótesis que pueden explicar el proceso de la formación de un magma rico en volátiles y agua: el primero establece que el fundido/magma pegmatítico se forma durante la cristalización fraccionada del magma granítico que contiene fundentes y el segundo implica la separación de los fluidos acuosos del fundido silicatado y la redistribución de los componentes geoquímicos en el sistema.

De acuerdo con el primer modelo, elaborado por Cameron (1949), los primeros minerales que cristalizan en el sistema granítico, como los feldespatos alcalinos y sódicos, cuarzo y en menor cantidad moscovita/biotita, son los consumidores más grandes de los elementos Si, Al, K, Na, O y algunas cantidades del H₂O incluidas. Como resultado, el magma residual/magma pegmatítico se enriquece en los elementos incompatibles, los volátiles y fundentes. Los volátiles y fundentes (p.ej., F, Cl, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, H₂O, OH⁻, CO₂, HCO³⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻ y H₃BO₃) bajan la viscosidad y la temperatura de cristalización del sistema pegmatítico relacionado con los del magma inicial granítico (Cameron et al., 1949; Simmons et al., 2003, London 2008, Thomas et al, 2012; London y Morgan 2012).

El magma pegmatítico evoluciona y al mismo tiempo se propaga fuera del fundido parental y penetra en la roca, la que es progresivamente más fría en los niveles más superficiales. Estas condiciones de temperatura fría y presión baja evitan que el magma granítico viscoso, altamente evolucionado fluya a pesar de ser líquido. En estado parecido

al sólido la temperatura del magma puede caer por debajo del punto en que debería solidificarse. El sobreenfriamiento ocurre cuando el líquido está experimentando temperaturas más bajas que las del punto de enfriamiento, pero no se solidifica. Una vez que el magma está en este estado, la combinación de los efectos del sobreenfriamiento y presencia de los elementos y moléculas incompatibles permite la cristalización rápida. El enfriamiento desde afuera hacia el interior del lente pegmatítico forma las fronteras estrechas entre los cristales en proceso de crecimiento y el fundido magmático en el centro, permitiendo el intercambio de iones entre ellos. Los elementos y moléculas incompatibles son expulsados de los cristales en proceso de crecimiento y los elementos compatibles se extraen del fundido magmático y se incorporan a los cristales. Esta capa-límite (*boundary layer*) puede sobresaturarse con los elementos y moléculas incompatibles y disolver algunos de los cristales recientemente formados. Los cristales que no se disuelven siguen creciendo, llegando a tamaños extremadamente grandes. London (2008) dio a este proceso de formación de grandes cristales y de composición rara, exclusivo de las pegmatitas, el nombre de “*Constitutional Zone Refining*” (CZR), nombre prestado del proceso de refinación metalúrgica.

Al final de la cristalización pegmatítica, la porción central del fundido magmático puede estar compuesta por el fluido de la capa-límite (*boundary layer*). Este fluido puede ser expulsado del centro, parcialmente disolviendo y reemplazando los cristales existentes por nuevos minerales, de tal manera que puede cristalizarse una asociación de minerales totalmente nuevos, o puede estar completamente empobrecido de los elementos compatibles e incompatibles y cristalizará cuarzo puro.

El segundo modelo, en contraste con el modelo planteado por London (2008), asume que un magma granítico altamente evolucionado puede tener una viscosidad baja y que el sobreenfriamiento, así como una estrecha capa límite (*boundary layer*) no son necesariamente importantes. Las ligeras variaciones en las condiciones de temperatura y presión para un magma altamente evolucionado con baja viscosidad pueden ser suficientes para estimular la formación de pegmatitas (textura de cristales gigantes) (Thomas et al., 2012).

Otro modelo, desarrollado por Jahns y Burnham (1969), establece que la presencia de fluidos del agua puede ser considerado como el paso más decisivo en la génesis de

pegmatitas”. Este modelo está basado en la distribución incongruente de elementos alcalinos, como el K, que tiende a desplazarse hacia el agua, mientras que el Na se concentra en el fundido silicatado. En este modelo, el fluido acuoso jala los elementos incompatibles del magma en los niveles inferiores del cuerpo magmático (cámara magmática) y transporta estos componentes hacia arriba para alimentar la formación de cristales gigantes y minerales exóticos. En otras palabras, el fluido acuoso responde por el traslado de los elementos incompatibles de las capas bajas del magma y su transporte ascendente y acumulación posterior en los cristales gigantes exóticos, mientras el fundido silicatado simplemente actúa como recurso de los componentes geoquímicos (London y Morgan, 2012).

1.2 Pegmatitas del Complejo Oaxaqueño

La presencia de pegmatitas de tierras raras y de minerales radiactivos es un rasgo característico de los complejos granítico-metamórficos precámbricos en facies de granulita (Ginsburg & Rodionov, 1960). El Complejo Oaxaqueño es un terreno metamórfico que reúne todas estas características y efectivamente puede caracterizarse por la presencia de miles de pegmatitas por toda su extensión, tanto de composición simple (cuarzo y feldespato) como de elementos radiactivos o de mineralogía inusual.

De acuerdo con Elías-Herrera (1983) se reconocen dos zonas pegmatíticas del Complejo Oaxaqueño: una zona en Ayoquezco-Zimatlán y otra zona en Telixtlahuaca (Figura 1.5).

La zona pegmatítica de Telixtlahuaca se localiza a 30-40 kilómetros al NW de la ciudad de Oaxaca, en las partes aledañas a los poblados Telixtlahuaca, Llano Verde, Tejalapan, Sosola, Tamazola y Tenango. Constituye un área de 1600 kilómetros cuadrados de los cuales aproximadamente en la mitad del territorio afloran rocas metamórficas que contienen pegmatitas. Las pegmatitas tienen distribución irregular dentro de las zonas gnéisicas y piroxeníticas, sin que se haya encontrado hasta la fecha un ordenamiento o secuencia de presentación. Principalmente son cuerpos irregulares en forma de chimeneas, en la mayoría de los casos, no se observa mucha continuidad a rumbo. En algunos casos se presentan con morfología lenticular. Las dimensiones de los cuerpos son muy variables desde pocos metros hasta 100 metros de extensión.

Las pegmatitas fueron explotadas para extracción principalmente de minerales radiactivos (alanita, betafita), feldespatos y mica.

Las pegmatitas más importantes y de mayor tamaño de esta zona son Flor de Peña, Santa Rosa, El Muerto y Santa Ana.

La zona pegmatítica de Ayoquezco-Zimatlán se localiza 30-40 kilómetros al SSE de la ciudad de Oaxaca. Las pegmatitas de esta parte del Complejo Oaxaqueño son abundantes, pero de pequeñas dimensiones (desde algunos centímetros hasta 20 metros de largo y 10 metros de espesor) y su comportamiento tanto a rumbo como a profundidad es muy errático. En su mayoría son cuerpos alargados y lenticulares con espesores desde

medio metro a varios metros. Generalmente son paralelos al bandeamiento de los gneises cuarzo-feldespáticos. Están constituidas principalmente por feldespato y cuarzo.

Lo que principalmente se extraía a mano en catas, socavones y pequeñas obras mineras era mica (biotita, flogopita) y cuarzo.

Las pegmatitas de mayor tamaño como La Ofelia y La Panchita tienen una mineralogía totalmente distinta a las pegmatitas simples anteriormente mencionadas, ambas fueron explotadas para extracción de flogopita. La Ofelia es una pegmatita compleja constituida por los siguientes minerales principales: cuarzo, feldespato, flogopita y piroxeno. Respecto a La Panchita, ésta presenta asociaciones mineralógicas muy raras no solamente para el Complejo Oaxaqueño sino para todo el mundo (escapolita, calcita, augita, flogopita, fluorapatita, titanita y circones), con ejemplares mineralógicos de gran interés para los coleccionistas y para la ciencia.

De acuerdo a lo que fue mencionado anteriormente las pegmatitas se encuentran en toda la extensión de las rocas del Complejo Oaxaqueño y se encuentran frecuentemente fuera de las dos regiones antes descritas, no obstante, están poco estudiadas y casi no se mencionan en la literatura existente.

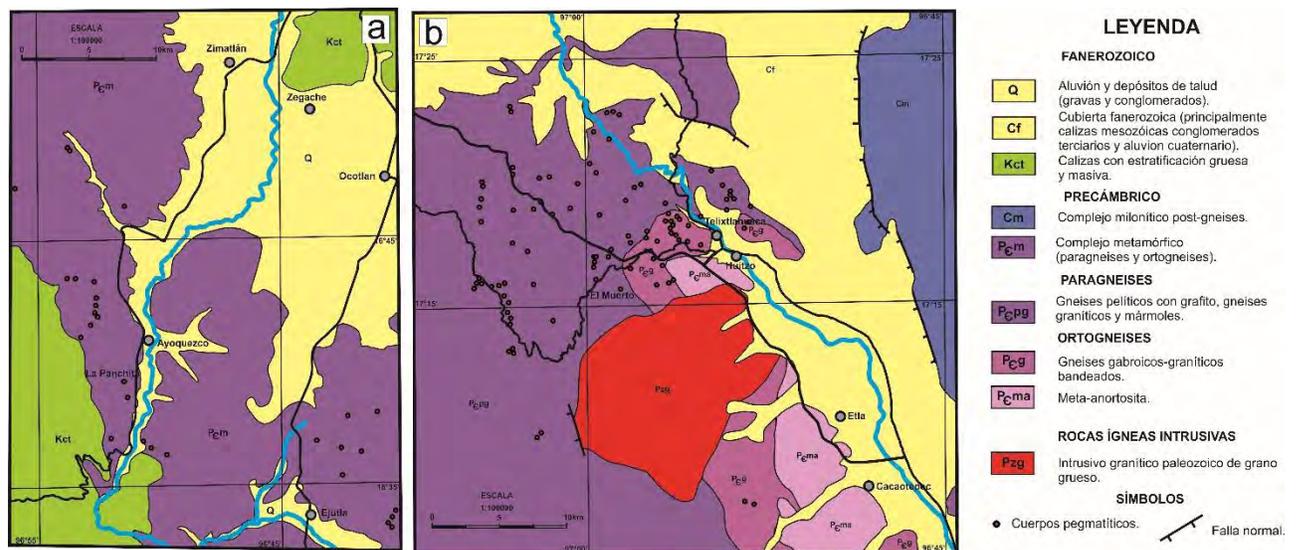


Figura 1.5 Ubicación de las pegmatitas estudiadas por Elías-Herrera (1983). a) Mapa geológico simplificado de la zona Ayoquezco-Zimatlán del Complejo Oaxaqueño, modificado de Ortega-Gutiérrez (no publicado); b) Mapa geológico simplificado de la zona de Telixtlahuaca del Complejo Oaxaqueño.

1.3 Antecedentes

Los primeros estudios en el Complejo Oaxaqueño que mencionan también las pegmatitas fueron realizados por Barrera (1946), quien describe la presencia de mármol cipolino, piroxenitas y pegmatitas (como fuentes de micas) que siguen el patrón de foliación (por lo general N-NW) de los gneises.

Posteriormente Martínez Bermúdez (1955), en su tesis de licenciatura, hizo la descripción de las pegmatitas ubicadas cerca del poblado de Telixtlahuaca, en donde propone el origen metamórfico para la mayoría de las pegmatitas ubicadas en esta área. A diferencia del autor anterior, González (1961) propone un origen magmático-clásico (residuos magmáticos que fueron atrapados en los gneises, donde finalmente cristalizaron al enfriarse) para algunas pegmatitas de esta zona.

Durante los años 40 diversos cuerpos pegmatíticos de la parte central del estado de Oaxaca fueron explotados para la extracción de feldespatos y micas.

Para mediados de los 50 la Comisión Nacional de Energía Nuclear explotaba pegmatitas de la región de Telixtlahuaca para la extracción de los minerales radiactivos de torio y uranio, principalmente betafita y allanita y en menor cantidad, pechblenda, uranotorita, autunita y monacita.

La época de las dataciones con diversos métodos de las pegmatitas empezó en los años 60. Fries et al. (1962a) y después Fries y Rincón Orta (1965) publicaron edades radiométricas de varios cuerpos pegmatíticos (La Panchita, La Joya, El Desengaño, los cuerpos al SE de La Ejutla, etc) utilizando los métodos Pb-alfa, K-Ar y Rb-Sr (Tabla 1.2). Todas las edades obtenidas están en intervalo de 980 - 670 Ma. Más tarde, Solari et al. (1998) fecharon algunos cuerpos pegmatíticos de la zona norte del Complejo Oaxaqueño y los agruparon en dos grupos, uno "antiguo" (comprendido entre 1070 y 1140 Ma) y otro post-deformacional, con edades de entre 976 y 980 Ma. También se dividen en dos grupos por el carácter de su relación con la foliación de las rocas encajonantes, en concordantes y discordantes (Schaaf y Schulze-Schreiber, 1998). Además, fue mencionada la existencia de eventos de deformación posterior (Fanerozoico) de grado más bajo que el granulítico (Solari et al., 2003).

Elías Herrera (1983) describió tres zonas pegmatíticas (Complejo Acatlán, Ayoquezco-Zimatlán y Telixtlahuaca) enfocándose en la búsqueda de minerales industriales en un proyecto del Consejo de Recursos Minerales. Descartó las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño como aportadoras de minerales contenedores de Li y Be para minería. Sin embargo, constató que la zona pegmatítica de Telixtlahuaca es la que tiene más posibilidades para extracción industrial de feldespatos, allanita (como fuente de REE y U) y mica.

Existen también dos tesis descriptivas de licenciatura sobre cuerpos pegmatíticos: La Panchita (Haghenbeck Correa, 1993) y La Ofelia (Arenas Hernández, 1999). Ambos autores llegaron a la conclusión de que estas pegmatitas se formaron a partir de la anatexis de las rocas encajonantes (paragneises). Morales Alvarado (1999) estudió más profundamente la geoquímica del cuerpo pegmatítico El Muerto en su tesis de maestría y nos indica que el material que dio origen a la pegmatita es un granito tipo A. La estructura interna y peculiaridades químicas del mismo cuerpo están descritos detalladamente por Sandoval et al. (2005) y Prol-Ledesma et al. (2012). Estos últimos autores lo clasificaron como del subtipo allanita-monacita del tipo NYF de las pegmatitas graníticas (Černý y Ercit, 2005) enriquecido en Nb e Y, pero empobrecido en F.

Schulze (2011) describió unos cuerpos de la zona sur del Complejo Oaxaqueño. En su mayoría los cuerpos mencionados tienen composición “ferrodiorítica”, eso significa que contienen principalmente ilmenita, magnetita, orto y clinopiroxenos y plagioclasa.

Este autor las llama pegmatitas graníticas: “Algunas pegmatitas graníticas son producto de la diferenciación de pegmatitas monzodioríticas y están relacionadas con las anortositas masivas.” Las dataciones (U-Pb de los circones) de estos cuerpos dieron edades de la última etapa de la orogenia Grenvilliana (970-974 Ma).

Tabla 1.2 Resumen algunas dataciones realizados anteriormente en los mármoles, las pegmatitas y los gneises encajonantes del Complejo Oaxaqueño. *Todos los resultados de los análisis de Rb-Sr están recalculados usando $\lambda=1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$; **La relación inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fue recalculada para la edad obtenida con el método U-Pb.

No	Nombre/ Localidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Mineral	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial	Autor
ZONA NORTE								
1	Ojo de Agua Km 128.9 Carretera Federal 190	pegmatita	Rb-Sr*	973±20	biotita	0.710		Ruiz-Castellanos M. (1979)
2	Ojo de Agua Km 128.9 Carretera Federal 190	pegmatita	Rb-Sr*	974±26	microclina	0.710		Ruiz-Castellanos M. (1979)
4	La Joya	pegmatita	K-Ar	920±30	biotita			Fries et al. (1962)
5	La Joya	pegmatita	K-Ar	855±25	biotita			Fries y Rincón-Orta (1965)
6	La Joya	pegmatita	K-Ar	895±30	biotita			Fries y Rincón-Orta (1965)
7	La Joya	pegmatita	Rb-Sr*	901±36	biotita			Fries y Rincón -Orta (1965)
8	La Joya	pegmatita	Rb-Sr*	797±36	microclina			Fries y Rincón-Orta (1965)
9	La Joya	pegmatita	Pb-alfa	1110±125	circón			Fries et al. (1962)
10	La Joya	gneiss	Pb-alfa	1190±120	circón			Fries et al. (1974)
11	2 km de La Joya	gneiss	Pb-alfa	839±80	circón			Fries et al. (1974)
12	Mina El Desengaño	pegmatita	Pb-alfa	960±110	circón			Fries y Rincón-Orta (1965)

No	Nombre/ Localidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Mineral	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd inicial	Autor
13	Autopista km 199	pegmatita	U-Pb	1124±2	circón			Solari (2001)
14	El Cuajilote Autopista km 199	pegmatita	U-Pb	1125±10	circón			Solari (2001)
15	Autopista km 199	pegmatita	U-Pb	978±3	circón			Solari (2001)
16	Autopista km 199	pegmatita	U-Pb	976±1	circón			Solari (2001)
17	Autopista km 208	mármol/ calcosilicato	U-Pb	970±8	titanita			Solari (2001)
18	Autopista km 204	mármol/ calcosilicato	Ar-Ar	945±10	flogopita			Solari (2001)
19	Carretera Federal 190 km 463	mármol	K-Ar	744±40	moscovita			Fries et al. (1974)
20	El Catrin	gneiss	Rb-Sr*	1500±230	roca entera	0.7026 ±0.0005		Ruiz-Castellanos M. (1979)
21	Carretera Federal 190 km 464.9	gneiss	Pb-alfa	930±100	circón			Fries y Rincón-Orta (1965)
ZONA CENTRAL								
1	8 km SE de Ejutla	pegmatita	K-Ar	670±20	biotita			Fries y Rincón-Orta (1965)
2	8 km SE de Ejutla	pegmatita	Rb-Sr*	797±21	biotita			Fries y Rincón-Orta (1965)

No	Nombre/ Localidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Mineral	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd inicial	Autor
3	15 km SSW de la ciudad de Oaxaca, Zaachila	pegmatita	K-Ar	940±30	flogopita			Fries et al. (1962)
4	La Panchita	pegmatita	Pb-alfa	980±110	circón			Fries y Rincón-Orta (1965)
5	La Panchita	pegmatita	U-Pb	960±15	circón			Anderson y Silver (1971); Ortega-Gutiérrez et al. (1977)
6	50 km S de la ciudad de Oaxaca	gneiss y pegmatita	U-Pb	1050±20	circón			Anderson y Silver (1971); Ortega-Gutiérrez et al. (1977)
7	51.5 km S de la ciudad de Oaxaca	gneiss	Rb-Sr*	1030	roca entera			Halpern et al. (1974)
8	51.5 km S de la ciudad de Oaxaca	gneiss	Rb-Sr*	1140	roca entera			Halpern et al. (1974)
9	Laachila (Laachila pueblo)	mármol	Rb-Sr*	901±24	roca entera	0.7062 ±0.0007		Ruiz-Castellanos, M. (1979)
ZONA SUR								
1	Magdalena (río Magdalena)	pegmatita ferrodiorítica	U-Pb	1008±2.7	circón			Schulze (2011)
2	Copalita	pegmatita granítica con allanita	U-Pb	974±16	circón			Schulze (2011)

No	Nombre/ Localidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Mineral	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd inicial	Autor
3	CS141.99 N Pluma Hidalgo, finca Margaritas	anortosita	U-Pb	998±4	circón			Schulze (2011)
					roca entera	0.702783	0.51133**	
4	CS143.99	gabro		1200	roca entera	0.702902	0.51128	Schulze (2011)
5	CS30.98	cuarzo- monzonita rutilífera		1200	roca entera		0.51141	Schulze (2011)
6	CS04.00 Alemania, río Copalita	granodiorita	U-Pb	1311±44	circón			Schulze (2011)
					roca entera		0.51193**	
7	CS06.00 N Pluma Hidalgo	trondhjemita	U-Pb	998±3.3	circón			Schulze (2011)
					roca entera	0.702503	0.51120**	
8	CS105.99	migmatita cuarzo- monzonítica	U-Pb	1219±24				Schulze (2011)
							0.51120**	
9	CS132.99	tonalita	U-Pb	1014±15				Schulze (2011)
					roca entera		0.51140**	
10	CS05.98 río San Miguel	gneiss diorítico	U-Pb	1390±45				Schulze (2011)
					roca entera		0.51110**	

1.4 Hipótesis y objetivos

Hipótesis

Como hemos mencionado anteriormente, en México las pegmatitas no han sido estudiadas profundamente desde el punto de vista científico, se han tomado en cuenta sólo como fuentes de micas, uranio y feldespato. Algunas de ellas han sido datadas y unas cuantas han sido caracterizadas mineralógicamente. Durante estudios previos principalmente de trabajo de Elías-Herrera (1983) (Figura 1.5a, b) y otros trabajos mencionados en el capítulo anterior (1.3 Antecedentes) se hizo claro que por su composición mineralógica las pegmatitas se dividen por lo menos en dos tipos: parecidas a la roca carbonatítica o gabroica y parecidas a la roca granítica. Como hemos mencionado anteriormente, la naturaleza química del fundido pegmatítico se determina por el ambiente tectónico en donde dichas pegmatitas se formaron (Martin y De Vito, 2005). Por lo tanto se reveló una hipótesis de que estos dos tipos mineralógicos de las pegmatitas se formaron en diferentes ambientes tectónicos, o puede ser que en un ambiente tectónico, pero en sus diferentes etapas, o también puede ser que se formaron en un ambiente tectónico y al mismo tiempo, pero el fundido pegmatítico procede de diferentes niveles de la corteza y sufre diferente grado de contaminación. Consideramos que la formación de las pegmatitas en el territorio del Complejo Oaxaqueño está íntimamente relacionada con la historia y evolución tectónica del mismo Complejo Oaxaqueño.

Objetivos generales

En el presente trabajo se pretende caracterizar químicamente, cronológicamente y petrológicamente algunas pegmatitas conocidas y algunas desconocidas de la parte central y parte norte del Complejo Oaxaqueño. Luego también relacionar estas características con la historia de evolución tectónica del Complejo Oaxaqueño, para aportar posteriormente nuevos detalles de ésta. Se pretende proponer las fuentes de la mineralogía "rara" de algunas pegmatitas, por ejemplo, La Panchita, La Joya y La Ofelia, además de los mecanismos y ambiente de cristalización de esta asociación mineralógica rara. Se planteó también hacer un modelo simplificado de los procesos tectónicos y químicos que actuaban y fueron la causa de la formación pegmatítica.

Objetivos específicos

Los objetivos concretos que se han intentado cumplir por medio del estudio químico, petrológico y cronológico detallado de los cuerpos pegmatíticos de las áreas seleccionadas Norte y Central del Complejo Oaxaqueño son los siguientes:

1. Hacer un mapa con ubicación exacta y características mineralógicas de todos los cuerpos pegmatíticos visitados durante el trabajo del campo.
2. Caracterizar la mineralogía, la estructura interna y las peculiaridades de las pegmatitas estudiadas y también sistematizarlas en los tipos genéticos y mineralógicos de acuerdo con la clasificación de Ginsburg (1984) y Černý (2005), a partir del estudio mineralógico y petrográfico.
3. Determinar la relación temporal de la formación de las pegmatitas con los eventos metamórficos de la orogenia Grenvilliana, datándolas con el método U-Pb en circón.
4. Resolver los problemas genéticos de las pegmatitas y luego determinar la fuente del material que dio origen a las mismas, aplicando los métodos petrológicos y geoquímicos (isótopos estables de O y C, química de los elementos de traza en circones y química de las micas):
 - si tienen origen ígneo proponer tipo del magma o fundido magmático.
 - si se formaron mediante la fusión parcial de las rocas del Complejo Oaxaqueño, durante una de las etapas de la orogenia Grenvilliana, determinar tipo del protolito.
5. Tratar de entender y proponer el ambiente tectónico en el que se formaron los diferentes tipos genéticos y mineralógicos de las pegmatitas.

CAPITULO II: GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Geología regional del Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño es la exposición más grande de México (más de 10,000 km²) del basamento metamórfico de edad mesoproterozoica (Grenvilliana), que está compuesto por rocas metamórficas en facies granulita (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010).

Espacialmente el Complejo Oaxaqueño está limitado por tres fallas: en el sur por la falla Chacalapa, en el noroeste por la falla Caltepec y noreste por la falla Oaxaca (Figura 2.1).

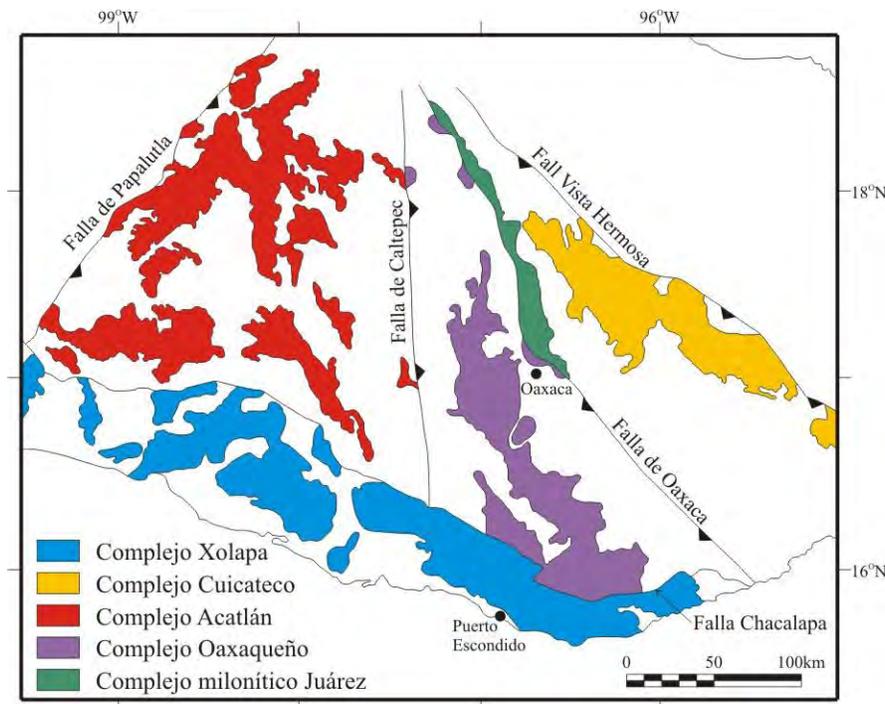


Figura 2.1 Distribución de las fallas que separan el Complejo Oaxaqueño de los otros complejos metamórficos principales del sur de México (modificado de Tolson, 2005).

La falla Chacalapa, estudiada por Tolson (2005), separa el Complejo Oaxaqueño de las migmatitas y granitoides del Mesozoico del Complejo Xolapa, la cual consiste en una zona de cizalla vertical con cinemática predominantemente lateral-izquierda. La falla Caltepec, descrita por Elías-Herrera et al. (2005) como zona de cizalla de larga vida con dirección norte-sur y mecanismo transpresional derecho, separa las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño de las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán. La falla (franja

milonítica) de Oaxaca, descrita por Centeno-García et al. (1990), hace que las granulitas del Complejo Oaxaqueño yazcan sobre las rocas mesozoicas del terreno Cuicateco.

El Complejo Oaxaqueño está compuesto por rocas profundamente metamorfoseadas sedimentarias (paragneises) y magmáticas (ortogneises). Los ortogneises son más abundantes (Solari et al., 2003) y están representados por anortositas, granitos, tonalitas, sienitas, gabros, charnoquitas, anfibolitas y pegmatitas (Anderson and Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez, 1984). Los paragneises están representados por mármoles, rocas calci-silicatadas, gneises y cuarzo-feldespáticos con grafito (Fries et al., 1974; Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez, 1977). Todos los tipos de gneises, en toda su extensión, están intrusionados por diques pegmatíticos post metamórficos (Schaff y Schulze, 1998; Solari et al., 2003) y cuerpos graníticos de edad paleozoica tardía o mesozoica temprana (Fries et al., 1974).

Las condiciones de máxima temperatura y presión que sufrieron las rocas en la parte norte del Complejo Oaxaqueño durante el pico metamórfico Grenvilliano fueron calculadas por primera vez por Mora et al. (1986). En este trabajo se usó la geotermobarometría de feldespatos y el equilibrio granate-piroxeno en charnoquitas, mármoles y gneises cuarzo-feldespáticos para estimar una temperatura de $710\pm 50^{\circ}\text{C}$ y una presión de 7.5 kbar (0.75 GPa) durante el metamorfismo granulítico. Schulze (2011), en su tesis de doctorado, aplicó algunos geotermobarómetros de equilibrio en varios minerales y estimó una temperatura de $800\text{-}900^{\circ}\text{C}$ y una presión máxima de 8 kbar (0.8 GPa) durante la última etapa del metamorfismo grenvilliano (991-971 Ma) en la parte sur del Complejo Oaxaqueño.

La historia geológica del Complejo Oaxaqueño está compuesta por las siguientes etapas, según Keppie y Ortega (2010):

1. 1200-1300 Ma: depósito de rocas sedimentarias, las que se convirtieron posteriormente en paragneises (gneises cuarzo-feldespáticos, cuarcitas, calco-silicatos, metapelitas y mármoles). Estas rocas se depositaron después de los eventos de oxidación global de 1.3 Ga (Keppie y Dostal, 2007). Formación de los gneises máficos que tienen como protolito toleítas de intraplaca en el norte y que tienen características de arco en el sur (Keppie et al., 2001; Schulze, 2011).

2. 1260-1180 Ma: etapa orogénica del metamorfismo Grenvilliano, nombrada por Schulze (2011) Azteca, caracterizada por emplazamiento de magmas intracontinentales, asociados en su principio a una margen convergente.

3. 1140 Ma: formación de las metasyenitas, charnoquitas y anortositas de intraplaca en la parte norte del Complejo Oaxaqueño (Keppie et al., 2003), y granitoides con la finidad tectónica incierta (Keppie et al., 2001) en la parte sur; ambas unidades se formaron en condiciones tectónicas de *arc-backarc*.

4. 1106±6 Ma: migmatización durante el evento orogénico Olmeca, junto con la intrusión 1117±4 Ma de granitos de intraplaca (Solari et al., 2003) en la zona norte.

5. 1012±12 Ma: cristalización de los AMCG (anortositas, charnoquitas, metagabro y metagranito) ortogneises relacionados con un ambiente de rift continental (Keppie et al., 2004)

6. 1004±3 hasta 979±3 Ma: la deformación polifásica y el metamorfismo de facies granulítica (evento orogénico Zapoteca [Solari et al., 2003]) con condiciones de temperatura y presión máxima de 700-850°C y 7.2-8.2 kbar bajo condiciones restringidas de P_{H2O} (Mora et al., 1986) en el norte y 8 kbar y 800-900°C en el sur del Complejo Oaxaqueño (Schulze, 2011). Formación de diques de composición calci-silicatada (mármoles) en el periodo de 970±8 Ma (Solari et al., 2001). Existen dos teorías del posible origen de estas rocas carbonatadas: por medio de la fusión (removilización) de las rocas carbonatadas sedimentarias durante el metamorfismo de facies granulítica (Ortega-Gutiérrez, 1977; Dostal et al., 2004) y por origen magmático (Melgarejo y Prol-Ledesma, 1999).

7. 979-945 Ma: enfriamiento de la zona Norte del Complejo Oaxaqueño desde 400°C con una tasa de enfriamiento de 8°C/Ma. Durante este tiempo el Complejo Oaxaqueño se exhuma (se levanta) por 10 km (Keppie et al., 2004).

8. Paleozoico inferior-superior: final de cualquier tipo de metamorfismo. Durante este tiempo se produce el depósito de rocas sedimentarias de mar somero (Centeno-García et al., 1997) con interrupciones en su sedimentación: las rocas cámbrico-ordovícicas (Formación Tiñú) subyacen discordantemente debajo de las rocas carbonífero-pérmicas (formaciones Santiago, Ixtaltepec y Yododeñe). Todas las edades fueron

determinadas por medio de fósiles encontrados en estas rocas no metamorfoseadas (Pantoja-Alor y Robinson, 1967; Gills et al., 2005).

9. Mesozoico: depósito de los sedimentos marinos principalmente compuestos por calizas jurásico-cretácicas.

10. Periodo Terciario: principalmente actividad volcánica.

Durante el periodo desde 1300 hasta 900 Ma el Complejo Oaxaqueño estaba en condiciones tectónicas del arco-trasarco en la periferia activa de la Amazonia después de la unión de Rodinia. Luego, durante el periodo de 750-545 Ma se produjo la exhumación del Complejo Oaxaqueño, relacionada con dos etapas de la ruptura de Rodinia (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010).

Según los estudios realizados en el área, el Complejo Oaxaqueño tiene rasgos temporales y geoquímicos parecidos a los de las otras localidades con rocas proterozoicas en el territorio de México (Gneiss Novillo, Gneiss Huiznopala y Complejo Guichicovi) [Figura 2.2a].

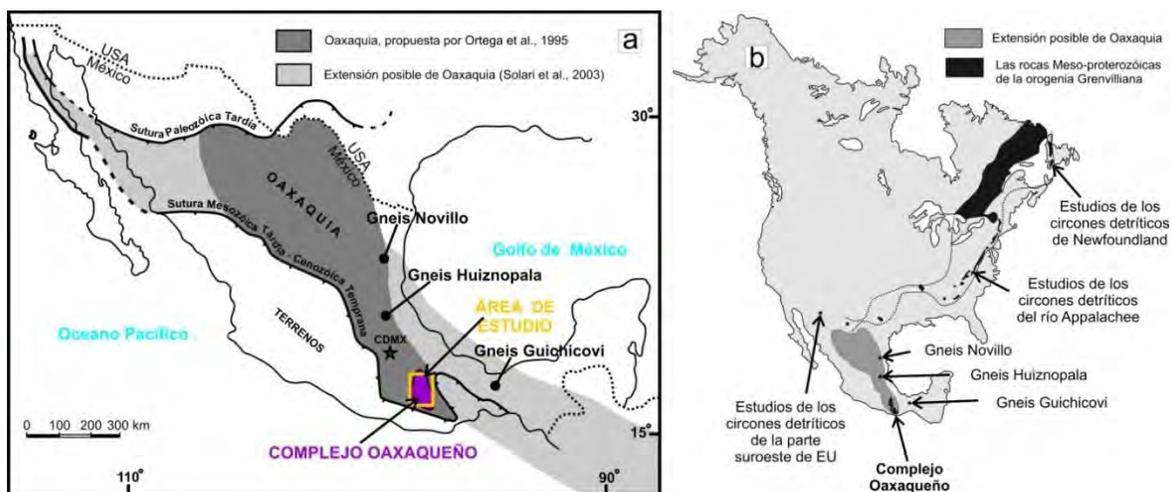


Figura 2.2 a) Ubicación del Complejo Oaxaqueño en relación con el microcontinente “Oaxaquia” propuesta por Ortega et al. (1995) [gris oscuro] y Solari et al. (2003) [gris claro]. b) Ubicación del Complejo Oaxaqueño en relación con otros afloramientos de rocas mesoproterozoicas de la orogenia Grenvilliana en América del Norte, líneas punteadas – la posible extensión de las rocas de edad Grenvilliana (Gills et al., 2005).

El Gneiss Novillo (Ortega-Gutiérrez, 1978) aflora al sur de Ciudad Victoria, está caracterizado por una secuencia de paragneises, charnoquitas y granitoides metamorfoseados en facies de granulita. Los pocos datos disponibles se refieren a una edad concordante de U-Pb de circones de $1,018 \pm 3$ Ma (Silver et al., 1994) interpretada como

edad del metamorfismo, dos isócronas de Rb-Sr de $1,140 \pm 80$ y 860 ± 77 Ma en hornblenda y micas, respectivamente (Garrison et al., 1980), varias edades de K-Ar en flogopita de ~ 930 y hornblenda, ~ 920 Ma y ~ 880 Ma (Denison et al., 1971), y una edad de K-Ar en biotita de 744 ± 25 Ma (Fries et al., 1962).

El Gneiss Huiznopala (el más pequeño afloramiento) en Molango, estado de Hidalgo, está constituido por una secuencia de meta-anortositas, meta-gabros y ortogneises asociados con paragneises y pegmatitas. Lawlor et al. (1999) calcularon las condiciones metamórficas en facies de granulita obteniendo una temperatura de 725 ± 50 °C y una presión de 7.2 ± 1 kbar. Los mismos autores definieron por medio de U-Pb en circones la existencia de una serie principal de magmatismo de arco con edades de $\sim 1,150 - 1,200$ Ma, seguida por emplazamiento de un complejo gabro-anortosítico y por metamorfismo granulítico a $\sim 1,000$ Ma.

El Complejo Guichicovi está situado en la porción oriental del Estado de Oaxaca, y es contiguo al macizo permo-mesozoico de La Mixtequita, por el cual es intrusionado. Weber y Köhler (1999) presentan un reporte detallado sobre este complejo, con datos isotópicos de U-Pb en circones de charnoquitas y ortogneises, calculando edades de 991 ± 4 Ma para la charnoquita, de $1,231 \pm 43$ Ma para el ortogneis y de 975 ± 36 Ma para el metamorfismo en facies de granulita. Los parámetros del metamorfismo han sido calculados por Murillo-Muñetón y Anderson (1994) en 7.4 ± 0.3 kbar y 837 ± 59 °C. Por otra parte Ruíz et al. (1999), por otra parte, obtuvieron una edad isotópica de 986 ± 4 Ma para el metamorfismo, por medio de U-Pb en circones en dos gneises granulíticos, de hornblenda y piroxenos, respectivamente.

Conforme con todos los rasgos semejantes de los afloramientos mencionados anteriormente, Ortega-Gutiérrez et al. (1995) propusieron la existencia de un microcontinente, llamado "Oaxaquia" (Figura 2.2a), que está caracterizado como un basamento precámbrico-paleozoico compuesto que se extiende por debajo de las rocas mesozoicas-cenozoicas desde la sutura Ouachita al norte, a lo largo de todo el territorio de México, y puede ser que al sur continúe en el bloque Chortís de Guatemala y Honduras. Probablemente debe de ser una parte del cinturón orogénico Grenvilliano (La Provincia Grenville [Ruíz et al., 1999]), porque tiene historia semejante (Figura 2.2b).

2.2 Rocas Grenvillianas en Norteamérica

Como se mencionó anteriormente, el Complejo Oaxaqueño, como la parte expuesta del microcontinente Oaxaquia, representa un componente fundamental del Cinturón Orogénico Grenvilliano (Mezger et al., 1993). El Orógeno Grenvilliano es uno de los más viejos cinturones orogénicos lineales, que se extiende en el continente Norteamericano desde Newfoundland atravesando Canadá oriental, Estados Unidos orientales hasta Texas y México Central (Figura 2.2b). Aunque la posible continuación de este cinturón orogénico pudo haber sido identificado en Colombia (Priem et al., 1989) y en la Antártida (Hoffman, 1991; Moores, 1991).

La exposición más grande de las rocas del Cinturón Orogénico Grenvilliano, aproximadamente 1,000,000 de kilómetros cuadrados, representa la Provincia Grenvilliana, la que está ubicada en Canadá oriental y en la parte noreste de Estados Unidos. La Provincia Grenvilliana se formó en el margen de Laurentia en el mesoproterozoico. Las rocas de la Provincia representan el basamento metamorfoseado y la secuencia de plataforma que fueron intrusionados por rocas ígneas. Posteriormente a este evento magmático en el neoproterozoico toda la región experimentó varios pulsos del metamorfismo de alto grado y deformaciones complejas (Kusky, 2005).

Todo el territorio de la Provincia Grenvilliana se puede dividir en cuatro cinturones tectónicos ubicados paralelamente dentro del orógeno y separados por zonas de cizalla dúctil. (Wynne-Edwards, 1972; Davidson, 1984; Mezger et al., 1993) [Figura 2.3a].

1. La Zona del Frente tectónico Grenvilliano (*the Grenville Front Tectonic Zone*; CFTZ). Es la zona de transición entre la provincia Arqueana superior del Escudo Canadiense con la Orogenia Grenvilliana. Las rocas de esta zona consisten de unidades con edades Arqueanas y unidades con edades Grenvillianas.
2. El Cinturón Central Gneísico (*the Central Gneiss Belt*; CGB) está al Sureste del Frente Tectónico, está compuesto mayoritariamente por rocas de facies anfibolítica y granulítica de origen ígneo. También están representadas en CGB las rocas metasedimentarias, pero son subalternas.
3. El Cinturón Central Metasedimentario (*the Central Metasedimentary Belt*; CMB) está compuesto por rocas metamórficas de facies desde esquistos verdes

hasta granulitas de origen sedimentario o volcánico. El CMB está dividido en los dominios Bancroft, Elzevir, Sharbot Lake, Frontenac y Andirondack Lowlands, que están separados entre sí por zonas de cizalla dúctil.

4. El Terreno Central Granulítico (*the Central Granulite Terrane*; CGT) es la parte más oriental expuesta en la Provincia Grenvilliana del Sur. Está representada por los *Adirondack Highlands*. Las rocas dominantes de esta región son gneises de origen ígneo y grandes macizos de las rocas AMCG. En este territorio actuaba la mayor parte de la actividad plutónica/magmática de la Orogenia Grenvilliana.

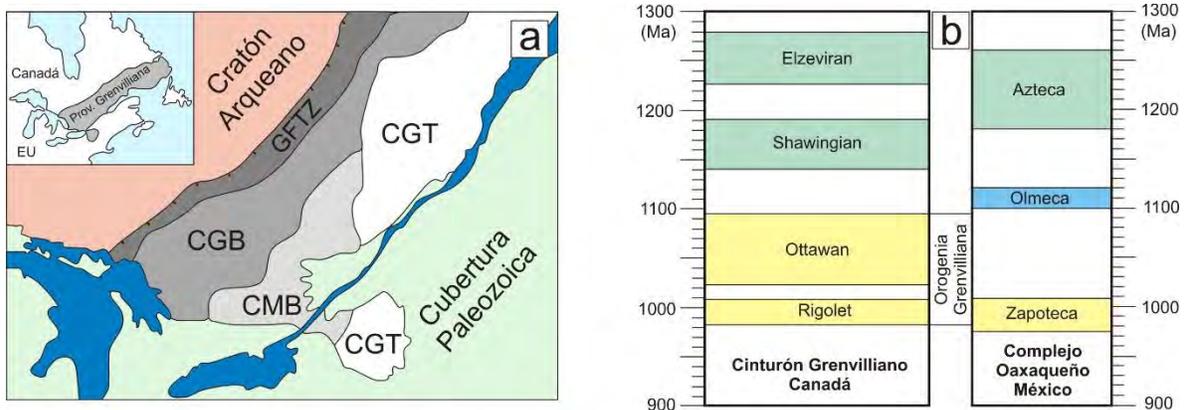


Figura 2.3 a) Mapa tectónico simplificado del afloramiento de las rocas Grenvillianas de Canadá y Estados Unidos; CGT – Terreno Central Granulítico; CMB – Cinturón Central Metasedimentario; CGB – Cinturón Central Gneísico; GFTZ – Zona del Frente tectónico Grenvilliano (Mezger et al., 1993).

b) Escala de tiempo que muestra la relación entre los eventos acrecionales y colisionales orogénicos Meso- y Neoproterozoicos en el territorio del Cinturón Grenvilliano en Canadá y Complejo Oaxaqueño en México (modificado de Rivers, 2008).

La Orogenia Grenvilliana está definida como un evento colisional entre Laurentia y otro continente (probablemente La Amazonia) en un intervalo de tiempo desde el Mesoproterozoico tardío hasta el Neoproterozoico temprano (e.g. Hoffman, 1991; Cawood and Pisarevski, 2006; Tohver et al., 2006; Li et al., 2008). Se consideran que la Orogenia Grenvilliana tuvo dos fases, las que afectaron diferentes partes del territorio. La mayor parte del territorio de la Provincia Grenvilliana está afectado por metamorfismo de la fase Ottawa (*Ottawan phase* 1090-1020 Ma). En la parte noroeste de la Provincia está sobrepuesta la fase *Rigolet* (1010-980 Ma).

La Orogenia Grenvilliana agrupa múltiples pulsos de metamorfismo y deformación Mesoproterozoico mediano-tardío: Orogenia Elsoniana (*Elsonian* 1600-1250 Ma), Orogenia Elzeviriana (*Elzevirian* 1245-1225 Ma) y orogenia Shawinigana (*Shawinigan* 1190-1140 Ma). Los efectos de las dos orogenias están registrados en la parte suroeste de la Provincia Grenvilliana en territorio de CGT [[Figura 2.3b](#)].

2.3 Pegmatitas de la Provincia Grenvilliana

En toda la extensión de la Provincia estructural Grenvilliana se observan abundantes cuerpos pegmatíticos de diferentes tipos. De acuerdo con el tiempo de su formación, relacionado al metamorfismo Grenvilliano, las pegmatitas pueden ser clasificadas en pre-, sin- y post-tectónicas (Lentz, 1991; 1992; 1996). Las pegmatitas sin- hasta post-tectónicas (tardías) de composición granítica ocurren en una diversidad de rocas encajonantes en gran parte de la Provincia Grenvilliana, en las principales unidades litoestratigráficas del Cinturón Central Metasedimentario, Cinturón Central Gneísico y El Terreno Central Granulítico (Davidson, 1996). Las pegmatitas post-tectónicas intrusieron en las rocas que sufrieron por lo menos metamorfismo de grado anfibolítico medio. En contraste con las pegmatitas Grenvillianas sin-tectónicas anatócticas, las pegmatitas post-tectónicas se formaron después de la deformación colisional asociada a las orogenias Elzevir y Ottawan (Easton, 1986). Las más estudiadas son de formación post-tectónica y están clasificadas en pegmatitas graníticas simples y complejas, sieníticas y piroxeníticas de acuerdo con su composición mineralógica característica (Spence, 1930). Algunos tipos pueden ser ampliamente distribuidos, mientras que los otros son claramente locales. Las más abundantes y más distribuidos son las pegmatitas graníticas. En continuación se describirán en detalle diferentes tipos mineralógicos de las pegmatitas grenvillianas.

Pegmatitas graníticas simples y complejas. Todas las pegmatitas graníticas post-deformacionales se consideran como la última fase intrusiva durante la orogenia Grenvilliana y se encuentran en todos los tipos de roca. En la mayoría de los casos se destacan de los gneises Grenvillianos por su color rojizo, debido al contenido de feldespatos potásicos; menos comunes son las pegmatitas de color blanco. Una de las principales características de este tipo de pegmatitas es la cristalización extremadamente gruesa de los cristales feldespáticos (algunos ejemplares alcanzan tamaño de hasta varios metros) y la formación de segregaciones mineralógicas, lo que facilita la extracción de roca con alto tonelaje de feldespato.

Las pegmatitas graníticas simples y con pequeñas modificaciones son muy abundantes en todas las rocas de edad grenvilliana y no solamente en el territorio de la Provincia Grenvilliana. Mineralógicamente estas pegmatitas están representadas por

cuarzo, feldespato potásico y a veces micas (biotita). Fueron explotadas para la extracción de feldespatos y micas.

Las pegmatitas graníticas complejas, enriquecidas de diferentes minerales y elementos son bastante locales. Las enriquecidas en U, Th, Mo, REE, Nb y Be están intrusiónadas en las rocas de CMB en las regiones de Haliburton y Renfrew (Lentz, 1992). Particularmente las pegmatitas graníticas contenedoras de U y Mo del Terreno Bancroft, así como de las del Cinturón Central Gneísico, localmente contienen anomalías de Th, REE, Zr y Nb (Ellsworth, 1932; Satterly, 1956; Rowe, 1958; Rose, 1960; Lang et al. 1962; Masson y Gordon, 1981; Lentz, 1996). Los mecanismos de depósito de estos elementos están poco entendidos. Las pegmatitas uraníferas comúnmente contienen cristales de magnetita abundantes, lo que puede reflejar el grado de enriquecimiento en las pegmatitas o alta fugacidad de oxígeno durante su formación. Estas pegmatitas fueron explotadas por su uranio, torio y feldespato potásico. Los diques raros de lepidolita y de labradorita-microclina, se encuentran solamente en el municipio de Wakefield al Norte del Rio St. Lawrence (Landes, 1938; Spence, 1930). Las pegmatitas con berilio también son estrictamente locales y están cerca de la ciudad Lyndoch, Ontario (Spence, 1930).

Como se mencionó anteriormente los minerales principales de todas pegmatitas graníticas son cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Varía la composición y contenido de minerales accesorios como: moscovita, magnetita, pirita, molibdenita, grafito, apatito, granate, uraninita, allanita, torita, monacita y circón (Ford, 1982).

El origen de las pegmatitas complejas y de sus mineralizaciones todavía está en discusión y en cada caso se les trata desde diferentes teorías. Una de estas dice es que las pegmatitas graníticas con edades de 980-937 Ma están relacionadas con los fundidos de la descompresión durante la última etapa de la orogenia Grenvilliana, pero las edades jóvenes y bajos valores de la relación inicial de los isótopos de Sr (Rimsaite, 1982; Fowler y Doig, 1983; Lentz y Kretz, 1989) sugiere que son pegmatitas post-Grenvillianas derivadas del manto. Otros autores, por ejemplo, Easton (1986), proponen la siguiente teoría de su formación: *“...las edades de intrusión de las pegmatitas graníticas están entre 1060 y 1010 Ma, después del pico de deformación, metamorfismo y plutonismo. Pero la edad de cristalización de las pegmatitas es más temprana que el periodo de exhumación adiabática de las rocas encajonantes (<500°C) el cual empezó entre 1010 y 980 Ma... Basándose en*

las relaciones de campo y en la complejidad mineralógica de las pegmatitas, fueron interpretadas como el producto de la hibridación de las pegmatitas graníticas simples con sus rocas encajonantes...". Pero hay que tener en cuenta que el autor llama pegmatitas graníticas también a las pegmatitas con mineralogía muy atípica para ser graníticas (piroxenos, anfíboles, biotitas, titanitas, sulfuros, circones etc.). Entonces esta hipótesis de origen pegmatítico también puede ser aplicable para las pegmatitas piroxeníticas.

Pegmatitas piroxeníticas (Spence, 1930; Landes, 1938; Currie, 1951; Mungall, 1989). En la región de Quebec occidental – Ontario oriental fueron encontradas abundantes series de pegmatitas asociados con las rocas piroxeníticas de composición básica de color oscuro. La fase pegmatítica siempre está o en el centro o en los bordes de los diques piroxeníticos. Este tipo de pegmatitas fueron explotadas para extracción de apatitos y flogopitas. Las rocas encajonantes para este tipo de pegmatitas y piroxenitas asociadas son rocas del Cinturón Central Metasedimentario (CMB) que sufrieron metamorfismo de alto grado: gneises de origen sedimentario, calizas cristalinas (mármoles) y cuarcitas. Las pegmatitas piroxeníticas están cortadas por estrechos diques de pegmatitas graníticas, las cuales son más jóvenes que los diques básicos (de Schmid, 1912; Hewitt 1967a, b). Los minerales principales que componen las pegmatitas son apatitos, flogopitas, calcita, escapolita y piroxenos cálcicos.

Hubo una gran divergencia de puntos de vista sobre el origen de este tipo de yacimientos, algunos los consideraban como sedimentos metamorfoseados, en particular se cree que la piroxenita es de origen sedimentario (Hewitt 1967a, b), mientras que otros consideran que son de origen ígneo (Mungall, 1989), las pegmatitas se formaron a partir del magma granítico que fue contaminado durante su movimiento en la corteza por calizas, dolomías o calizas dolomitizadas.

Uno de los ejemplos clásicos de pegmatitas de este tipo está en el terreno Bancroft, Canadá. Consta de diques clinopiroxeníticos con calcita, no deformados, intrusionados en las rocas metamórficas de alto grado. Las pegmatitas con carbonato son diques de 2 m de ancho y 10-20 m de largo con la estructura interna bien preservada y se consideran que son carbonatitas. Las edades reportadas son de 1055 a 1038 y de 1050 a 850 Ma (Hogarth, 1966; Hogarth y Lapointe, 1984; Heaman et al., 1988; Mungall, 1989).

Pegmatitas alcalinas o sieníticas (Spence, 1930; Landes, 1938; Moyd, 1990; London, 2008). Las pegmatitas sieníticas tienen una distribución bastante restringida, se encuentran en el territorio de los distritos Bancroft-Haliburton-Wilberforce de la provincia de Ontario. Este tipo de pegmatitas se puede caracterizar por asociaciones mineralógicas muy interesantes y especiales.

Se entiende en principio que las pegmatitas sieníticas son los diques libres de cuarzo que litológicamente son totalmente distintos de las pegmatitas graníticas normales. Están asociadas con las series de los gneises precámbricos alcalinos, gneises nefelínicos y gneises con corindón (gneises de origen sedimentario CMB). Generalmente la composición mineralógica de las pegmatitas está íntimamente relacionada con las rocas encajonantes.

La forma de los cuerpos de los diques pegmatíticos es muy irregular y su mineralogía está representada principalmente de albita y piroxeno con accesorios como fluorita, circón, apatito, magnetita, granate y nefelina (probablemente los cristales más grandes del mundo). Se presentan cavidades miarolíticas, algunas veces de tamaño grande, algunas veces rellenas de calcita o de fluorita más calcita. Las edades aproximadas de emplazamiento de este tipo de las pegmatitas están entre 1067 y 1021 Ma muy parecidas a las de los circones "retrogradados" de las rocas alcalinas más antiguas (deformadas) adyacentes (Miller, 1984).

Genéticamente estas pegmatitas están relacionadas con la nefelinitización de los gneises, la que tuvo lugar a finales de los últimos ciclos metamórficos de la Orogenia Grenvilliana (evento metamórfico final en la región).

Tomando en cuenta las condiciones tectónicas de la Orogenia Grenvilliana relacionadas con la formación de las pegmatitas y la química de las últimas se puede resumir que la formación de las pegmatitas carbonatíticas siempre fue junto o al final de la actuación de la Orogenia Grenvilliana y de las pegmatitas graníticas al final o después de la última. La formación de las pegmatitas alcalinas o sieníticas fue igual que la de las carbonatíticas junto o al final con la Orogenia Grenvilliana y composición está relacionada íntimamente con la composición de las rocas encajonantes. La Orogenia Ottawan se caracteriza por la prevalencia del magmatismo potásico alcalino (Corriveau et al., 1990)

CAPITULO 3: PEGMATITAS ESTUDIADAS

3.1 Introducción

El estudio de la literatura existente sobre el Complejo Oaxaqueño nos reveló que hay bastantes trabajos sobre el área Norte [Ortega-Gutiérrez, 1984; Mora et al., 1986; Solari et al. (2001, 2004); Solari et al. (2003); Keppie et al. (2003, 2004, 2007), etc.] algunos sobre el área Sur [Keppie et al., 2001; Schulze et al., 2004, Schulze, 2011; Weber et al., 2010] y casi no hay ningún tipo de estudio que abarque el territorio Central del Complejo Oaxaqueño entre los pueblos de Telixtlahuaca y Pluma Hidalgo, excepto las dataciones de la pegmatita La Panchita y las que afloran en la carretera Ejutla-Miahuatlán (Fries y Rincón-Orta, 1965).

El territorio para este estudio fue elegido basándose en el trabajo de Elías Herrera (1983). Este trabajo abarca dos áreas: al norte de la ciudad de Oaxaca, el área del pueblo de Telixtlahuaca (en este trabajo se llama Zona Norte [Figura 3.1b]) y al sur de la ciudad de Oaxaca, área entre los pueblos Zimatlán-Ayoquezco-Ejutla (Zona Central [Figura 3.1c]). También es el único trabajo que contiene la ubicación aproximada de la mayoría de los cuerpos pegmatíticos existentes en estas áreas. Hay un mapa con la posición de las pegmatitas, pero no hay coordenadas exactas (Figura 1.5).

En el territorio del Complejo Oaxaqueño hay pegmatitas con mineralogía bastante sencilla: cuarzo, feldespatos, micas (flogopita o biotita), a veces se reporta la presencia de circones. Schaaf y Schulze (1998) reportan también la existencia de pegmatitas con mineralogía más variada, con minerales radiactivos o de tierras raras y, lo que es más interesante, pegmatitas con minerales poco comunes para este tipo de cuerpos geológicos, como escapolita y calcita.

Los autores de todos los trabajos anteriores clasifican las pegmatitas como graníticas (clasificación de Ginsburg, 1984; Černý, 2005). La teoría clásica de la formación magmática de las pegmatitas (De Beaumont, 1847; Hitchcock, 1883; Fersmann, 1931; Lindgren, 1937) dice que son las rocas de la última fase de la cristalización del fundido magmático de las intrusiones plutónicas. Esto puede significar que el protolito magmático de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño es un intrusivo de composición granítica. Las

descripciones mineralógicas nos indican la presencia de minerales que no son muy comunes para las pegmatitas graníticas, como por ejemplo piroxenos, anfíboles y óxidos de Fe-Ti (González Reyna, 1961; Elías Herrera, 1983; Haghenbeck Correa, 1998; Arenas Hernández, 1999; Morales Alvarado, 1999; Solari, 2001; Schulze, 2011). Los anfíboles y piroxenos normalmente no se consideran entre los minerales formadores de pegmatita, son característicos para las pegmatitas no graníticas que se derivan de gabros, sienitas y carbonatitas (London, 2008). En cuanto a los óxidos de Fe-Ti, son muy comunes para las rocas graníticas, pero no se encuentran comúnmente en la mayoría de las pegmatitas graníticas como minerales principales (London, 2008). Pese a todo, anfíboles, piroxenos, ilmenita y magnetita pueden estar en pegmatitas graníticas como accesorios.

En el Norte del Complejo Oaxaqueño la mayoría de las pegmatitas mencionadas en la literatura presentan ilmenita, magnetita, hornblenda y piroxenos como accesorios, pero en la parte Central (las pegmatitas La Panchita y La Ofelia) y Sur (pegmatitas –ferrodioríticas”, Schulze, 2004) estos minerales se describen como principales y son formadores del cuerpo pegmatítico.

El cuerpo pegmatítico La Panchita, en particular, tiene una mineralogía muy interesante y muy rara para una pegmatita que hasta ahora se consideraba –granítica”, formada durante la fusión parcial de los gneises (Haghenbeck Correa, 1993). Lo que no concuerda con esta teoría es que este cuerpo no contiene entre sus minerales cuarzo, ni siquiera como mineral accesorio, aunque todas las pegmatitas graníticas deben tener por lo menos núcleos rellenos de cuarzo. Entonces, como hemos visto anteriormente, es evidente que no todas las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño son graníticas, aunque así se las considera, y puede ser que haya varios tipos pegmatíticos. También es importante encontrar la relación espacial o temporal entre estos diferentes tipos pegmatíticos; determinar si son contemporáneas y si son el producto de una única intrusión magmática y si se formaron durante la evolución del magma, o son productos de diferentes intrusiones con diferentes composiciones; o puede ser que se trate de productos de diferentes eventos temporales. Por otro lado la declaración que la formación de las pegmatitas fué durante la fusión parcial de ortogneises o paragneises del Complejo Oaxaqueño (Haghenbeck Correa, 1993), puede ser bastante discutible, por el motivo de que la composición de los gneises encajonantes y de las pegmatitas en algunos casos es muy distinta. Este trabajo pretende descartar o confirmar

una o varias de estas teorías mencionadas anteriormente y en su caso – si se confirma que las pegmatitas son metamórficas – determinar las condiciones de P y T durante las que se formaron.

¿Por qué es tan importante estudiar las pegmatitas? Por el motivo de que la historia de formación y desarrollo de las pegmatitas está muy unida al desarrollo de todo el Complejo Oaxaqueño, es probable que el estudio de las pegmatitas aporte nuevos detalles para la reconstrucción de la historia geológica del Complejo Oaxaqueño. Es importante relacionar la formación de los tipos genéticos de pegmatitas con las distintas etapas de la historia del Complejo Oaxaqueño; diferentes tipos genéticos se forman en diferentes ambientes tectónicos mediante distintos mecanismos.

Entonces el estudio detallado y sistemático de las pegmatitas, su contexto geotectónico, origen, edad, composición mineralógica y química permitirá entender mejor la naturaleza de estas rocas y la regularidad de su distribución, no solamente en el territorio de estudio, sino en todas las rocas Grenvillianas expuestas en México (afloramientos de Oaxaquia).

Las pegmatitas por sí mismas, también pueden tener interés particular para la investigación. Si se sigue la teoría de la formación magmática de las pegmatitas, éstas son ricas en elementos incompatibles y generalmente son fuentes de los elementos y minerales raros y escasos. Durante la formación de los cuerpos pegmatíticos hay condiciones favorables para el crecimiento de cristales de tamaño extremadamente grande y de composición bastante rara y muy interesante. Por esta razón las pegmatitas son fuentes importantes para extracción de minerales raros (gema, radiactivos, con TR, Nb-Ta etc.) en todo el mundo.

El estudio detallado de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño y la comparación de las mismas con las pegmatitas conocidas de otros complejos de las rocas grenvillianas (por ejemplo Ontario Canadá, Brasil, etc.) nos puede dar la pista sobre su posible valor económico.

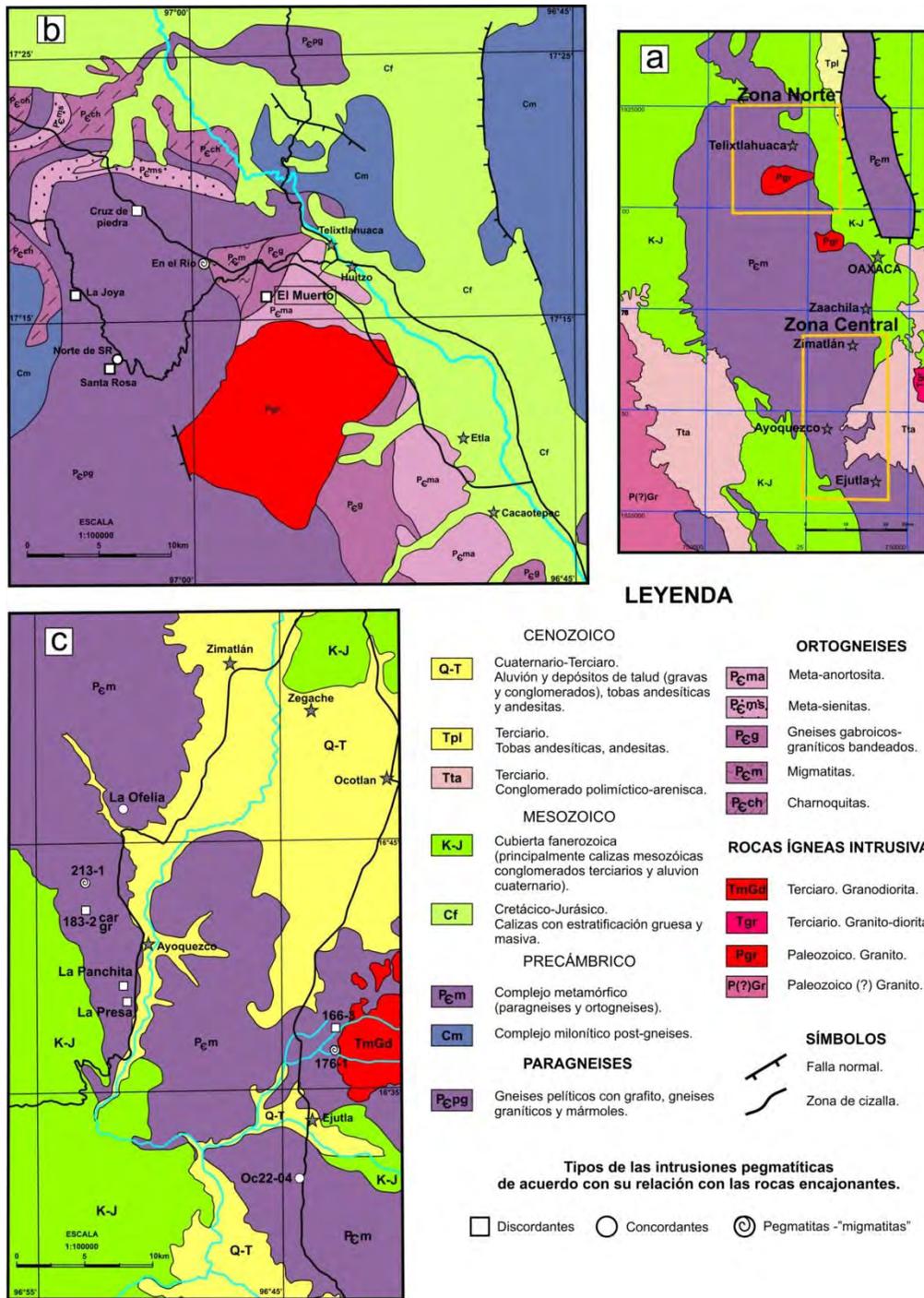


Figura 3.1 a) Mapa geológico del área de estudio, tomado de las cartas geológicas de Oaxaca y Zaachila, escala 1:250 000 (Servicio Geológico Mexicano). Los dos recuadros muestran la posición aproximada de las zonas con mayor abundancia de pegmatitas que serán estudiadas. b) Mapa geológico simplificado de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño, modificado de Ortega-Gutiérrez (no publicado); Elías-Herrera (1983) y Solari (2003). c) Mapa geológico simplificado del área Zimatlán-Ayoquezco-Ejutla, modificado de Elías-Herrera (1983) con la ubicación de las pegmatitas estudiadas.

3.2 Descripción geológica de las pegmatitas estudiadas

Tabla 3.1 Coordenadas de GPS de los afloramientos de las pegmatitas estudiadas.

Nombre de la pegmatita	Localización	
	Latitud	Longitud
Zona Central		
La Ofelia	16°46'14"N	96°51'58"W
La Panchita	16°38'56"N	96°51'35"W
La Presa (AYQ25-7)	16°38'35"N	96°51'18"W
176-1	16°36'46"N	96°42'49"W
183-2car	16°42'03"N	96°52'50"W
183-2gr	16°42'03"N	96°52'46"W
213-1	16°43'37"N	96°53'05"W
OC22-4AB	16°31'17"N	96°44'13"W
166-3	16°37'14"N	96°42'58"W
Zona Norte		
El Muerto	17°16'05"N	96°56'45"W
La Joya	17°15'51"N	97°04'15"W
Cruz de Piedra	17°19'04"N	97°02'02"W
Santa Rosa	17°13'42"N	97°03'02"W
Norte de Santa Rosa	17°13'58"N	97°02'48"W
En el Río	17°16'54"N	96°59'31"W

Zona Norte

El Muerto

La Pegmatita El Muerto se ubica al SW de la Presa Huitzo y forma parte de los terrenos del municipio de San Pablo Huitzo, Distrito de Etna, Oaxaca. El acceso a la mina es complicado.

La mineralogía de la pegmatita está detalladamente descrita en dos artículos (Melgarejo y Prol-Ledesma, 1999; Prol-Ledesma et al., 2012) y una tesis (Morales Alvarado, 1999), por eso consideramos incluirla en este trabajo. La pegmatita tiene dimensiones aproximadas de 80 m de largo por 30 m de profundidad. Los contactos con la roca encajonante varían desde graduales a abruptos. Tiene forma de lente elongada en la dirección NE-SW. La pegmatita no presenta una deformación significativa, por lo que se considera como post-deformacional, compleja e irregular. Las rocas encajonantes para la pegmatita El Muerto son gneises anfíbolíticos, y en menor grado una metaanortosita y

piroxenita del complejo AMCG. Los contactos con la roca encajonante varían desde gradacionales a abruptos. La pegmatita corta la foliación de las rocas encajonantes (del gneis anfibolítico).

De acuerdo a su mineralogía y textura, Melgarejo y Prol-Ledesma (1999) definieron cinco zonas en la pegmatita: borde, pared, intermedia I, intermedia II y núcleo.

- zona de borde: representa una transición entre la roca huésped y la zona de pared. Su tamaño de grano es de fino a grueso y está formada principalmente por allanita, plagioclasa y biotita.
- zona de pared: zona del contacto transicional entre la zona de borde y la zona intermedia I. El tamaño de granos es de unos cuantos centímetros. Se caracteriza por abundancia de magnetita y titanita, allanita, circones y apatita.
- zona intermedia I: Contiene grandes cristales euhedrales de allanita asociados con cristales anhedrales de microclina, cuarzo y plagioclasa.
- zona intermedia II: Consiste en plagioclasa, microclina, biotita, allanita y magnetita y en menor cantidad cuarzo y moscovita, es de grano medio a grueso. La microclina presenta una textura perfitica. En esta zona se desarrollan cristales gigantes de biotita.
- zona de núcleo: se compone de cuarzo masivo sumamente fracturado, los cristales de cuarzo contienen inclusiones de allanita, circón y apatita.

Cruz de Piedra (Flor de Peña)

La mina se encuentra a 11 km del pueblo de San Jerónimo Sosola por el camino de terracería, la que se desvía de la carretera federal 190, aproximadamente 63 kilómetros al norte de la ciudad de Oaxaca. La Cruz de Piedra (o Flor de Peña) es una mina de feldespatos, actualmente abandonada, de tipo abierto, de tamaño aproximadamente de 100 metros de largo y 30-40 metros de ancho. La pegmatita forma un lente, que corta la foliación de los gneises cuarzo-feldespatícos con mica. El contacto con la roca encajonante es abrupto (Figura 3.2a).

La pegmatita tiene composición gabroica-carbonatada y está compuesta por feldespato potásico (micropertita), clinopiroxeno, anfíbol, calcita, mica, cuarzo y allanita;

titanita, circones y apatito en cantidades traza. La zonación de la pegmatita es bastante simple:

- la zona del contacto es bastante delgada (aproximadamente hasta 5-10 cm de anchura) y está compuesta principalmente de pequeños cristales de mica.
- una zona gráfica que es bastante gruesa (de unos metros) compuesta por feldespato potásico con intercrecimientos de cuarzo y grandes cristales de piroxenos y anfíboles (Figura 3.2b, c, d), lo interesante es que la cantidad y la concentración de los cristales aumenta de acuerdo con el acercamiento al núcleo de la pegmatita. Los feldespatos potásicos están profundamente sericitizados en algunas zonas de discontinuidad de la roca (grietas, etc.).
- el núcleo compuesto de cristales grandes de piroxenos y calcita de color blanco lechoso que rellena los espacios entre los piroxenos.

El cuerpo pegmatítico está cortado por unas vetas posteriores compuestas por calcita y mica alterada.

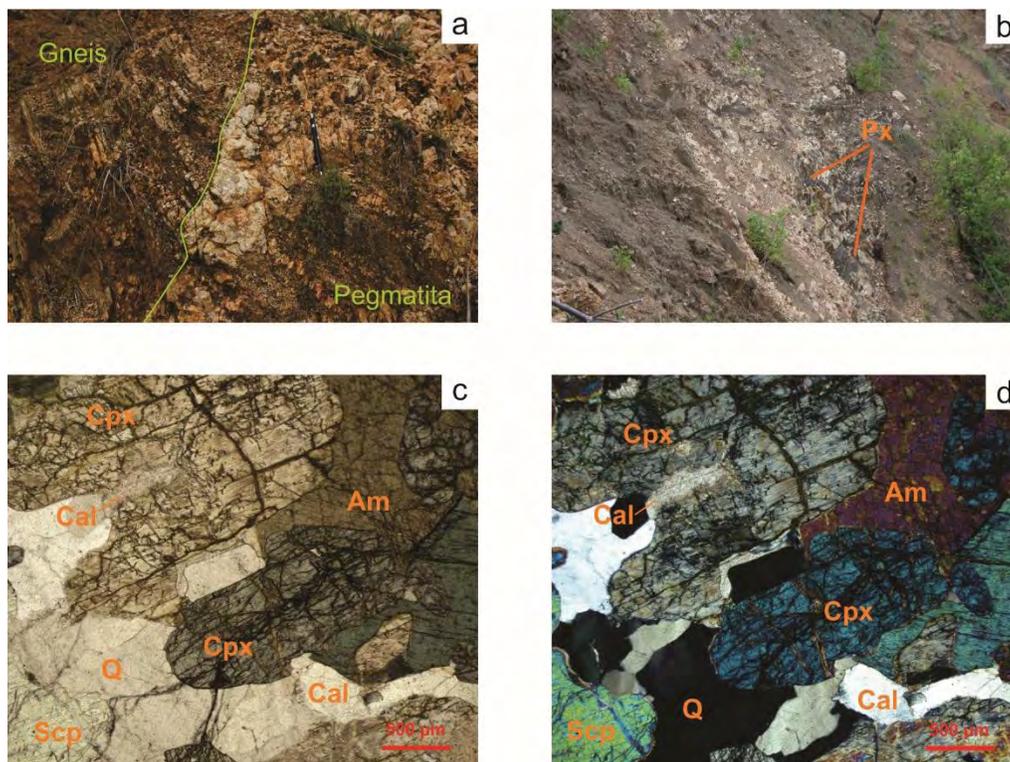


Figura 3.2 Fotografías de la pegmatita Cruz de Piedra. a) Contacto entre la roca encajonantes y la pegmatita; b) cristales de piroxenos en la parte central de la pegmatita; c) asociación típica de minerales para la pegmatita Cruz de Piedra sin analizador; d) con nicoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

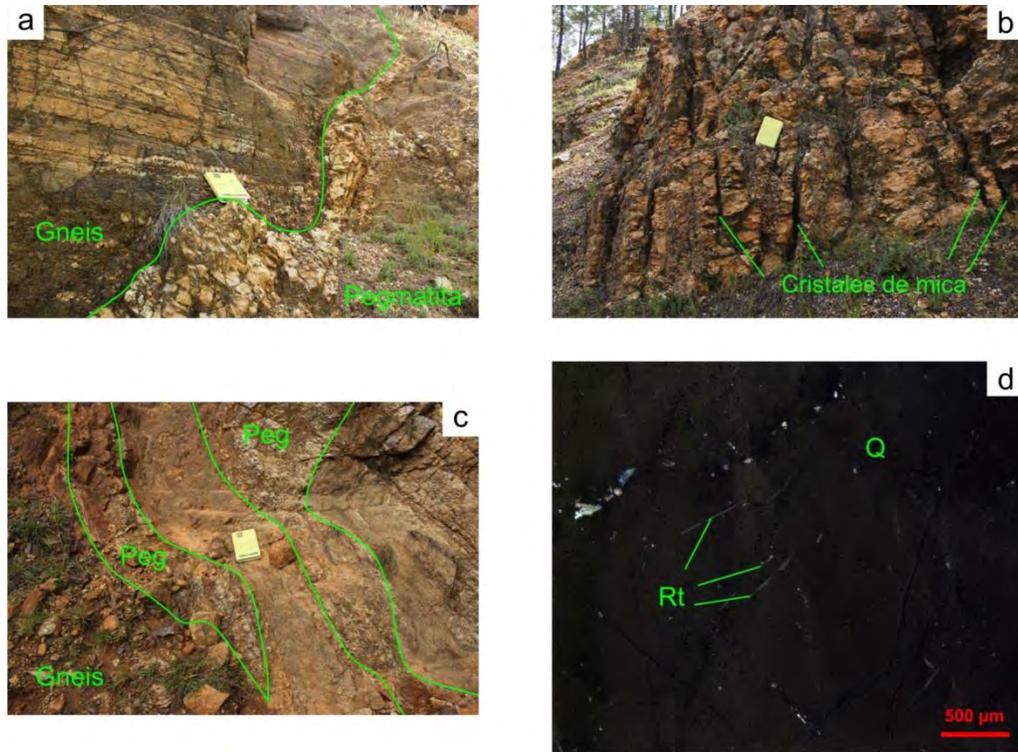


Figura 3.3 Fotografías de la pegmatita Santa Rosa: a) contacto entre gneis y cuerpo pegmatítico; b) columnas de cristales de micas en masa de feldespato. Fotografías de la pegmatita Norte de Santa Rosa: c) la relación entre los lentes de la pegmatita y las rocas encajonantes; d) microagujas de rutilo en cuarzo. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

Santa Rosa

Saliendo de la ciudad de Oaxaca por la carretera federal 190, en el kilómetro 63 y en dirección SSW a 900 m se encuentra la mina Santa Rosa, donde anteriormente explotaban feldespatos para cerámica. El tamaño del cuerpo pegmatítico es aproximadamente de 40-50 m de ancho y 100 m de largo. La forma es lenticular. La pegmatita corta los gneises cuarzo-feldespáticos con mica encajonantes (**Figura 3.3a**).

Por su mineralogía es una pegmatita simple estéril (“barren”). Contiene feldespato potásico, cuarzo y flogopita. Los cristales de mica pueden alcanzar un tamaño de entre 50 cm y un metro, los cuales forman columnas paralelas a distancia entre sí de aproximadamente 20 cm y diámetro de 5 cm. Espacialmente se ubican de tal manera que parece que la pegmatita tiene foliación (**Figura 3.3b**). Las micas tienen tendencia a concentrarse en la parte central del cuerpo pegmatítico.

Norte de Santa Rosa (139-10)

Está a unos 600 m al NNE de la pegmatita Santa Rosa y se encuentra a un lado de la terracería que conecta la mina Santa Rosa y la carretera federal 190. Es un sistema de lentes de 10-20 cm de ancho, deformados, que siguen la foliación de los gneises cuarzo-feldespáticos (Figura 3.3c). Los contactos con la roca encajonante son graduales. El cuerpo pegmatítico, que sigue la foliación, está deformado. Estas pegmatitas tienen una composición mineralógica bastante simple (estéril): cuarzo de color azul y feldespato. El cuarzo tiene micro agujas de rutilo (Figura 3.3d), lo que es algo característico para cuarzo altamente metamorfoseado. No se pudo observar ningún tipo de zonación.

La Joya

La pegmatita se ubica 400 m al SSW del kilómetro 67 de la carretera federal 190, al norte de la ciudad de Oaxaca. Es una mina, parte de la cual es de tipo abierto y la otra de tipo cerrado de dos socavones. La mina fue explotada para extraer flogopita. Desafortunadamente, en la actualidad la parte cerrada de la mina está inundada, por eso no se pudo observar bien las asociaciones y las relaciones mineralógicas adentro de los socavones. Todas las relaciones y observaciones que fueron sacados en campo fueron realizadas en afloramientos fuera de la mina y en el tiradero de las rocas extraídas.

La parte explotada de tipo abierto tiene dimensiones aproximados de 10 m de altura, 20 m de ancho y 20 m de profundidad.

Geológicamente el cuerpo presenta un dique clinopiroxenítico con una extensión en el centro. El dique piroxenítico está en contacto con un dique cuarzo-feldespático, el que a su vez sigue la foliación de los gneises piroxeníticos encajonantes (Figura 3.4a, b). La roca cuarzo-feldespática tiene contacto gradual con el ortogneis piroxenítico-feldespático, también tiene cristales de piroxeno de tamaño 5-30 cm, los cuales están asociados con la zona del contacto.

Mineralógicamente la pegmatita presenta una composición carbonatítica (London, 2008), compuesta por: clinopiroxenos (diópsido), anfíboles, mica, pertita, escapolita, poco cuarzo, circones en cantidades traza y apatitos bastante abundantes, la calcita rellena los espacios intergranulares (Figura 3.4c, d, e, f). El lente pegmatítico tiene un núcleo compuesto de mica con clinopiroxeno, luego clinopiroxeno y anfíbol con escapolita la que

sustituye al feldespato o crece sobre clinopiroxeno (Figura 3.4d). Los cristales de las micas están bastante deformados y asociados con clinopiroxenos, los que también en algunas partes de la pegmatita están deformados, fracturados y alterados con actinolita (Figura 3.4c).

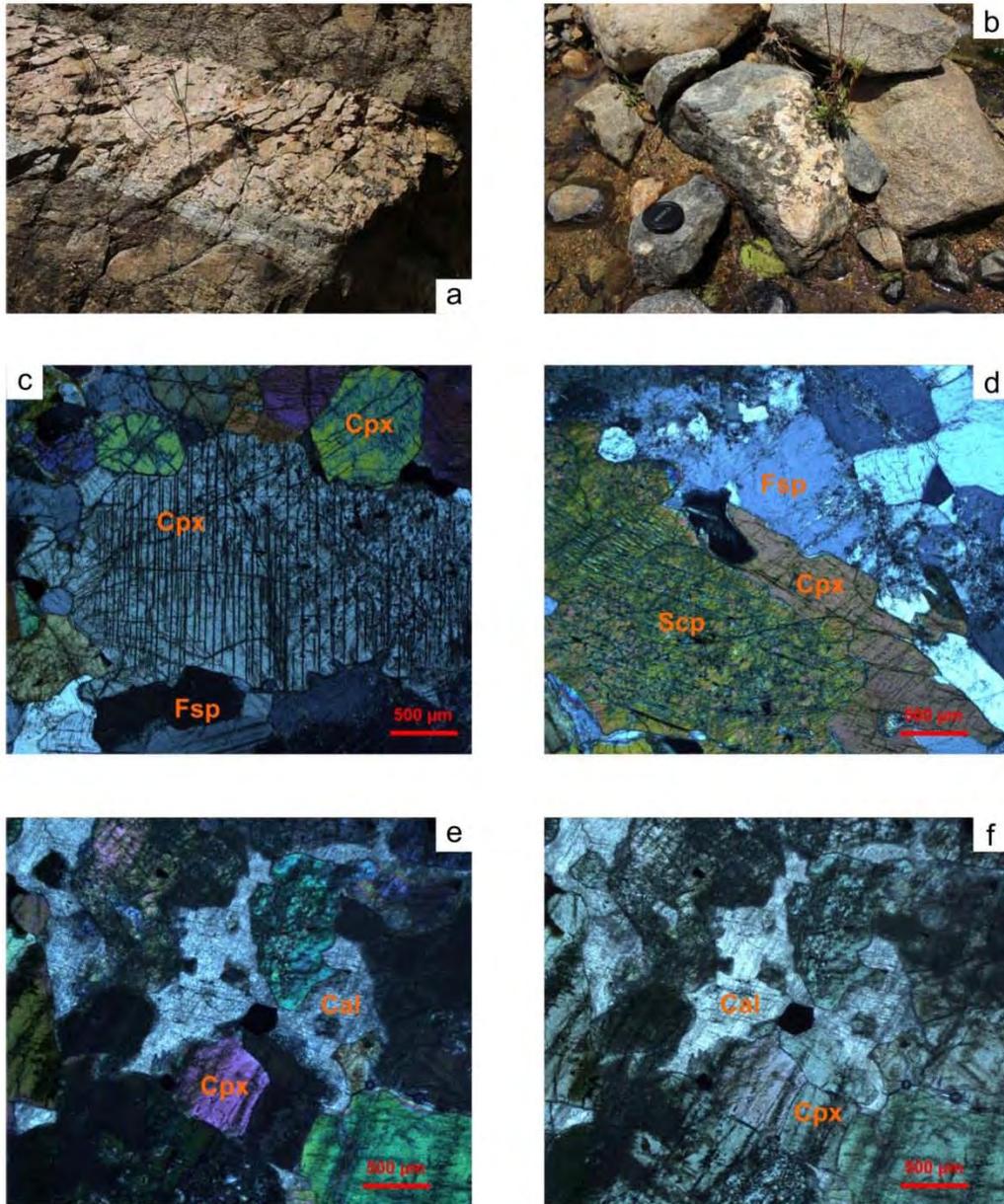


Figura 3.4 Fotografías de la pegmatita La Joya. a) Contacto del dique cuarzo-feldespático y los gneises anfibolíticos. b) Contacto entre dique piroxenítico y cristales de feldespato. c), d), e) y f) Asociaciones de los minerales típicos para la pegmatita La Joya. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

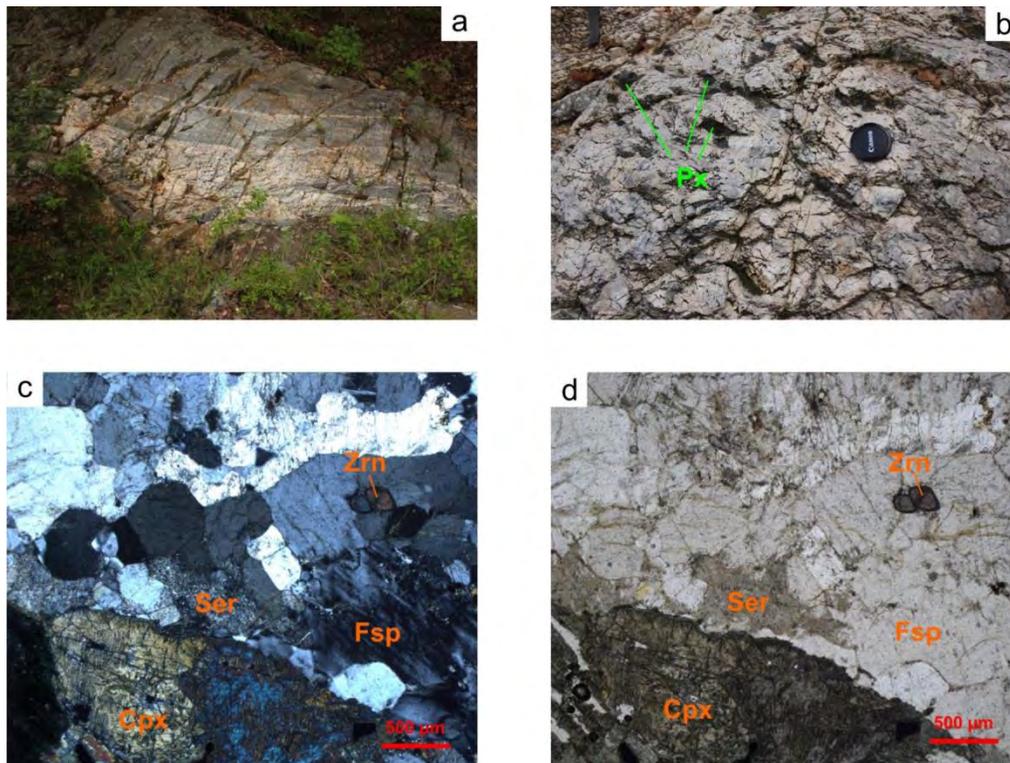


Figura 3.5 Fotografías de sistema de lentes pegmatíticos En el Río: a) relación entre los lentes pegmatíticos y roca encajonante; b) cristales de los piroxenos en masa de feldespato y cuarzo; c) cristales de clinopiroxeno alterado, feldespato sericitizado y circones con nicoles cruzados, d) sin analizador. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

En el Río (149-2)

El afloramiento se ubica en el banco del río a unos 6 kilómetros al sur del pueblo Santiago Tenango por la carretera, que se desvía al norte del kilómetro 50 por la carretera federal 190. Las pegmatitas están representadas por un sistema de lentes migmatíticos (leucosomas) de tamaño 1 por 4-5 m, que siguen la foliación de los ortogneises piroxenítico-feldespáticos. El contacto entre lentes pegmatíticos/migmatíticos y los ortogneises es gradual (**Figura 3.5a**).

Las pegmatitas tienen una composición gabro-diorítica y mineralógicamente están representadas por: cuarzo deformado (con extinción ondulante), feldespato granular (granoblástica), clinopiroxeno recristalizado, oxidado y serpentizado, biotita (mica) en

cantidades traza, circones abundantes espacialmente relacionados con piroxenos y ubicados en las partes del borde. Los cristales de piroxenos tienen tamaño de hasta 5 cm en la masa de feldespato (Figura 3.5b). Todos los minerales están alineados. No se observa mucha zonación de los cuerpos, excepto concentración de los minerales máficos en los bordes de los lentes.

Más al NNE, por el río, se ha encontrado un afloramiento de mármoles con grafito con xenolitos de piroxenita (de color oscuro) y de cuarzo con feldespato y grandes cristales de piroxenos. Los mármoles están compuestos por titanita, calcita de color blanco lechoso, grafito, olivino, piroxeno (diópsido), cuarzo. No presenta bandeamiento o foliación, sino textura homogénea y granular.

Zona Central

La Panchita

La pegmatita La Panchita se localiza en la parte central del estado de Oaxaca entre los pueblos Santa María Ayoquezco de Aldama y Santa Cruz Nexila. El acceso a este cuerpo se realiza por la carretera federal 131 hasta el kilómetro 58 en donde existe una terracería que se abre hacia el poniente con una distancia aproximada de 700 metros.

La pegmatita La Panchita consiste de varios lentes localizados dentro del dique piroxenítico. El dique piroxenítico tiene la misma dirección de la foliación del gneis cuarzo-feldespático encajonante (SE-NW). En la imagen de satélite el dique piroxenítico mide aproximadamente 200 m en su parte más ancha y más de 2 km de largo (Figura 3.6b). El dique no muestra ninguna deformación. Lo curioso es que las pegmatitas siempre están asociadas con una intrusión cuarzo-feldespática que está en contacto con el dique piroxenítico (Figura 3.6a), el contacto entre estas dos rocas es abrupto. Las cavidades (miarolas) son bastante comunes en las pegmatitas. Desafortunadamente la explotación de estos cuerpos pegmatíticos fue en los años 40-50 del siglo XX, por eso la mayoría de los socavones (catas o minas pequeñas) están sepultados. Solamente las catas no muy profundas y el tiradero fueron examinados. Uno de los lentes pegmatíticos más grandes y estudiado tiene 2-4 m de anchura y más de 10 m de largo.

La zonación/estructura pegmatítica es bastante simple, pero a la vez bastante rara en cuanto a su composición mineralógica, corresponde a las pegmatitas carbonatíticas

(London, 2008) y se parece mucho a la pegmatita La Joya, pero la diferencia con esta última es que en La Panchita no se pudo encontrar cuarzo y feldespatos. De acuerdo con la composición mineralógica se distinguen tres zonas, llamadas por su mineral principal. Los cristales de todas las zonas están orientados perpendicularmente hacia los márgenes de la pegmatita, lo que nos indica que el crecimiento fue de los márgenes hacia el centro del lente pegmatítico.

- los bordes consisten de diópsido. Los cristales de diópsido tienen forma euédrica, prismática, bipiramidal y son de color verde oscuro. En algunos cristales de diópsido está dispersa la flogopita microcristalina (Figura 3.7e, f). La zona de diópsido está asociada con escapolita, calcita y flogopita (Figura 3.6c, d).
- la zona de escapolita. La mayoría de las muestras de escapolita tienen color blanco cremoso, algunas son amarillentas o verdosas. La escapolita es de tamaño gigante, algunos cristales son de más de 35 cm por 15 cm, los cristales tienen forma prismática y bipiramidal y dentro tienen cristales de flogopita dispersos. Está asociada con flogopita y apatita (Figura 3.6d).
- núcleo de calcita. La parte central de los lentes pegmatíticos consiste de cristales gruesos de calcita de color que va desde rosado a naranja. En algunos lugares se ve que la calcita fue disuelta, lo que nos puede indicar en los procesos de la alteración relacionados con la circulación de los fluidos tardíos. Generalmente los cristales de calcita tienen forma rómbica y tamaño de hasta 20 centímetros de largo. Los minerales más abundantes que se encuentran en asociación con la calcita son apatito y flogopita (Figura 3.6c, d).

La escapolita al contacto con el diópsido forma una textura simplectítica o diablástica de infiltración (Figura 3.7c, d).

Los cristales de apatito fueron encontrados en todos los cuerpos pegmatíticos en cantidad diferente. Hay dos tipos de cristales de apatito que se encuentran en las pegmatitas: apatito cristalino (cristales prismáticos) y apatito azucarado (“*sugar apatite*”) que es la acumulación de los microcristales de apatito. El color de los cristales de apatito varía desde verde sucio hasta amarillo también sucio por ser muy fracturados, su tamaño se varía desde 1 cm hasta 3 cm. Parece que el apatito azucarado cristalizó al final del periodo

de la mineralización y rellenó los espacios intergranulares entre los cristales de diópsido (Figura 3.7a, b).

Los cristales de la flogopita forman columnas hasta de 50 cm de altura y son de color marrón.

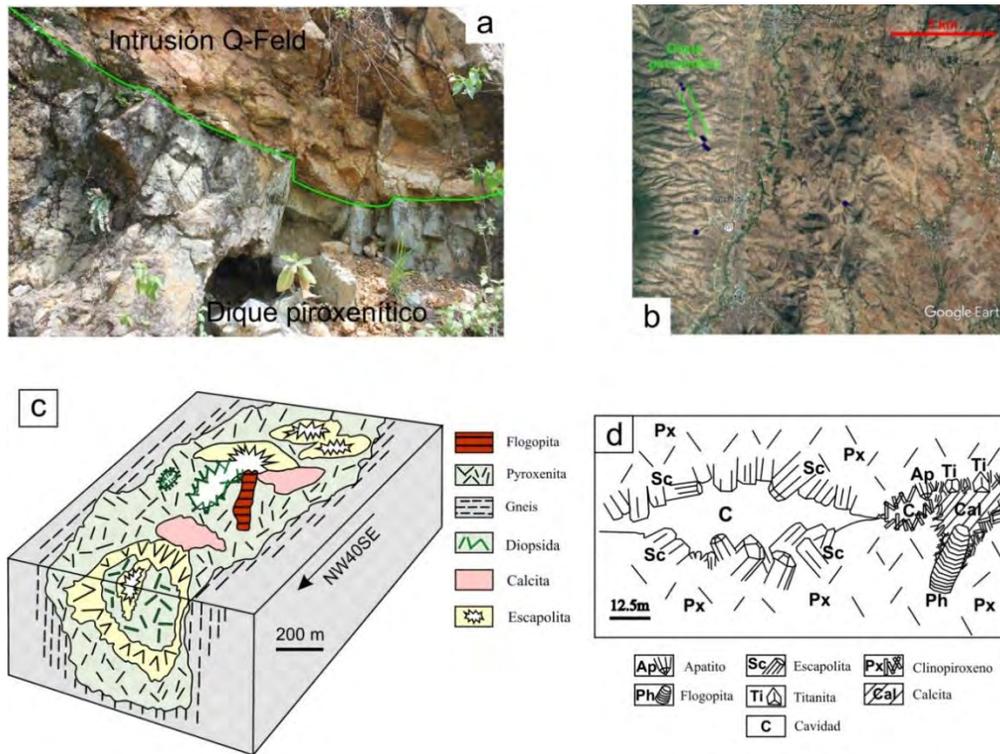


Figura 3.6 a) Contacto entre dique piroxenítico y roca cuarzo-feldespática; b) ubicación en la fotografía de satélite de los afloramientos visitados con rocas similares a las de La Panchita. c) Bloque-diagrama simplificado de la pegmatita La Panchita (modificado de Haghbeck-Correa, 1993); d) Sección idealizada de los lentes en La Panchita (Haghbeck-Correa, 1993).

Los circones de esta pegmatita tienen forma euédral elongada con terminaciones bipiramidales, los cristales son de hasta 10 cm de largo, de color rosado a púrpura. Se encuentran en abundancia en el contacto entre escapolita, diópsido y el núcleo de calcita.

Este tipo de pegmatitas se encuentra bastante a menudo en la zona entre los pueblos Ayoquezco de Aldama, La Pe, Santa Cruz Nexila y San Martín Lachila. Todos los afloramientos de estas pegmatitas están relacionados con diques de composición piroxenítica (Figura 3.6b)

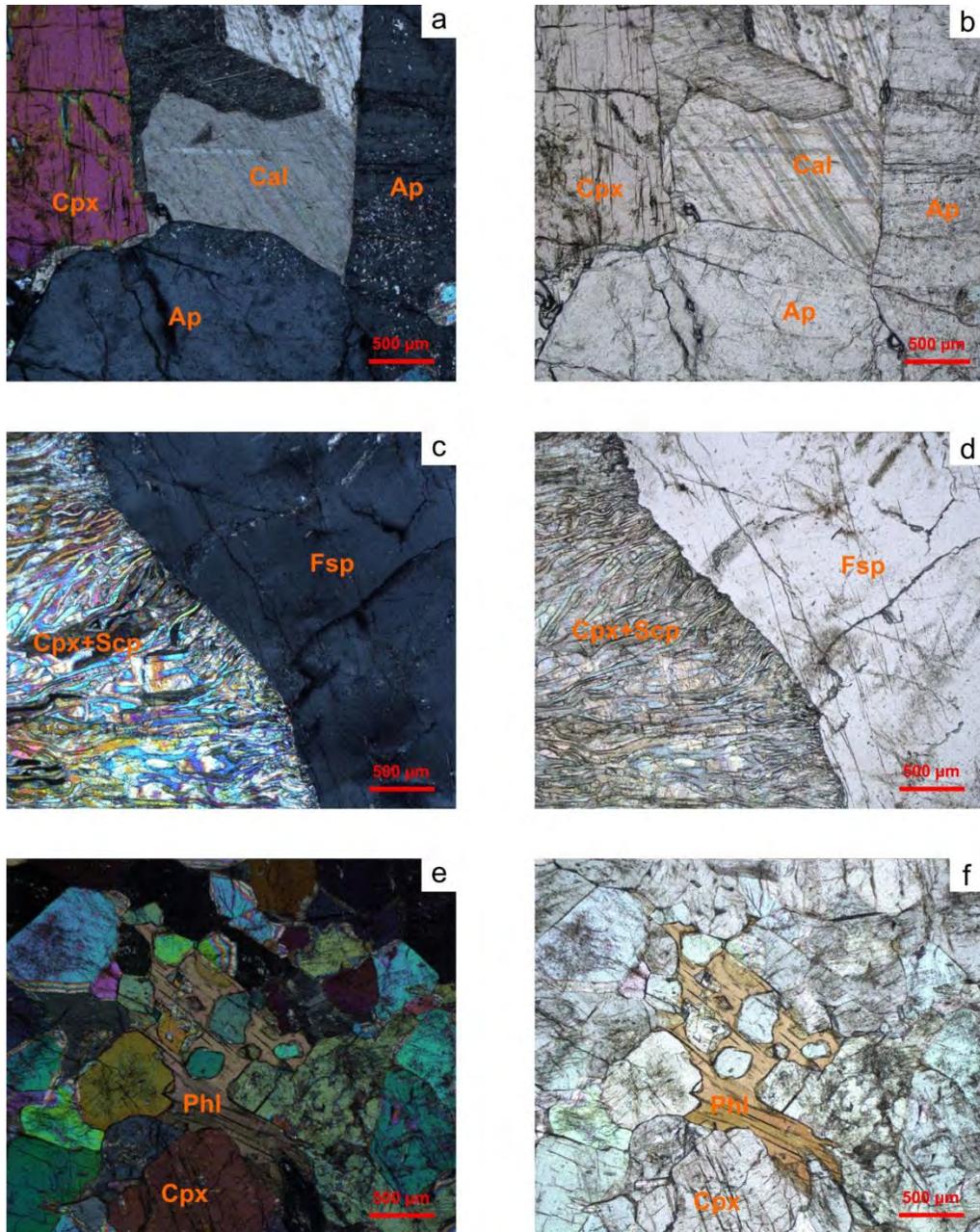


Figura 3.7 Fotografías de la pegmatita La Panchita. a) y b) asociación mineralógica típica para la pegmatita: cristales grandes de apatito, clinopiroxeno (diópsido) y calcita; c) y d) textura de infiltración de escapolita en diópsido en el contacto con roca cuarzo-feldespática; e) y f) flogopita en masa de clinopiroxeno (diópsido).

Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

La Ofelia

La pegmatita La Ofelia está ubicada entre los poblados de San Pedro Rincón Tlapacoyan y Trapiche de Santa Cruz, en el Estado de Oaxaca, aproximadamente a 40 km al sur de la ciudad Oaxaca por la carretera federal 131 Oaxaca-Puerto Escondido.

Es un cuerpo pegmatítico de aproximadamente 150 m de ancho y 300 m de largo. La pegmatita sigue la foliación del gneis cuarzo-feldespático encajonante y el contacto entre éste y el cuerpo La Ofelia es gradual, observándose un aumento en el tamaño de grano hacia la pegmatita. La composición de esta pegmatita corresponde a tipo carbonatita (London, 2008). De acuerdo con Arenas Hernández (1999) la pegmatita La Ofelia tiene la siguiente zonación mineralógica: núcleo compuesto de flogopita, una zona intermedia de flogopita y clinopiroxeno y una zona externa de cuarzo y feldespato:

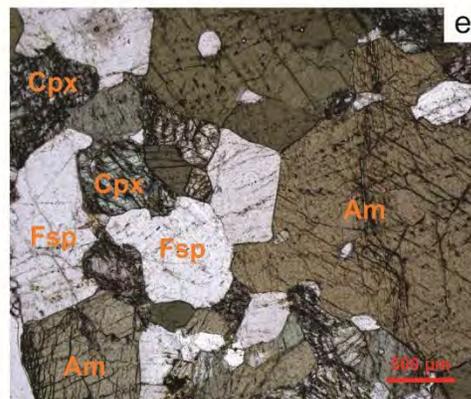
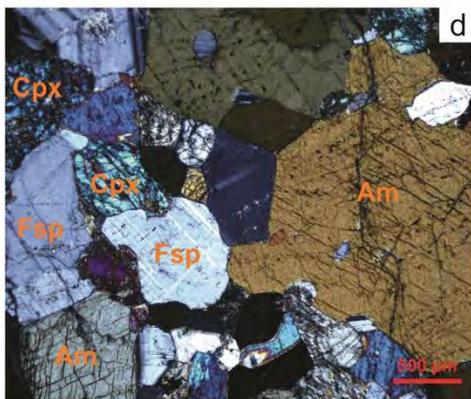
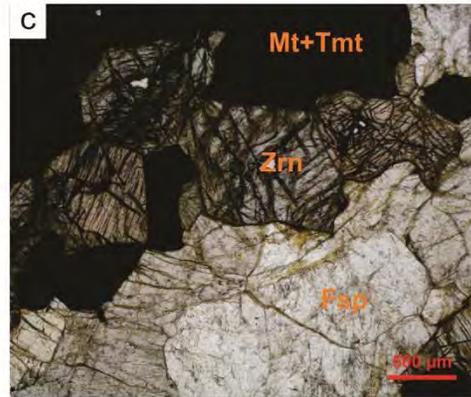
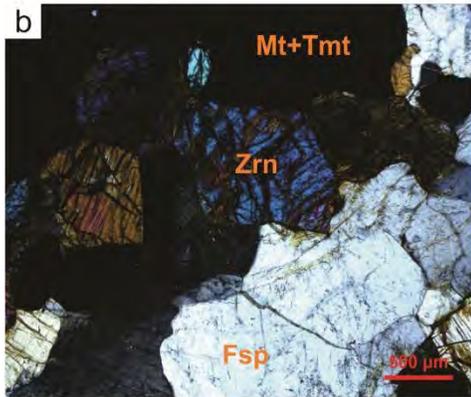
- La zona externa cuarzo-feldespática está formada por lentes de cuarzo orientados, intercalados con cristales peritéticos de microclina, con circones, apatitos y titanomagnetita. El aspecto megascópico de la zona externa es gráfico y representa una alineación preferencial de los cristales de cuarzo y feldespato, además en algunas partes de esta zona se observa una coloración más rosada que en otras, debido al intemperismo. Además de presentar perfitas, la zona externa tiene cristales de microclina y andesina-oligoclasa con muy poca flogopita, la cual rellena las fracturas. Las plagioclasas de los cuerpos pegmatíticos se encuentran con gran alteración a sericita, moscovita y epidota.
- La zona intermedia está formada principalmente por clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, escapolita y también con calcita que rellena los espacios intergranulares (Figura 3.8a, d, e). La zona intermedia se comporta irregularmente y al igual que la zona externa presenta lineación preferencial al NW. Cerca de la zona intermedia se puede apreciar bandas alineadas de clinopiroxeno con alta alteración a clorita. Es en esta zona donde se localizan los principales minerales con tierras raras, tales como allanita y monacita (Arenas-Hernández, 1999).
- El núcleo de la pegmatita está formado casi exclusivamente de flogopita y ha sido de gran interés económico, explotándose en otros tiempos. Presenta

alineación mineral con dirección al NW, siguiendo la foliación principal de la roca encajonante.

Los circones para datación fueron tomados del límite de la parte externa y roca encajonante, porque no fue posible encontrarlos en otras partes. Los circones son de tamaño grande y están asociados con magnetita y titanomagnetita y tienen capas metamórficas (Figura 3.8b, c). El cuerpo pegmatítico se encuentra cortado casi perpendicularmente por delgadas vetas de cuarzo-feldespato, formadas por perfitita y cuarzo.



Figura 3.8 Fotografías de la pegmatita La Ofelia. a) Las cavidades entre los cristales de los clinopiroxenos rellenas de calcita. Cristales de circones en el contacto con magnetita-titanomagnetita y feldespato b) con nicoles cruzados c) sin analizador. Asociación de los minerales típica: anfíbol, feldespato y clinopiroxenos d) con nicoles cruzados, e) sin analizador. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.



La Presa (AYQ25-7)

El afloramiento está ubicado en el banco sur de la presa del pueblo Santa Cruz Nexila, a unos 800 m a SSE de la pegmatita La Panchita. El acceso al afloramiento es por la terracería la que se desprende al poniente del kilómetro 60 al sur de la ciudad de Oaxaca de la carretera federal 131.

Este afloramiento está representado por un grupo de diques pegmatíticos, los que cortan al gneis piroxenítico-anfibolítico-feldespático intercalado con gneis cuarzo-feldespático con biotita (Figura 3.9a). El ancho aproximado de los diques es de 30 a 60 cm. La composición mineralógica corresponde a pegmatita granítica. La zona central de las vetas está compuesta por un agregado de intercrecimiento de cuarzo y microclina altamente epidotizada (textura gráfica). La zona del borde consiste en los feldespatos epidotizados, biotita, ilmenita alterada con titanita secundaria y los cristales de circón, grandes (de tamaño hasta de 2 mm) y abundantes, asociados principalmente con ilmenita (Figura 3.9b, c). La alteración tan amplia de esta pegmatita (epidotización, formación de titanita, formación de clinozoisita, etc.) nos puede indicar que durante y después de su cristalización circularon fluidos abundantes.

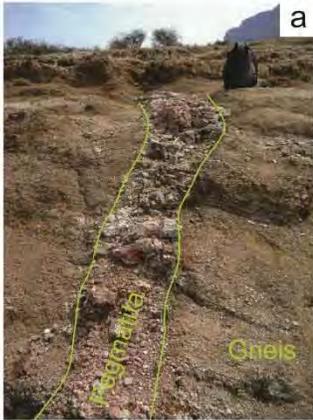
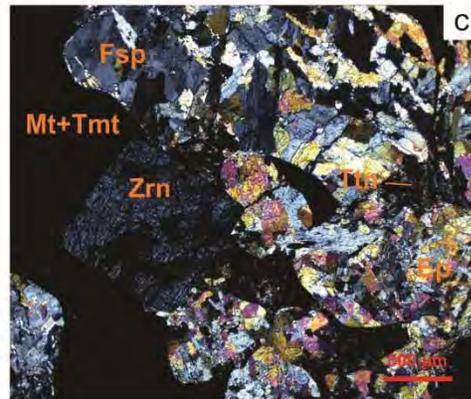
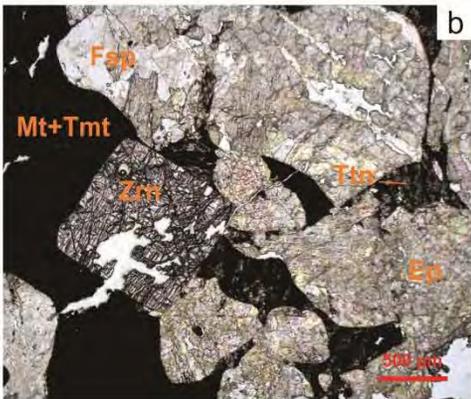


Figura 3.9 Fotografías de las pegmatitas La Presa. a) el contacto entre la pegmatita y gneises encajonantes. Cristal de circón en el contacto con magnetita-titanomagnetita alterada con titanita y los feldespatos alterados a epidota b) sin analizador; c) con nicoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.



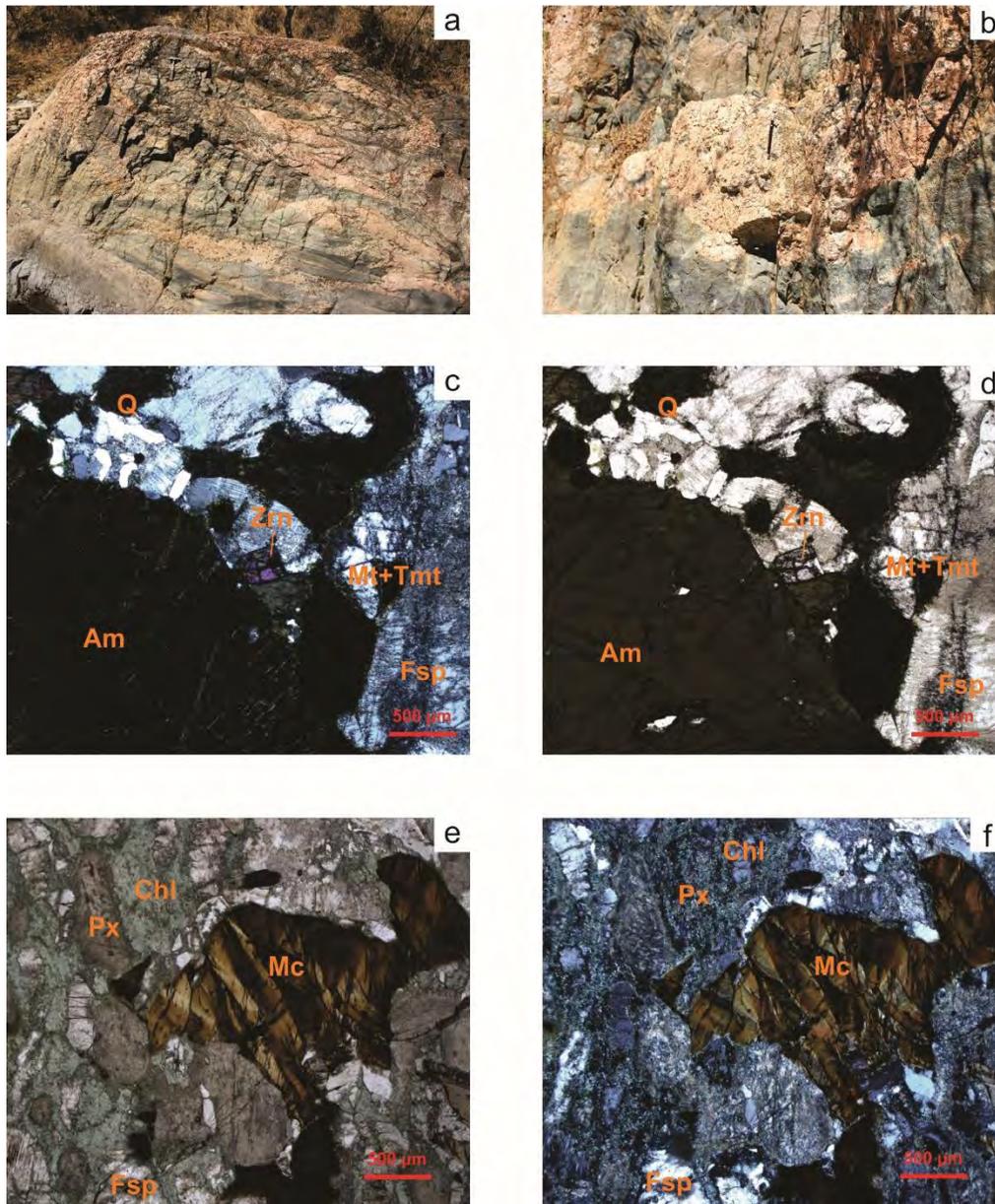


Figura 3.10 Fotografías de los lentes pegmatita-migmatíticos 213-1. a), b) Relación de las leucosomas pegmatíticos con melanosomas encajonantes. Asociación de anfibolita y circón y magnetita-titanomagnetita en el contacto con los feldespatos sericitizados, c) con nícoles cruzados, d) sin analizador. Cristal de mica deformada con piroxenos cloritizados y feldespato e) sin analizador, f) con nícoles cruzados. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

213-1

El acceso al afloramiento es por el camino de terracería que se desvía al SW del kilómetro 51 de la carretera federal 131 al sur de la ciudad de Oaxaca. El afloramiento está ubicado en el banco del río en los alrededores del pueblo Guegovela.

Las pegmatitas están representadas por un sistema de lentes migmatíticos (leucosomas) de un tamaño de 1-5 m de ancho y unos cuantos metros de largo (**Figura 3.10a, b**). Los lentes están localizados en el gneis encajonante máfico, de composición anfibolítica-piroxenítica. Los leucosomas son concordantes con la foliación de la roca encajonante, los límites entre los cuerpos pegmatíticos y la roca encajonante son graduales o no bien definidos.

Las pegmatitas tienen composición granodiorítica-diorítica y mineralógicamente están representados por: microclina pertítica, feldespato sericitizado, cristales gigantes de anfíboles (de hasta 5 cm y más), clinopiroxenos altamente cloritizados, minerales ferrosos (magnetita, titanomagnetita, ilmenita), cristales grandes (2 cm) de titanita, pequeñas cantidades de cuarzo libre y mica deformada (biotita o flogopita) y también circones y apatito en cantidades traza (**Figura 3.10c, d, e, f**). La zonación mineralógica de las pegmatitas como tal no fue observada, pero hay una regularidad en la distribución de los cristales grandes de anfíbol, los cuales se concentran cerca de los bordes de las leucosomas.

183-2

183-2gr es un dique pegmatítico de 0.5-1 metro de tamaño que está cortando la roca encajonante (un gneis cuarzo-feldespático) (**Figura 3.11b**). La pegmatita tiene una composición granítica. La mayor parte del volumen de la pegmatita lo ocupa el intercrecimiento de cuarzo con feldespato pertítico sericitizado (textura gráfica). En menor cantidad presenta mica cloritizada (**Figura 3.11c**) y abundantes cristales de circones y apatitos asociados con cristales bastante grandes de magnetita y titanomagnetita alterados a titanita, todos estos minerales están asociados con los bordes del cuerpo. Los cristales de circón tienen forma euédrica y miden menos de 200 μm de largo, son prismáticos alargados y con terminaciones bipiramidales, rosados y siempre asociados con los óxidos de hierro (**Figura 3.11d**).

A unos 100 m al oeste de esta pegmatita se encuentra otra pegmatita (**183-2car**) de composición carbonatítica (**Figura 3.11a**): contiene megacristales de calcita, de tamaño de hasta 10 cm de color blanco cremoso y con inclusiones de micro cristales de pirita. Los cristales de calcita están asociados con mica y clinopiroxenos. En un territorio de unos 0.7 km² hay una familia que consiste de varias pegmatitas con una composición mineralógica parecida entre sí. Contienen micas y calcita de color cremoso que rellena el núcleo de la pegmatita y clinopiroxenos. Los tamaños de los cuerpos varían desde unas decenas de centímetros hasta unos metros. Las pegmatitas fueron explotadas por las micas. Parece que los cuerpos siguen la foliación de los gneises encajonantes. Las rocas afloran mal y las catas explotadas están parcialmente destruidas, por esto no fue posible observar bien los contactos y relación entre los minerales.

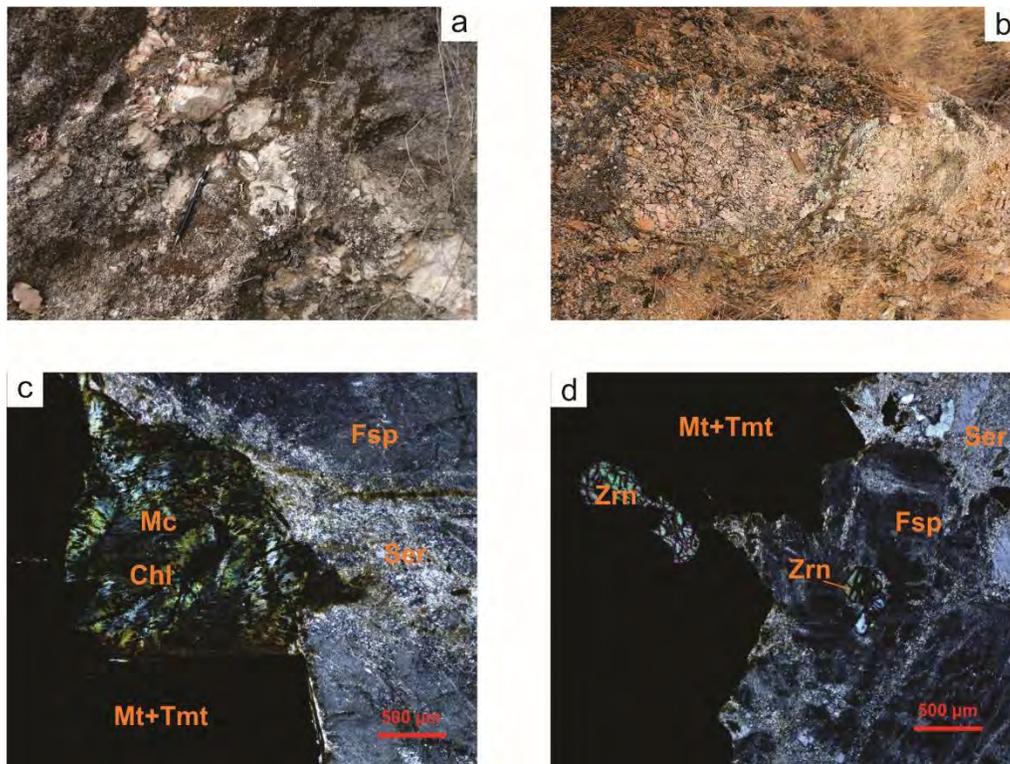


Figura 3.11 a) Fotografía de la pegmatita 183-2car, asociación de los cristales de carbonatos con mica. b) dique pegmatítico 183-2gr. c) pegmatita 183-2gr, mica cloritizada en el contacto con feldespato sericitizado y magnetita-titanomagnetita. d) cristales de circón asociados con magnetita-titanomagnetita y feldespato sericitizado. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

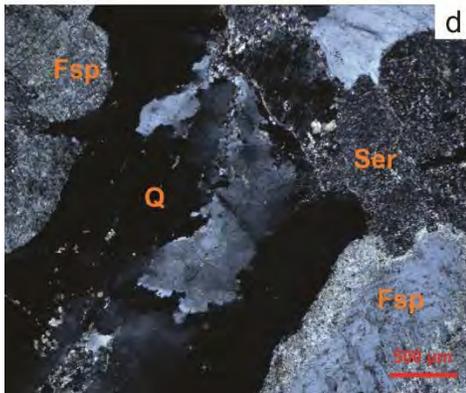
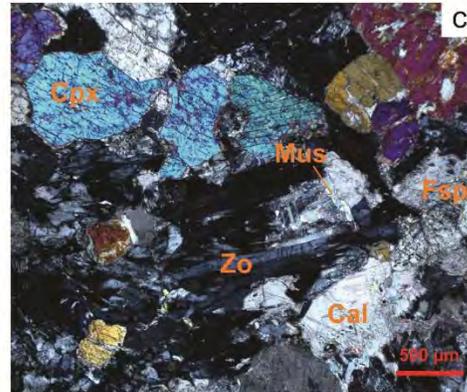
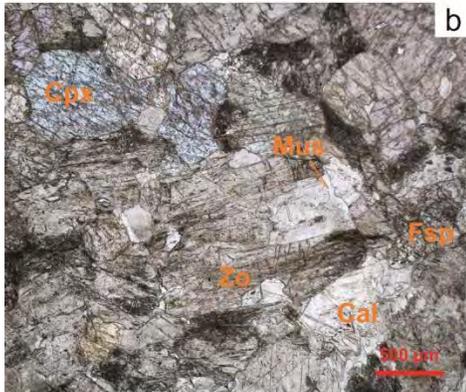


Figura 3.12 Fotografías de las pegmatitas OC22-4AB. a) Relación entre los lentes pegmatíticos y los gneises encajonantes. Asociación de los minerales típicos para este tipo de las pegmatitas: clinopiroxeno, muscovita, feldespato sericitizado, calcita y zoisita b) sin nicoles, c) con nicoles cruzados. d) Intercrecimiento de cuarzo deformad/recristalizado y feldespato sericitizado. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

OC22-04AB (Ejutla)

Es un grupo de pegmatitas, localizado a 5 kilómetros al sur del pueblo de Ejutla. El afloramiento se encuentra en la carretera federal 175 Ejutla-Miahuatlán.

Es un grupo de lentes de tamaño de 2 a 8 m de ancho y de 12 a 35 m de largo, los lentes tienen razgos de deformación, siguen la foliación de los paragneises encajonantes de composición feldespato-biotítica con granates (Figura 3.12a). El contacto de las pegmatitas con la roca encajonante es brusco. Los lentes pegmatíticos tienen composición silicatada-

cálcica, mineralógicamente están compuestos de: cuarzo, feldespatos, mica (biotita/flogopita en algunos lugares de color marrón relacionada con calcita, en otros asociada con piroxeno), calcita de color blanco-lechoso, clinopiroxenos (espodumena (?), diópsido) y escapolita (Figura 3.12b, c). También presentan cristales abundantes de circones relacionados con cuarzo de color azul-morado y titanita asociada con la parte de feldespato reemplazado por escapolita y cuarzo. Hay dos tipos de zonación: relativamente simple y más compleja. La zonación simple está compuesta por bordes rellenos de los intercrecimientos de cuarzo en feldespato (textura gráfica), luego hay cuarzo masivo y un núcleo relleno de piroxeno con micas de color verde. La más compleja tiene: una delgada zona de borde compuesta por biotita y feldespato (andesina) y una zona central, compuesta por cuarzo deformado, andesina sericitizada y piroxeno (por las características parecida a espodumena), moscovita, calcita que rellena espacios intergranulares, circones abundantes y titanita y su núcleo está relleno de cuarzo masivo. Los cristales de calcita de estas pegmatitas están representados por dos tipos: microcristales que rellenan los espacios intergranulares (Figura 3.12b, c) y cristales grandes (de hasta 10 cm) con micro-cristales de pirita dispersos dentro de la parte central de los lentes. La presencia de clinozoisita, calcita y sericitización de los feldespatos indica la presencia de mucha agua durante o después del metamorfismo de alto grado que deformó los lentes pegmatíticos o bien durante el metamorfismo retrógrado.

166-3

El afloramiento está situado en la cercanía del pueblo Los Ocotes que se encuentra a unos 13 km al norte del afloramiento OC22-4AB por la carretera federal 175. El acceso al afloramiento es por la terracería que va desde el pueblo Los Ocotes a la presa del mismo pueblo a una distancia de unos 500 m al NE del pueblo.

Es un sistema de diques pegmatíticos (30-50 cm) que cortan y siguen la foliación de los gneises cuarzo-feldespáticos encajonantes. Tienen una composición simple: cuarzo, feldespato potásico y micas, también circones y apatitos en cantidades traza (Figura 3.13a, b). El dique donde se colectó la muestra es relativamente el más ancho de todos (aproximadamente 50 cm de ancho), y corta la foliación, lo que significa que el dique es posterior a la formación de los gneises. El contacto entre la pegmatita y la roca encajonante

es abrupto. Tiene la composición de las pegmatitas estériles (“barren”) y está compuesto de intercrecimiento de cuarzo y feldespato de textura gráfica. No se presenta zonación mineralógica. A una cercanía de este cuerpo pegmatítico, aproximadamente a unos 500 m al este, hay una intrusión granodiorítica grande de edad Mioceno (Figura 3.1c).

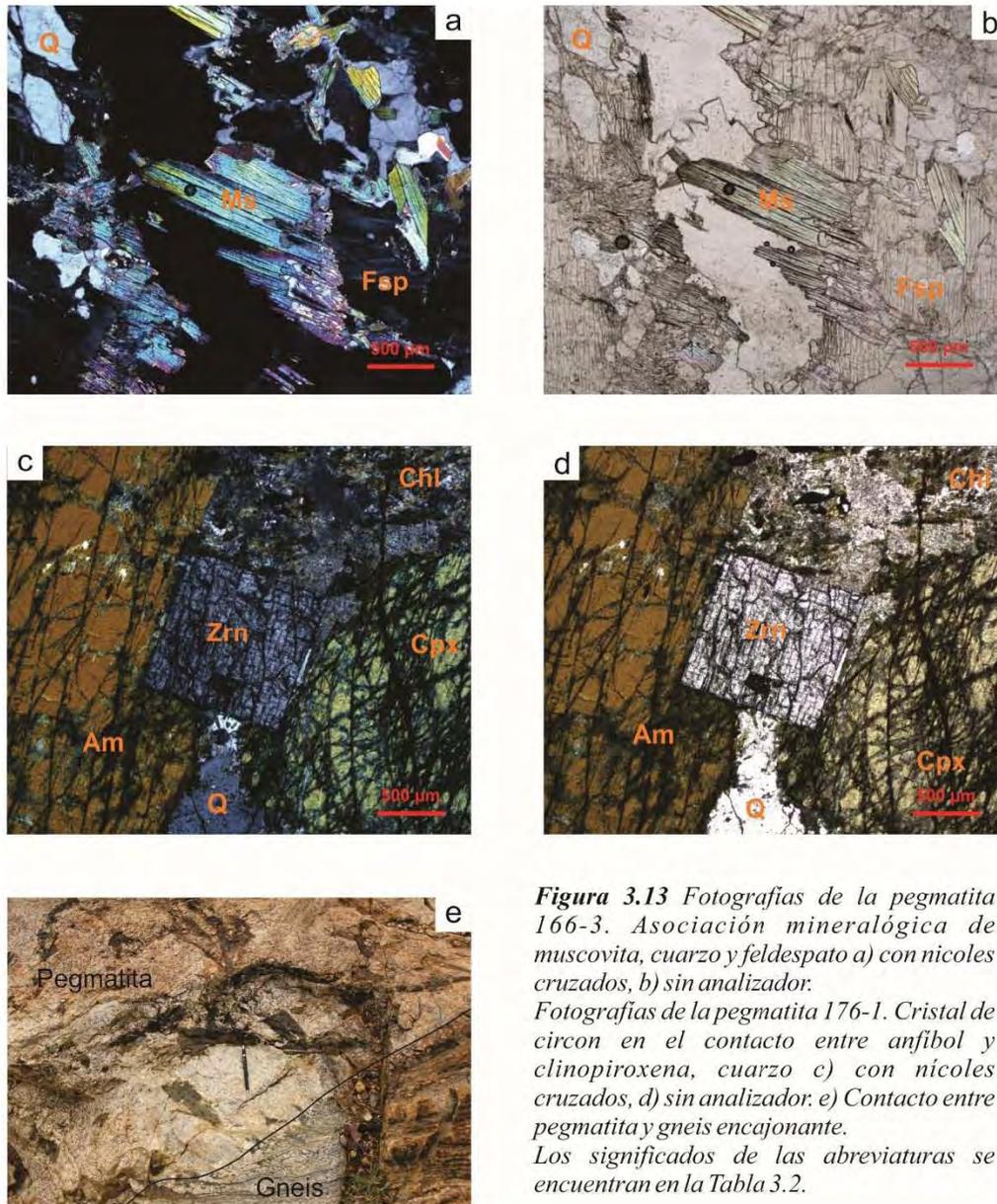


Figura 3.13 Fotografías de la pegmatita 166-3. Asociación mineralógica de muscovita, cuarzo y feldespato a) con nicoles cruzados, b) sin analizador. Fotografías de la pegmatita 176-1. Cristal de circon en el contacto entre anfíbol y clinopiroxena, cuarzo, c) con nicoles cruzados, d) sin analizador. e) Contacto entre pegmatita y gneis encajonante. Los significados de las abreviaturas se encuentran en la Tabla 3.2.

176-1

Esta pegmatita, igual que la 166-3, está en los alrededores del pueblo Los Ocotes, aproximadamente a unos 500 m al este del pueblo, a un lado de la terracería.

Es un dique pegmatítico poco deformado de un ancho de 1-1.5 m, su largo no fue posible de identificar por la presencia de vegetación, está rodeado por el gneis anfibolítico. Parece que el cuerpo corta la foliación del gneis y tiene con él contacto gradual (Figura 3.13e). La pegmatita tiene rasgos de migmatita (leucosoma): contacto gradual entre cuerpo pegmatítico y las rocas encajonantes, la mineralogía de la pegmatita es muy parecida que la de las rocas encajonantes. Por su composición mineralógica corresponde a granodiorita-diorita. El dique no muestra mucha zonación desde los bordes hacia el centro. Está compuesta de megacristales (de hasta 5-6 centímetros) de anfíboles alterados-oxidados, asociados con los bordes de la pegmatita, también de cuarzo, feldespato potásico (mesopertita), magnetita-titanomagnetita y circones accesorios visibles (Figura 3.13c, d). Los minerales no tienen rasgos de deformación, pero están bastante alterados. Fue identificada una tendencia de ubicación de los minerales máficos, que se concentran cerca de los bordes de la pegmatita.

Tabla 3.2 Nombres completos de minerales para las abreviaciones usadas en las fotomicrografías (Whitney y Evans, 2010).

Abreviatura	Significado
Am	anfíbol
Ap	apatito
Cal	calcita
Chl	clorita
Cpx	clinopiroxeno
Ep	epidota
Fsp	feldespato
Mc	mica
Mt	magnetita
Mus	moscovita
Peg	pegmatita

Abreviatura	Significado
Phl	flogopita
Px	piroxeno
Q	cuarzo
Rt	rutilo
Scp	escapolita
Ser	serpentina
Tmt	titanomagnetita
Tnt	titanita
Zo	clinozoicita
Zrn	circon

3.3 Discusión y conclusiones

De acuerdo con las observaciones del campo podemos dividir las pegmatitas estudiadas en tres grupos: migmatíticas, deformadas o metamorfoseadas y post-tectónicas o no deformadas.

- Deformadas/metamorfoseadas: La Ofelia, OC22-4AB, La Joya y Norte de Santa Rosa.
- Migmatitas: 213-1, En el Río y 176-1
- Post-tectónicas/no deformadas: La Panchita, 166-3, La Presa, 183-2gr, 183-2car, Cruz de Piedra, El Muerto y Santa Rosa.

De acuerdo con la clasificación de Ginsburg (1960) y Černý (1991a, b) las migmatitas de grano grueso con cristales de 5 a 10 centímetros pueden ser miembros de las pegmatitas del tipo abisal, ya que sus condiciones de formación parecen estar claramente ligadas al metamorfismo de sus rocas encajonantes. Originalmente este tipo de pegmatitas fue definido en términos del alto grado de metamorfismo de las rocas encajonantes, hasta las condiciones de la facies anfíbolítica o granulítica (Černý y Ercit, 2005). Las pegmatitas de la clase abisal comúnmente corresponden al producto de la fusión parcial de las rocas metamórficas reequilibradas correspondientes a la fábrica metamórfica en las condiciones de ambiente de las rocas encajonantes, en algunos casos sin-cinemáticas o discordantes, en otros, cinemáticas tardías (Černý y Ercit, 2005). Estas características indican que la generación de estas pegmatitas no necesariamente está relacionada con las condiciones del pico del metamorfismo granulítico. Puede ser al revés, las rocas encajonantes comúnmente son polimetamórficas y las pegmatitas asociadas están relacionadas con el proceso relativamente tardío conectado con la fusión adiabática durante elevación/levantamiento. Pero, de todas maneras, las pegmatitas del tipo migmatítico se formaron en los niveles corticales más profundos de todas las pegmatitas (London, 2008; Ginsburg y Rodionov, 1960). Los terrenos metamórficos de alto grado están retrabajados por la fusión parcial en los niveles profundos de la corteza continental. También ellos tienen segregaciones del derretimiento formados por la deformación y el calor, que se presentan en la mayor parte por las migmatitas (Vielzeuf et al., 1990; Sawyer et al., 2011; Carvalho et al., 2017). La formación de las migmatitas depende no solamente de la temperatura, presión y cantidades

de volátiles y agua, sino también de la composición de la roca total. Sin embargo, el requisito principal es que haya suficiente calor para elevar la temperatura de un volumen significativo de roca por encima del sólido (Carvalho et al., 2017).

La presencia de clinopiroxenos y anfíboles en cantidades significativas en algunas pegmatitas indica el origen no granítico de estas, porque estos minerales normalmente no se consideran como minerales formadores de las pegmatitas graníticas (London, 2008), pero son los constituyentes principales de las pegmatitas que se derivaron de gabros, sienitas y carbonatitas. En las pegmatitas gabroicas y carbonatíticas los piroxenos están representados en su mayoría por clinopiroxenos cálcicos. Entonces por su composición y complejidad mineralógica podemos dividir las pegmatitas en (Trueman y Černý, 1982; London, 2008):

- Simples o estériles (*-barren*): Santa Rosa, Norte de Santa Rosa, 166-3
- De composición granítica un poco más compleja: El Muerto, La Presa y 183-2gr
- De composición carbonatítica: La Joya, la Ofelia, La Panchita y 183-2car
- De composición gabroica carbonatada: Cruz de Piedra
- De composición granodiorítica-diorítica: 176-1 y 213-1
- De composición gabro-diorítica: En el Río

La composición mineralógica de las pegmatitas del tipo simple o estéril es bastante sencillo: micas, cuarzo y feldespato como minerales formadores. Las de composición granítica más complejas además de cuarzo, feldespato y micas, contienen circones, titanita y apatito en cantidades abundantes, ilmenita, magnetita y microclina, minerales radiactivos (p.ej. allanita). La pegmatita El Muerto está enriquecida en elementos radiactivos (Th y U) y es de tipo NYF según Prol-Ledesma et al., (2012), pero está empobrecido en F, y se formó como resultado del colapso gravitacional de la corteza inferior después de una colisión. *“El enriquecimiento en U, Th y Ta fue durante la etapa de contaminación metasomática de la fuente en la profundidad de la corteza inferior o intermedia antes de su fusión.”* (Prol-Ledesma et al., 2012)

Las pegmatitas de composición carbonatítica consisten principalmente en minerales de calcio (clinopiroxenos cálcicos, escapolita cálcica, plagioclasa cálcica, calcita y apatito), también presentan flogopitas y cristales grandes y abundantes de circones. Los cristales grandes de calcita rellenan las cavidades miarolíticas y se supone que representan la última etapa de la cristalización pegmatítica, cristalizando de fluidos ricos en CO₂ (Anderson et

al., 2001). También las cantidades abundantes de circones que se presentan en este tipo de pegmatitas pueden ser un indicador en la alcalinidad de las últimas, el contenido en circón aumenta de acuerdo con el aumento de la alcalinidad (London, 2008).

También se incluye en este grupo la pegmatita OC22-4AB, por tener en su composición muchos clinopiroxenos y carbonatos, pero como esta pegmatita está metamorfoseada, no se sabe si esta fue su composición original o se formaron los minerales ricos en Ca durante el metamorfismo. No queda claro en qué grupo se debería incluir esta pegmatita.

Este tipo de pegmatitas está relacionado con los diques piroxeníticos, siempre están acompañados con una roca cuarzo-feldespática que no se sabe si es contemporánea o posterior. En el Cinturón Grenvilliano hay muchas pegmatitas piroxeníticas parecidas a este grupo, están en un ambiente geológico muy parecido, también están asociados con las piroxenitas intrusivas y diques de composición granítica (p.ej. Landes, 1938; Currie, 1951). También tienen, entre los minerales principales, piroxenos cálcicos, escapolita, calcita, flogopita y apatitos. La formación de estas pegmatitas, así como la del Muerto, se relacionan con la contaminación del magma granítico durante su movimiento ascendente.

La pegmatita La Panchita se destaca de todas las otras pegmatitas por la ausencia del cualquier tipo de feldespato en su composición mineralógica. Es la más superficial de todas por tener cavidades miarolíticas en el centro del lente pegmatítico (London, 2008).

Las de composición gabroica carbonatada consisten en feldespato potásico, clinopiroxeno, anfíbol, calcita, mica y cuarzo, como minerales formadores de la roca, también allanita, titanita, circones y apatito en cantidades de traza.

Las de composición granodiorítica-diorítica contienen anfíboles, cuarzo, feldespato potásico, magnetita, titanomagnetita y mica.

Las de composición gabro-diorítica contienen cuarzo, feldespato, clinopiroxeno, biotita y circones abundantes.

La presencia de alteraciones con los siguientes minerales: zoisita, sericita, epidota, escapolita, actinolita, clorita y titanita, nos indica la presencia del proceso del metamorfismo retrógrado durante la formación de estos minerales (Barker, 2013). Así como la circulación de fluidos ricos en H₂O e introducción de cantidades significativas de K⁺ y CO₂.

La presencia de la fase fluida es esencial para el procesamiento de las reacciones del metamorfismo retrógrado. Las zonas activas de la deformación como las fallas y zonas de cabalgamiento son particularmente favorables. Los fluidos migran a las áreas de presiones bajas y los regímenes de tectónica extensional y fallamiento lateral, y está claro que los fluidos se concentran en las zonas de fallas de estiramiento. La retrogresión es también importante en las áreas de las intrusiones ígneas y la actividad hidrotermal (Barker, 2013).

El metamorfismo retrógrado es un proceso de recristalización de las rocas pre-existentes en respuesta a la disminución del grado metamórfico en presencia de una fase fluida. Después de alcanzar un clímax metamórfico, la reducción del grado metamórfico no suele provocar reacciones retrógradas porque toda el agua en el sistema ha sido expulsada en el clímax metamórfico, preservando así la paragénesis mineralógica de alto grado. Sin embargo, si queda algo de agua en el sistema o se introduce a medida que disminuye el grado metamórfico, el agua puede actuar como un catalizador para iniciar reacciones retrógradas. Las reacciones producen los minerales de tipos hidratados (Barker, 2013).

CAPITULO 4: GEOCRONOLOGÍA

4.1 Geocronología de K-Ar en micas

4.1.1 Introducción

El método de datación K-Ar se basa en el decaimiento natural del isótopo radiactivo ^{40}K en ^{40}Ar . El K ocurre en muchos minerales formadores de rocas y otros menos comunes, pero el método se aplica principalmente en los minerales siguientes: mica (biotita, moscovita, lepidolita, etc), feldespato (ortoclasa, sanidina, microclina, plagioclasa), anfíbol, algunas sales de K (halita, langbeinita), minerales de las arcillas (ilita), glauconita, vidrio volcánico y de impacto.

El K es un metal alcalino que está presente en los minerales anteriores como elemento químico esencial (es decir, aparece en su fórmula química convencional). Está en cantidades traza en muchos otros minerales, pero no se suelen utilizar para la datación. El argón es un gas noble que no presenta enlace químico y tiene tres isótopos, de masas 36, 38 y 40. La relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en la atmósfera es igual a 298.6. Esta cantidad se usa para eliminar el aire en el cálculo de la edad de una muestra, pues el ^{36}Ar es casi inexistente en los minerales que se datan comúnmente.

El método K-Ar aplicado a minerales de rocas de alto grado no dará la edad de cristalización de un protolito ígneo ni tampoco la edad del metamorfismo, si tiene un pico de T superior a unos 600°C. Ello es debido a la difusión del gas noble Ar a través de la red cristalina de los minerales, en función de la temperatura y talla del cristal.

Las dataciones K-Ar que se presentan en este trabajo se realizaron en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía de la Universidad Nacional Autónoma de México. La metodología empleada está detallada por Solé (2009) y Solé (2014).

En el presente trabajo se analizaron cinco muestras de las micas extraídas de los cuerpos pegmatíticos (OC22-4AB, 183-2car, La Panchita, La Ofelia y La Presa) de la Zona Central, tres muestras de la mica de las pegmatitas de la Zona Norte (El Muerto, La Joya y Santa Rosa) y una muestra de las micas de los gneis encajonante rico en biotita que se ubican 6 km al SE de la pegmatita La Panchita en la Zona Central del Complejo Oaxaqueño. De las pegmatitas OC22-4AB, La Panchita, y 183-2car se obtuvieron muestras

de mica de diferentes partes del cuerpo pegmatítico. La Panchita tiene tres muestras: dos son las micas del núcleo pegmatítico (La Panchita_1 y La Panchita_2) y una es del borde del cuerpo pegmatítico (La Panchita_3). La muestra OC22-4AB_1 es una mica alterada con piroxenos también alterados del núcleo del lente pegmatítico, OC22-4AB_2 (203-10), la mica de color café con calcita – no tienen rasgos de alteración de la veta carbonatada tardía, OC22-4AB_3 es una mica verde con calcita del núcleo del lente pegmatítico. Las pegmatitas 183-2car son un sistema de los lentes pegmatíticos de composición carbonatífica (clinopiroxenos, carbonatos, micas y con/sin escapolita) durante el presente trabajo se muestrearon 3 cuerpos pegmatíticos: 183-2car_1 – son cristales grandes de mica hasta de 5 cm de diámetro, 183-2car_2 son cristales de mica asociados con piroxenos alterados, y 183-2car_3 son cristales grandes de mica alterados y deformados.

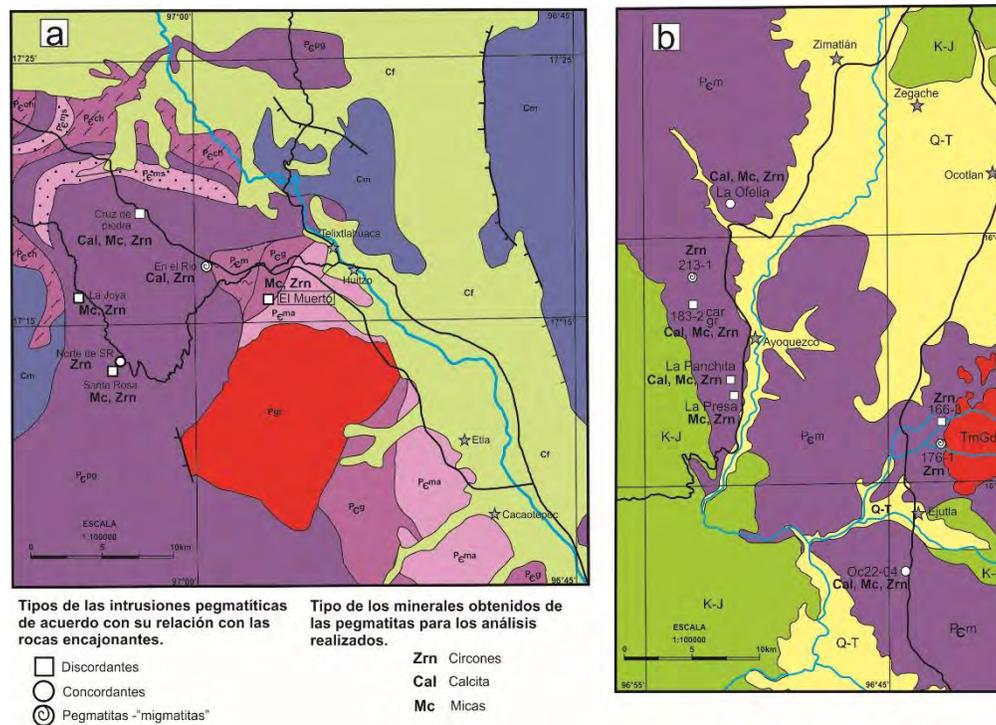


Figura 4.1 Mapas geológicas con ubicación de los cuerpos pegmatíticos estudiados con los tipos de los minerales extraídos para los análisis realizados durante presente trabajo. a) Zona Norte, b) Zona Central.

Elección del área geológica para el muestreo

El muestreo fue realizado en varios de los cuerpos pegmatíticos estudiados. Se seleccionaron las micas directamente a mano, cuando eran de tamaño centimétrico, o bien, cuando eran de tamaño milimétrico, se trituro la muestra, se tamizó y se separaron con el separador magnético Frantz.

Las pegmatitas de donde fueron obtenidas las muestras contenedoras de las micas para datación con el método K-Ar están marcadas en los mapas con los cuadrados y los círculos (Figura 4.1).

Equipo e instalaciones

La infraestructura para la datación K-Ar del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, UNAM cuenta con varios instrumentos que se detallan a continuación, así como los parámetros utilizados en el análisis (Tablas 4.1 y 4.2):

- a) Espectrómetro de masas de gases nobles Micromass MM1200B. Es un instrumento de campo magnético seleccionable mediante control Hall, un solo colector (multiplicador de electrones secundarios) y fuente de iones de tipo Nier.
- b) Línea de extracción de gases nobles conectada al espectrómetro MM1200B. Consta de un sistema láser infrarrojo de CO₂, de la marca New Wave, de 50W de potencia. El láser dispara a las muestras montadas en una cámara de vacío con una ventana de ZnSe o ZnS (materiales transparentes a la radiación del láser de ~10-11 μm). Las muestras están montadas en cada uno de los 58 agujeros de un portamuestras de cobre. La cámara está comunicada a una línea de acero inoxidable que tiene el sistema de introducción del trazador (*spike*) de ³⁸Ar y varias trampas para limpiar el gas. Se ha utilizado para las dataciones por K-Ar y U-Th-Sm-He en muestras de miligramo (Solé, 2009).
- c) Espectrómetro de masas de gases nobles MAP216. Es un instrumento de campo magnético seleccionable mediante control Hall, dos colectores (Faraday y multiplicador de electrones secundarios) que no se pueden usar simultáneamente y fuente de iones de tipo Baur-Signer, de alta sensibilidad y linealidad.
- d) Línea de extracción de gases nobles acoplada al espectrómetro MAP216. Consta de un sistema láser pulsado de ultravioleta (193 nm) de ArF que dispara a una

cámara de vacío con ventana de cuarzo o de zafiro (transparente a la radiación del láser) conectada a una línea de acero inoxidable con trampas para gases. Tiene también un espectrógrafo óptico Ocean Optics HR4000 para la medición del K in situ. Se ha utilizado para las dataciones puntuales K-Ar in situ in situ en muestras de microgramo (Solé, 2014).

Tabla 4.1
Instrumentación y condiciones para los análisis K-Ar clásicos

<i>Sistema láser de CO₂</i>	
Láser	New Wave MIR10-50
Longitud de onda	10.6 μm
Potencia	50 W
Duración del pulso	Láser continuo
Tamaño del haz	Regulable , de 1 a 3 mm
Ventana para la cámara de vacío	ZnS, con recubrimiento antireflectante para 10.6 nm, 56 mm de diámetro montado en una brida CF de alto vacío
Software de control	New Wave
<i>Espectrómetro de masas de gases nobles</i>	
Método de adquisición	MM1200B (Micomass-VG) peak switching controlado por sonda Hall
Detector	Multiplicador de electrones secundarios Balzers 218
Software control and acquisition	Solé (2009)
<i>Línea de extracción</i>	
Material	Construida en el laboratorio Acero inoxidable
Bombas de vacío	Iónica, turbomolecular y rotatoria
Trampas	Dedo frío (nitrógeno líquido), 2 getters de SAES

Tabla 4.2*Instrumentación y condiciones para los análisis K-Ar puntuales*

<i>Sistema láser de excímero</i>	Analyte.193 (Photon Machines)
Laser	ATLEX-300SI (ATL Lasertechnik GmbH)
Longitud de onda	193 nm (ArF)
Energía de salida (nominal)	12 mJ
Duración del pulso (nominal)	4 ns
Energía en la muestra	~ 1.2 mJ (círculo de 172 μm de diámetro, energía de 7.5 mJ)
Irradiancia en la muestra	~ 5.2 J cm^{-2}
Frecuencia de repetición	20-30 Hz
Número de pulsos por análisis	600
Tamaño del haz	Círculo, 172 μm
Ventana para la cámara de vacío	Zafiro, con recubrimiento antireflectante para 193 nm, 72 mm de diámetro montado en una brida CF de alto vacío
Software de control	Chromium (Photon Machines)
<i>Espectrómetro óptico</i>	HR-4000-CG-UV (Ocean Optics)
Longitud de onda medible (nominal)	200-1050 nm
Longitud de onda usada	350-900 nm
Método de adquisición	free run (muestreo continuo)
Tiempo de integración	1200 ms
Software de adquisición y control	Solé (2014)
<i>Espectrómetro de masas de gases nobles</i>	MAP216 (Mass Analyser Products)
Método de adquisición	peak switching controlado por sonda Hall
Detector	Multiplicador de electrones secundarios Johnston MM-1
Software control and acquisition	Solé (2014)
<i>Línea de extracción</i>	Construida en el laboratorio
Material	Acero inoxidable
Bombas de vacío	Iónica, turbomolecular y rotatoria
Trampas	Dedo frío (nitrógeno líquido), 2 getters de SAES

Tratamiento de los datos

Los análisis de K-Ar en muestras de miligramo se calculan por el método clásico de dilución isotópica con trazador. Para ello se requiere tener también la concentración de K. Para su determinación se utiliza fluorescencia de rayos X (FRX) en perla fundida, utilizando una dilución elevada para disminuir el efecto matriz y aumentar la exactitud (Solé y Enrique, 2001). En el caso de los análisis puntuales se utiliza un programa de medición que realiza los cálculos basándose en las ecuaciones descritas por Solé (2014).

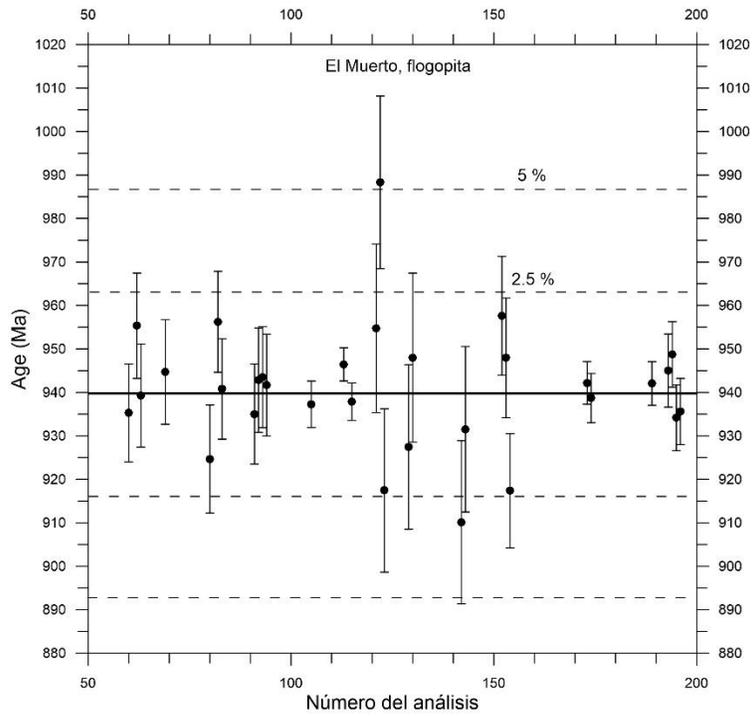


Figura 4.2 Resultados del análisis del material de referencia interno (flogopita de la pegmatita El Muerto) con una edad de K-Ar clásico de 940 Ma. Se indica la desviación de los análisis puntuales respecto la edad de referencia. Las barras de error corresponden a 1 desviación estándar.

4.1.2 Resultados

K-Ar clásico (convencional)

Los resultados de K-Ar clásico en miligramos de concentrado de mica (flogopita, biotita) se reportan en la Tabla 4.3. Puede observarse que los datos abarcan un rango amplio, entre 527 Ma y 937 Ma.

Tabla 4.3 Resultados de las dataciones K-Ar por el método clásico por dilución isotópica con trazador (spike).

Spike	Código	Muestra	Pegmatita	Min	%K	⁴⁰ Ar rad	% ⁴⁰ Ar rad	Edad (Ma)	± 1σ
<i>Zona Norte</i>									
1856	LGN-529	129-1	La Joya	Bt	8.04	1.692E-08	99.5	928	9
2041	LGN-529	129-1	La Joya	Flog	8.04	1.714E-08	99.4	937	10
1873	LGN-530	139-8	La Rosa	Bt	7.41	1.273E-08	99.5	789	8
<i>Zona Centro</i>									
1874	LGN-539	193-1	183-2car_1	Bt	8.32	1.711E-08	98.3	911	9
1875	LGN-540	193-3B	183-2car_2	Bt	8.55	1.616E-08	97.9	853	8
1861	LGN-531	193-3C	183-2car_2	Bt	8.53	1.748E-08	99.4	909	8
1866	LGN-536	213-2	183-2car_3	Bt	8.57	1.369E-08	97.6	744	8
1702	LGN-532	203-1	OC22-4AB_1	Ms	8.97	1.667E-08	99.7	841	9
1862	LGN-532	203-1	OC22-4AB_1	Bt	8.50	1.724E-08	99.4	902	8
1703	LGN-534	203-10	OC22-4AB_2	Ms	9.10	1.323E-08	98.9	688	7
1864	LGN-534	203-10	OC22-4AB_2	Bt	8.90	1.509E-08	99.3	781	7
1863	LGN-533	203-8	OC22-4AB_3	Bt	8.18	1.542E-08	99.7	851	8
1704	LGN-543	AYQ17-7	Gneiss	Bt	6.28	8.962E-09	97.2	678	7
1878	LGN-543	AYQ17-7	Gneiss	Bt	6.28	9.031E-09	98.1	682	7
1872	LGN-537	216-1B	La Ofelia	Bt	8.01	1.713E-08	99.5	940	9
1860	LGN-538	216-1C	La Ofelia	Bt	8.46	1.739E-08	96.1	911	9
1877	LGN-542	AYQ24P	La Panchita_2	Flog	8.29	1.736E-08	98.9	924	9
1876	LGN-541	AYQ27	La Presa	Bt	5.67	6.018E-09	93.6	527	6

K-Ar puntual (in situ)

La metodología puntual permite obtener edades K-Ar puntuales en cristales individuales. Se utilizaron varias de las micas que se dataron por el método clásico. Los resultados se presentan en la Tabla 4.4. Se observa que las edades se distribuyen entre 845 Ma y 946 Ma. En esta metodología los valores de ^{40}Ar y K están reportados en unidades arbitrarias. El factor J que se lista en la tabla es el que permite calcular la edad usando una ecuación idéntica a la del Ar-Ar, que es la siguiente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[J \frac{I_{40\text{Ar}^*}}{I_K} + 1 \right]$$

Donde $I_{40\text{Ar}^*}$ es la intensidad medida del ^{40}Ar e I_K es la intensidad medida del K, ambas listadas en la Tabla 4.4. J es la constante de conversión entre las diferentes unidades. Para el cálculo de la constante J se utilizó la flogopita de El Muerto, datada por K-Ar clásico en 940 ± 9 Ma. Los resultados del estándar se pueden ver en la [Figura 4.2](#)

Tabla 4.4 Resultados de los análisis puntuales por el método K-Ar puntual in situ. Todas las mediciones se realizaron disparando el láser 30 veces a 30Hz y repitiendo el proceso un determinado número de veces (columna “scans”). El diámetro del haz fue, en todos los casos, de 172 μm , para obtener suficiente argón para el análisis.

N	Muestra	Scans	K	sK	^{40}Ar	$\pm 1\sigma$	^{36}Ar	$\pm 1\sigma$	J	$\pm 1\sigma$	Edad	$\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}^*$
72	139-8	6	73529	403	112304	1034	88	28	0.3990	0.0060	858.5	10.9	100.0
71	139-8	6	75792	247	116404	1037	84	29	0.3990	0.0060	862.3	10.5	100.0
73	139-8	6	76267	506	119236	1037	111	29	0.3990	0.0060	874.6	11.4	100.0
76	129-1	6	72173	415	110909	1034	80	28	0.3990	0.0060	862.7	11.0	100.0
77	129-1	6	73376	438	115151	1036	98	29	0.3990	0.0060	877.2	11.2	100.0
78	129-1	6	73896	475	115980	1044	110	29	0.3990	0.0060	877.3	11.3	100.0
79	129-1	6	73520	404	116860	1041	76	29	0.3990	0.0060	886.1	11.2	100.0
165	193-3B	10	98855	362	151801	1828	-32	55	0.3890	0.0070	844.9	12.4	100.0
164	193-3B	10	96592	350	151233	1828	-10	55	0.3890	0.0070	858.1	12.5	100.0
163	193-3B	10	96490	140	151634	1828	-23	56	0.3890	0.0070	860.6	12.4	100.0
166	193-3B	10	94370	302	150378	1829	55	56	0.3890	0.0070	870.2	12.6	100.0
90	193-3C	10	108596	262	147175	472	42	24	0.4780	0.0072	901.0	10.8	100.0
66	193-3C	6	72186	659	117482	1041	45	29	0.3990	0.0060	902.8	12.5	100.0
65	193-3C	6	72186	695	118018	1037	65	28	0.3990	0.0060	906.0	12.7	100.0
64	193-3C	6	67290	637	111803	1036	43	29	0.3990	0.0060	917.5	12.8	100.0

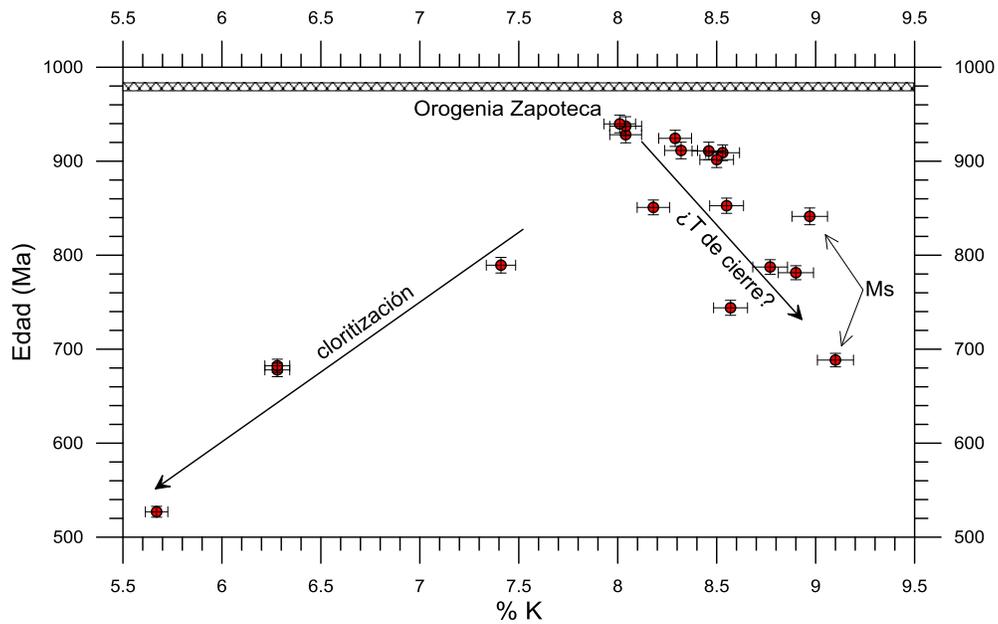
N	Muestra	Scans	K	sK	⁴⁰ Ar	±1□	³⁶ Ar	±1□	J	±1□	Edad	±1□	40Ar*
70	193-3C	6	70769	683	117649	1035	62	29	0.3990	0.0060	917.9	12.8	100.0
282	193-3C	10	83564	191	128827	293	27	18	0.4347	0.0039	925.3	6.7	100.0
161	216-1B	10	79085	495	130067	1828	-21	55	0.3890	0.0070	892.2	13.4	100.0
162	216-1B	10	76497	546	128248	1826	0	55	0.3890	0.0070	905.8	13.8	100.0
160	216-1B	10	78371	567	132574	1829	-5	56	0.3890	0.0070	912.2	13.9	100.0
158	216-1B	10	76506	589	129773	1828	2	55	0.3890	0.0070	914.2	14.0	100.0
155	216-1C	10	98217	334	164469	1829	-13	56	0.3890	0.0070	905.0	13.0	100.0
156	216-1C	10	102275	251	201351	1828	137	55	0.3890	0.0070	919.9	13.1	87.0
133	213-2	10	107824	833	178093	327	59	35	0.4030	0.0105	920.5	19.6	100.0
131	213-2	10	99038	225	165622	321	-10	34	0.4030	0.0105	929.4	19.0	100.0
179	193-1	10	60573	376	100865	370	25	24	0.4040	0.0020	928.1	5.8	100.0
87	193-1	10	101978	502	144681	467	54	24	0.4780	0.0072	934.0	11.5	100.0
86	193-1	10	101437	367	144214	469	13	24	0.4780	0.0072	935.5	11.3	100.0
178	193-1	10	58099	240	98618	376	53	24	0.4040	0.0020	942.1	4.8	100.0
182	193-1	10	65893	465	112036	374	-27	24	0.4040	0.0020	943.4	6.4	100.0
184	193-1	10	65178	389	111587	373	-21	23	0.4040	0.0020	948.4	5.8	100.0
180	193-1	10	59094	263	101310	371	22	24	0.4040	0.0020	949.4	4.9	100.0
177	193-1	10	59949	479	103239	373	52	24	0.4040	0.0020	952.8	7.0	100.0
175	193-1	11	64307	248	110939	374	141	24	0.4040	0.0020	954.1	4.7	100.0
176	193-1	10	58356	252	101692	377	57	23	0.4040	0.0020	961.6	4.9	100.0
88	193-1	10	102336	670	152586	469	54	24	0.4780	0.0072	970.7	12.3	100.0
183	193-1	10	62821	360	111801	376	-28	24	0.4040	0.0020	977.3	5.7	100.0
89	193-1	10	99369	602	152842	467	67	23	0.4780	0.0072	986.3	5.5	99.1
139	AYQ24P	10	96923	179	163493	311	46	34	0.4030	0.0105	935.7	19.0	100.0
145	AYQ24P	10	91752	434	158354	317	61	34	0.4030	0.0105	952.6	19.6	100.0
146	AYQ24P	10	89275	397	154143	315	61	33	0.4030	0.0105	952.9	19.5	100.0
144	AYQ24P	10	94947	524	165380	317	65	34	0.4030	0.0105	959.4	19.8	100.0
140	AYQ24P	10	96450	422	168447	315	80	34	0.4030	0.0105	961.4	19.7	100.0
141	AYQ24P	10	94992	416	168223	311	41	34	0.4030	0.0105	971.8	19.8	100.0
147	AYQ24P	10	84885	473	150862	318	28	34	0.4030	0.0105	974.4	20.0	100.0
126	La Joya	10	87950	385	151525	322	-53	34	0.4030	0.0105	951.3	19.5	100.0
124	La Joya	10	82649	395	142811	321	37	34	0.4030	0.0105	953.4	19.6	100.0
128	La Joya	10	87419	440	151832	316	6	34	0.4030	0.0105	957.2	19.7	100.0
127	La Joya	10	86688	430	152688	337	62	34	0.4030	0.0105	967.7	19.8	100.0

4.1.3 Discusión y conclusiones

El método de datación K-Ar clásico puede ser más confiable que el método de datación K-Ar puntual, por el momento, ya que la segunda técnica está todavía en un estado experimental. Las edades obtenidas con el método de K-Ar clásico son edades de enfriamiento postorogénico. El rango temporal cubierto por las edades relativas de las muestras estudiadas es muy grande. Si graficamos (Figura 4.3) la edad contra el contenido de potasio de los concentrados de mica, se puede observar dos correlaciones inversas muy interesantes. Para valores de K inferiores a 8% hay una correlación inequívocamente relacionada con la cloritización. A menor K (más cloritización), menor edad. De 8% de potasio hacia arriba (aprox. 9.1% K) hay una correlación negativa más difícil de explicar. No podemos justificar los valores altos de K con cloritización, a pesar de tener edades menores, pues la correlación sería la inversa. Si el potasio medido se corresponde bien al valor real de las micas, lo que parece razonable dado el alto grado de pureza del material, tenemos que pensar en un cambio de composición entre biotita y flogopita. La primera tiene un contenido teórico de 7.6% de potasio y la segunda de 9.3% en los términos extremos de la solución sólida. Entonces, los valores altos de K corresponderían a micas flogopíticas y los valores bajos, cerca del 8% de K, a micas de composición más biotítica. Esto puede indicar una diferencia en la temperatura de cierre de ambos minerales y consecuentemente de los términos intermedios de la solución sólida. La mica biotita tendría una T de cierre superior a la flogopita. Sin embargo, la bibliografía existente sobre esta correlación composición-T de cierre parece indicar lo contrario (McDougall y Harrison, 1999), una mayor T de cierre para la flogopita. Este asunto no parece quedar resuelto con los datos obtenidos. Otra hipótesis pudiera ser que algunas micas (incluyendo las dos moscovitas) hayan recrystalizado en una etapa tardía, siendo más perfectas composicionalmente (más K o más flogopíticas). No tenemos pruebas de este argumento para las biotitas, aunque esto pudiera ser cierto para las dos moscovitas.

Si nos atenemos a las edades puntuales y realizamos el mismo tipo de gráfico (Figura 4.4) obtenemos una correlación similar. Esto es un problema, pues como acabamos de mencionar la bibliografía dice justo lo contrario. No podemos resolver este enigma en esta tesis, se necesita más trabajo analítico para confirmar o descartar la hipótesis de una

correlación con la T de cierre de las micas estudiadas. Si nuestra conclusión fuera cierta,



sería un dato muy interesante para la geocronología en general.

Figura 4.3 Gráfica de las edades de K-Ar clásico de las micas estudiadas contra su concentración en K. Las barras de error corresponden a una desviación estándar.

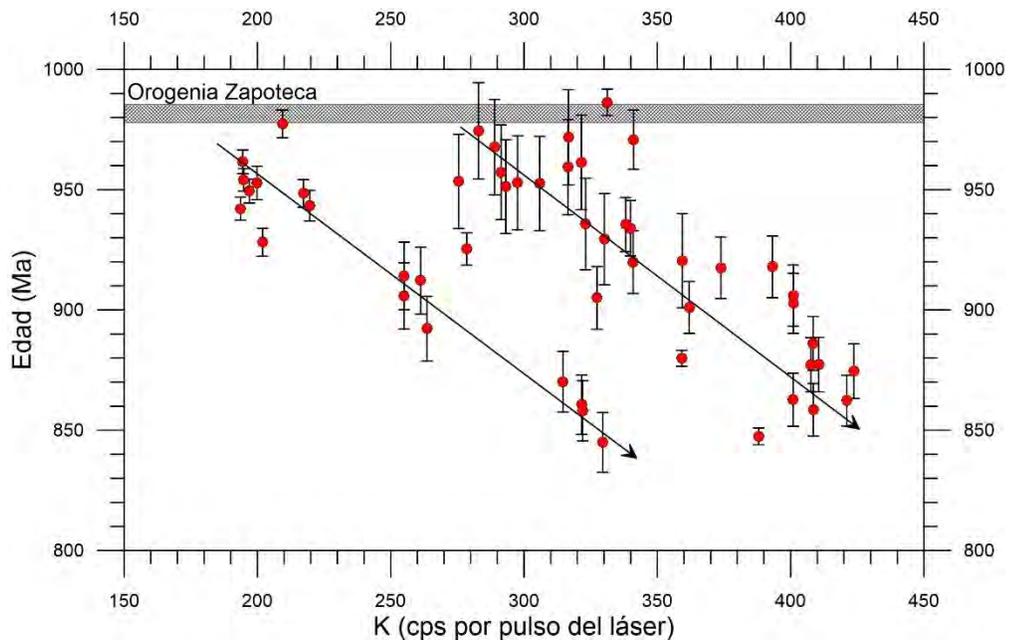


Figura 4.4 Gráfica de las edades de K-Ar puntual de las micas estudiadas contra su concentración en K. Las barras de error corresponden a una desviación estándar. Las dos correlaciones corresponden a dos "setup" diferentes del sistema de adquisición.

4.2 Geocronología de U-Pb en circones

4.2.1 Introducción

El método de datación U(Th)-Pb se basa en el decaimiento natural de los isótopos radioactivos ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th a los isótopos estables ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb , respectivamente. A pesar de que el U y el Th ocurren en muchos minerales, solamente algunos de estos son adecuados para la datación con este método (circón, monacita, apatito, titanita, granate, rutilo, perovskita, ilmenita, casiterita y calcita).

El mineral tiene que poseer unas ciertas características para poder ser datado con el método U(Th)-Pb: ser resistente al intercambio de los elementos U y Th, también a los hijos intermedios y finales de su decaimiento; tiene que contener concentraciones significativas de U y Th y posiblemente nulas de Pb al momento de su cristalización. La red cristalina de los circones, por ejemplo, admite U y Th y expulsa Pb durante su formación, por lo tanto, el circón contiene poco Pb al tiempo de su formación y altas relaciones de U/Pb y Th/Pb, lo que mejora su sensibilidad como geocronómetro. El circón es además un mineral accesorio muy común casi en todo tipo de rocas. A parte, los circones son minerales muy resistentes a la erosión mecánica y química y el sistema isotópico de U(Th)-Pb en ellos tiene una temperatura de cierre bastante alta, más de 800°C (Faure y Mensing, 2005). Por eso la datación con el método U-Pb en circón es uno de los mejores métodos para determinar las edades de las rocas que sufrieron metamorfismo de alto grado. En el caso del Complejo Oaxaqueño durante el pico de metamorfismo que ocurrió en facies granulítica (Mora et al., 1986), cristalizaron bordes metamórficos encima de los núcleos heredados de los circones. Uno de los objetivos del presente trabajo fue determinar y distinguir las edades del metamorfismo granulítico y de la cristalización pegmatítica, por lo tanto, usamos la técnica puntual de ablación láser acoplada con un espectrómetro de masas de plasma de Ar (LA-ICPMS por su acrónimo en inglés).

Esta técnica tiene algunas ventajas:

- es rápida (cada análisis se completa en aproximadamente 80 segundos);
- no necesita la disolución previa de los circones;

- no requiere gran cantidad de muestra: 100 circones, elegidos aleatoriamente de la roca ígnea, en los que se hacen 30-40 disparos con el láser para definir la edad de los eventos ígneos;
- ofrece la posibilidad de analizar simultáneamente un amplio rango de elementos químicos en los circones: Pb, Th, U, P, Ti, Y, Zr, y Tierras Raras, lo que se puede utilizar posteriormente para resolver problemas petrogenéticos en las pegmatitas.

Los fechamientos U-Pb en circones que se presentan en este trabajo se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, en Querétaro. La metodología empleada está detallada por Solari et al. (2010) y Solari y Tanner (2011). Analizamos 14 cuerpos pegmatíticos: La Panchita, 166-3, La Presa, 183-2, 176-1, 213-1, La Ofelia, OC22-4AB, Cruz de Piedra, El Muerto, En el Rio, La Joya, Norte de Santa Rosa (Norte de SR), Santa Rosa (**Figura 4.1**). De cada muestra obtuvimos desde 23 hasta 66 edades concordantes, en total fueron 523 análisis puntual.

Elección del área geológica para el muestreo

El muestreo fue realizado en todos los cuerpos pegmatíticos estudiados. Los lugares de muestreo dentro de los lentes pegmatíticos fueron elegidos según la presencia en los mismos de circones. El proceso de cristalización del lente pegmatítico ocurre desde los bordes hacia el centro. La última etapa es la formación del núcleo, y la penúltima la formación de la zona intermedia. Generalmente los circones se encuentran en estas zonas del cuerpo pegmatítico. Así, se trata de seguir la parte intermedia-central del lente pegmatítico, para conseguir las muestras más ricas en circones. Ya que las pegmatitas son rocas ricas en circones cuando no son estériles (London, 2008), entonces la cantidad de muestra recolectada en este tipo de roca fue ~ 5-7 kg.

Después del muestreo en el campo, se realizaron láminas delgadas de todas las muestras, preparadas para datación, y luego las mismas fueron examinadas con el objetivo de encontrar los circones. Este análisis nos indicó qué muestras son las que van a procesarse para datación posterior. Las pegmatitas de donde fueron obtenidas las muestras

contenedoras de los circones para datación con el método U-Pb están marcadas en los mapas con los cuadrados y los círculos.

Separación de los circones

La separación de los circones fue realizada según la metodología descrita en el “Manual de procedimientos para la técnica de separación de minerales”, redactada por Macías Romo (2003).

Las muestras fueron trituradas con una Prensa Hidráulica de 50 toneladas en el taller de molienda, Instituto de Geología, UNAM.

Por medio de los tamices el material molido fue separado en cuatro fracciones recomendadas:

< 105 μm (debajo de la malla 140)

102-210 μm (fracción entre las mallas 70 y 140)

210-500 μm (fracción entre las mallas 35 y 70)

> 500 μm (encima de la malla 35)

Por medio de las observaciones en el campo y de las láminas delgadas en microscopio óptico fue determinado que los circones de los gneises son de un largo de 70-100 μm y en las pegmatitas pueden variar desde 100-150 μm hasta varios cm. Por lo tanto, se decidió trabajar con todas las fracciones, excepto la más gruesa, para sacar la mayor cantidad de cristales de circón. De estas fracciones fueron extraídos los minerales pesados después de pasar por una etapa de separación por gravedad (mesa vibradora Wilfley que se encuentra en el Taller de Molienda del Instituto de Geología). Después, de estos concentrados de minerales pesados fueron separados los minerales ferromagnéticos y paramagnéticos con un separador isodinámico de tipo Frantz (modelo L-1) que se encuentra en el Laboratorio de Separación de Minerales, Instituto de Geología. Esta etapa se realiza en una serie de pasos con amperaje creciente en donde se procesa la muestra por completo cada vez. Las condiciones operativas del equipo fueron: inclinación lateral $\sim 10^\circ$, pendiente horizontal entre 15° a 18° , y los incrementos de amperaje incluyeron 0.05, 0.1, 0.25, 0.5, 1.0, 1.5 hasta 1.8 A. De este modo, se intenta eliminar primero los minerales subsecuentemente magnéticos para las varias corrientes y luego cualquier fracción de circones con magnetismo significativo, ya que es conocido que contienen más uranio y

tienden a producir resultados más discordantes que las fracciones menos magnéticas. Ya que los circones son diamagnéticos, se quedaron en la fracción de los minerales que no son atraíbles por fuerzas electromagnéticas (cuarzo, feldespato, apatito etc.).

Preparación del portamuestras

La etapa final de selección de circones se realiza directamente con la ayuda de un microscopio estereoscópico/binocular (Laboratorio de Separación de Minerales, Instituto de Geología, UNAM) así como su montaje en la cinta con pegamento de doble cara dentro de un área 1 pulgada (2.54 cm) de diámetro en unas filas ordenadas.

En el caso de los circones grandes, visibles a simple vista, fueron extraídos con martillo, sin aplicar técnicas de separación por gravedad o electromagnética, y fueron montados en la cinta con pegamento de doble cara directamente.

Para la técnica de LA-ICP-MS se necesita relativamente poco material: 100-150 granos de cada muestra para estudios detríticos, y un número inferior de cristales de circón para cada muestra de roca ígnea. Para tener resultados de datación representativos, los circones montados deben de ser de todas las morfologías, tamaños y colores que se presentan en la muestra (Solari et al., 2010).

Las muestras pegadas a la cinta fueron impregnadas con resina epóxica. Después de secarse se desbastaron utilizando papel abrasivo (#800 y #1500) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos de los circones y luego fueron pulidos con pasta de diamante de 6 μm y 1 μm (Solari et al., 2010) para obtener una superficie lo más homogénea posible.

Para el control analítico se sacaron imágenes de los circones por medio de un microscopio estereoscópico equipado con cátodoluminiscencia (CL). Se usó el Luminoscopio ELM-3R (se han usado los equipos del Centro de Geociencias y del Instituto de Geología, UNAM), conectado a una cámara digital.

Las imágenes sirvieron para caracterizar la zonación interna de los granos de los circones, así como las zonas de crecimiento (núcleos heredados y capas de crecimiento), lo que permitió ejercer mejor control sobre la selección de los puntos de disparo con láser para el análisis (e.g., Connelly, 2001; Corfu et al., 2003) y posteriormente ayudó en la interpretación de las edades obtenidas (Solari et al., 2010).

En total fueron impregnados 8 portamuestras con 13 muestras. Una muestra (AYQ25-7) de la roca pegmatítica fue preparada sin sacar los circones de la roca, se cortó un pedazo de la roca entera y se ha hecho una lámina delgada de tamaño 5x2.5x0.5 cm, y fue igualmente pulida como los otros montajes.

El láser tiene un portamuestras en el que caben 4 muestras redondas de un diámetro 2.54 cm y grosor 8 mm, o también muestras de forma rectangular (tamaño típico de una lámina delgada) o de forma irregular, pero el grosor debe de ser igual 8 mm. Antes de meter las muestras en la cámara del láser, los portamuestras y el testigo de la roca fueron lavados 15 minutos en baño con ultrasonido, luego limpiados con 1 mol/l de HNO₃ ultra puro para evitar cualquier impureza ajena que pudiera influir en la medición del Pb común.

Equipo e instalaciones

La infraestructura para fechamientos U-Pb con la que se cuenta en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias consiste de un sistema formado por un equipo Resolution Laser Ablation System (Resolution M50 de marca "Resonetics") compuesto por un láser ultravioleta de excímeros (LPXpro 220) tipo excímero de 193 nm de longitud de onda que emplea una mezcla de argón y flúor para generar el pulso, el cual dura 23 ns. Esta unidad incluye un sistema óptico equipado con lentes para trabajo a larga distancia, lo que permite una profundidad de foco de 50–200 μm y una distribución uniforme de energía en la superficie de la muestra. El láser funciona con una energía constante de salida de ~130 mJ, una demagnificación de 25x y está programado para perforar los cráteres con el fondo plano de una profundidad aproximada de 25 μm y un diámetro de 33 μm después de 150 pulsos con una frecuencia de repetición de 5 Hz (Tabla 4.5).

Tabla 4.5

Parámetros analíticos del sistema LA ICP MS para fechamientos U-Pb en circones (Solari et al., 2010).

Parámetros del ICP	
Potencia	1500 W
Flujo de Ar para enfriar	14 l·min ⁻¹
Flujo de Ar auxiliar	900 ml·min ⁻¹
Flujo de Ar de la muestra	720 ml·min ⁻¹
Flujo de He acarreador	600 ml·min ⁻¹
Flujo de N2 acarreador	2.7 ml·min ⁻¹

Parámetros de la estación de láser para trabajo en los circones	
Longitud de onda	193 nm
Duración del pulso	23 ns
Demagnificación	25 x
Diámetro de perforación	34 μm
Profundidad de perforación	25 μm
Energía del láser	130 mJ
Energía por área en la muestra	8 J·cm ⁻²
Frecuencia de repetición	5 Hz

Parámetros de adquisición en análisis de circón	
Pre-ablación	20 s
Ablación	30 s
Post-ablación	35 s
Masa total ablacionada	~0.1 μg

El láser se acopla a un espectrómetro de masas (ICP-MS) cuadrupolar, cuyo analizador fue configurado para la medición secuencial de ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U, ²⁹Si, ³¹P, ⁴⁹Ti, ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁶³Dy, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁷Hf. El isótopo ²⁰⁴Pb no fue medido porque su señal es tapada por impurezas de ²⁰⁴Hg en el gas de acarreo, limitando su capacidad para la corrección de Pb común por este método directo. Por consiguiente, la corrección de Pb común es evaluada utilizando la relación ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb y graficando todos los análisis en diagramas Tera-Wasserburg. Cuando la corrección es realmente necesaria se emplea el método algebraico de Andersen (2002).

El fraccionamiento entre los elementos Pb, U y Th fue controlado por medio del análisis de los fragmentos del cristal del circón estándar 91500 (Solari et al., 2010) que

tiene una edad conocida de 1062.6 ± 2.42 Ma. Este estándar fue analizado cada 5 medidas de las muestras desconocidas. La concentración de los elementos traza y Zr fue calculada midiendo al inicio y final de la corrida analítica el vidrio NIST SRM 612, de composición conocida.

El error sistemático (la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio) se reporta al nivel 2σ .

En promedio los errores analíticos para las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fueron 4.6%, 2.5% y 3.8%, respectivamente, a un nivel 2σ para edades de ~ 1 Ga.

La rutina analítica inicia con la medición del vidrio estándar, luego se hacen 5 análisis en el zircón estándar, enseguida 5 análisis en los zircones de la muestra (de edad desconocida), y después un análisis en el zircón estándar por cada 5 de la muestra. La sesión analítica de cada muestra termina con dos puntos de medición en el zircón estándar. El tiempo total de análisis es de ~ 85 segundos por punto analizado, que se dividen en 20 s de monitoreo de ruido de fondo (background), 30 s de ablación con el láser disparando y 35 s de lavado (washout) y reposicionamiento. Las condiciones operativas del sistema durante la sesión de medición, se presentan en la Tabla 4.5.

Tratamiento de los datos

Debido a que el trabajo analítico requiere de una precisa y sistemática reducción de los datos, cálculo de edades y concentraciones elementales de los zircones analizados, en el LEI se utiliza actualmente el software Iolite, consistente en una serie de instrucciones para la reducción de datos analíticos, el cálculo de edades y error, así como su propagación (Paton et al., 2010; 2011; Petrus and Kamber, 2012). Los archivos exportados de Iolite fueron procesados en una macro (“in house”) de Excel desarrollada en el LEI, la cual permite al operador ordenar automáticamente los datos y generar una tabla de datos lista para publicarse con las relaciones isotópicas y edades; las concentraciones de elementos traza y mayores medidas en los zircones analizados también se despliegan, para desde estos poder producir un diagrama de REE normalizado a condrita con los datos obtenidos. A los datos obtenidos se aplicaron los siguientes filtros:

- Filtro de discordancia: los resultados que tienen más de 10% y más de -5% de discordancia fueron eliminados.

- Filtro de tamaño de error analítico: si el error analítico de la edad obtenida (edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) es mayor al 5% (1SE), para edades > 30 Ma, o bien al 7% (1SE) para edades < 30 Ma, entonces ese análisis fue eliminado.

- Filtro para concentraciones anómalas de P, Ti, LREE como La, Pr, o bien concentraciones elevadas de U, generalmente > 2000 ppm, ya que estos factores podrían indicar la presencia de inclusiones, o bien la posible pérdida de Pb, función del daño de la red cristalina del zircón. Estas anomalías no producen la eliminación automática de los análisis, pero son factores que son considerados al momento de la interpretación.

- Las razones isotópicas fueron corregidas por el Pb común, la que se realizó empleando las ecuaciones de Andersen (2002), asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975). Esto es debido a la imposibilidad de medir de manera precisa el ^{204}Pb .

- Para los circones menores de 1.2 Ga las edades más precisas son de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y para los circones mayores de 1.2 Ga las edades más precisas son $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Pero también hay que tener en cuenta que los circones tienen más susceptibilidad a la pérdida de Pb con el aumento de edad (por la razón de un aumento del daño en la red cristalina durante el decaimiento radiactivo; metamictización) y es muy común para los circones precámbricos ser ligeramente discordantes. En este caso, para los circones discordantes es mejor usar la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, aunque es menos precisa, pero se encuentra más cerca de la edad real. En este trabajo, durante el procedimiento de análisis de los datos obtenidos, fueron usados estos criterios para elegir las edades mejores (Gehrels, 2012).

Jeffries et al. (2003) consideró que la edad del análisis individual puede ser válida para determinar la edad concordante de la roca intrusiva, cuando las razones de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ son iguales con pequeñas incertidumbres. Pero Gehrels (2012) propuso que la edad mejor para la roca debe de estar representada por un grupo de tres o más circones con edades similares de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. En este trabajo se usan los dos criterios. Se elige la edad si cumple una de estas dos condiciones.

Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia de Wetherill (1956, 1963) por medio del programa de *Isoplot*, versión 3.75 (Ludwig, 2012). Con este mismo

programa, se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de zircones contenidas en las muestras.

Los elementos traza (REE, Y y Hf) fueron analizados en todos los circones durante el análisis isotópico de U-Pb. Los patrones de tierras raras (REE) fueron normalizados a los valores de la condrita CI (McDonough y Sun, 1995).

Las anomalías de cerio y europio fueron calculadas de las concentraciones de las tierras raras medidas, usando las siguientes fórmulas: $Ce_{anomalía} = Ce/Ce^*$, donde Ce es la concentración normalizada a la condrita de Ce y Ce^* es la media geométrica de las concentraciones normalizadas a la condrita de La y Pr; $Eu_{anomalía} = Eu/Eu^*$, donde Eu es la concentración normalizada a la condrita de Eu y Eu^* es la media geométrica de las concentraciones normalizadas de Sm y Gd.

4.2.2 Resultados

La característica principal de los circones de las rocas del Complejo Oaxaqueño, por la cual estos se distinguen de las otras rocas, es su color morado o rojizo. Al mismo tiempo casi todos los circones estudiados están bastante fracturados y poseen relativamente baja luminiscencia, alta metamictización, la que es la consecuencia de su larga vida (la mayoría de los circones tienen edades cercanas a 1 Ga) y también concentraciones relativamente altas de U (Fedotova et al., 2008).

Casi todos los cristales de los circones estudiados de los cuerpos pegmatíticos tienen forma euhedral, lo que significa que cristalizaron en la primera etapa del enfriamiento del fundido pegmatítico.

Zona Central

La Panchita

Se analizaron fragmentos de circones tomados de los megacristales elongados de un tamaño mayor a 2 cm de largo, de aspecto prismático con las terminaciones bipiramidales y con caras bien determinadas, de color rosa a púrpura. Todos los circones observados en el campo estaban muy fracturados y parece que tienen dos tonos de color rosa: rosa fuerte/púrpura en los núcleos y de color rosa claro en el exterior. Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron que los circones son bastante luminiscentes y por su estructura interna son homogéneos (Figura 4.7a).

Fueron analizados 20 puntos y las edades obtenidas varían entre 955 y 1000 Ma, la edad promedio es de 981.4 ± 7.1 Ma (MSWD=2.2). La relación Th/U está en el rango 0.38–0.68, se pueden observar dos tipos de datos: en el rango 0.35-0.45 y 0.65-0.68, independientes de las edades de los circones (Figura 4.5a).

Los patrones de tierras raras (REE) son los más uniformes y homogéneos de todas las pegmatitas estudiadas. Las concentraciones de REE aumentan considerablemente desde La a Lu (Lu_N/La_N varía desde 802 a 51382 en promedio es 4829), con una anomalía bastante fuerte de Ce ($Ce/Ce^*_{prom}=41$) y menos pronunciada negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{prom}=0.45$) (más detalles en el capítulo de geoquímica de los circones). El

enriquecimiento de tierras raras pesadas (HREE) se expresa con valores de $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=32$ y el enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) se caracteriza por $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=44$.

166-3

Logramos analizar solamente unos fragmentos de los circones de esta pegmatita, porque están muy fracturados y durante el proceso de la molienda y separación se rompieron considerablemente. Se analizaron los circones de la fracción 500-212 μm .

Los circones de esta pegmatita son en su mayoría prismáticos con relación largo-ancho hasta de 5:1 y terminaciones bipiramidales, aunque también se presentan cristales redondeados y ovalados. El tamaño de los cristales de esta muestra varía de 100 a 500 μm de largo.

Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron que la mayoría de los circones estudiados tienen características internas homogéneas, aunque algunos poseen núcleos de luminiscencia relativamente alta y bordes (o sobrecrecimiento) de luminiscencia más baja o, en otras palabras, los núcleos claros y los bordes más oscuros. Las fracturas tienen una alta luminiscencia, posiblemente debido al relleno de material más joven (Figura 4.7b).

La muestra dio 29 edades aceptables en un rango de 909 a 971 Ma, con una edad promedio (mean age) de 938 ± 7.2 Ma (MSWD=4.5). La relación de Th/U varía entre 0.04 y 0.36 (Figura 4.5b).

La intensidad de enriquecimiento de las tierras raras de acuerdo con su número atómico se caracteriza por la relación de Lu_N/La_N , la que varía en esta muestra entre 57 y 18503 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=4236$), con anomalías de Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=20$) y Eu bastante pronunciadas ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.03$) y definidas. La parte de los patrones de tierras raras correspondiente a las HREE está bastante plana, lo que significa que los valores para las tierras raras pesadas se encuentran más o menos en el mismo rango: $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=1.8$. La intensidad de crecimiento de la concentración de las LREE se caracteriza por $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=593$.

Tabla 4.6

Las características principales de los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño: edades, relación de Th/U, valores promedio de relaciones Lu/La, Lu/Gd, Sm/La, Ce/Ce*, Eu/Eu*.

Pegmatita	Edad Ma		Th/U	Lu/La prom.	Lu/Gd prom.	Sm/La prom.	Ce/Ce* prom.	Eu/Eu* prom.	Grado de dispersión
Zona Central									
<i>La Panchita</i>	981.4±7.1		0.38-0.68	4829	32	44	41	0.45	1.6
<i>166-3</i>	938±7.2		0.04-0.36	4236	1.8	593	20	0.03	3.3
<i>La Presa (AYQ25-7)</i>	963±7		0.55-0.89	8027	18	138	44	0.2	2.2
<i>183-2gr</i>	969.8±4.6		0.46-0.95	3531	14	94	26	0.22	2.0
<i>176-1</i>	B	977±4.6	0.29-0.71	5238	15	146	10	0.15	
	N	1134-1156	0.08-0.47	11493	14	195	7	0.13	2.2
<i>213-1</i>	980.1±4.7		0.47-0.86	9391	17	147	28	0.23	1.3
<i>La Ofelia (266-4; 266-1)</i>	B	987±11	0.4-1.3	8358	23	102	51	0.26	1.3
	N	1192±14	0.2-1.9	22095	22	377	69	0.16	3.2
<i>OC22-4AB</i>	B	965-1069	0.08-0.23	12385	35	67	7	0.16	1.2
	N	1194±6	0.07-0.2	34720	36	183	7	0.12	2.6
Zona Norte									
<i>Cruz de Piedra (139-1; 139-5)</i>	987.7±2.9		0.01-0.49	16651	17	485	25	0.12	0.12
<i>El Muerto</i>	934±10		0.003-0.32	11191	63	36	78	0.1	0.1
<i>En el Río (149-2)</i>	B	985.2±9.4	0.34-0.79	3331	24	60	13	0.29	0.29
	N	1178±19	0.19-0.70	8442	24	127	31	0.20	0.20
<i>La Joya (129-4)</i>	1009±4.7		0.24-1.09	19509	23	365	34	0.25	0.25
<i>Norte de SR (310-10)</i>	B	956-996	0.5-1	1407	20	23	9	0.4	0.4
	N	1164±23	0.1-0.7	4758	28	32	15	0.2	0.2
<i>Santa Rosa (139-9)</i>	973.6±4.1		0.07-0.5	12300	15	320	20	0.16	0.16

La Presa (AYQ25-7)

Los cristales de los circones de esta pegmatita se hallan bastante fracturados, y no fue posible extraerlos de manera clásica de la roca, por eso fueron analizados en un pedazo de la roca bien pulido. Analizamos los cristales euhedrales de tamaño superior a 2 mm de largo con terminaciones bipiramidales y caras bien definidas, de color rosa a púrpura.

Bajo la luz de catodoluminiscencia los cristales son homogéneos: sin núcleos o capas bien definidas (Figura 4.7c).

Se analizaron 23 puntos, los cuales revelaron edades aceptables en un rango entre 931 y 1000 Ma con edad promedio (mean age) de 963 ± 7 Ma (MSWD=2.5). La relación Th/U está en el rango 0.55-0.89 (Figura 4.1c).

El ángulo de inclinación de los patrones de tierras raras se caracteriza por la relación de Lu_N/La_N que varía entre 380 y 37417 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=8027$), con anomalías de Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=44$) y Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.2$). El valor promedio de la relación $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}$ es 18 y la de $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}$ es 138 (Figura 4.5c).

183-2gr

Se analizaron los circones extraídos de la fracción 212-150 μm . Los cristales son euhedrales, prismáticos alargados con las terminaciones bipiramidales, de color rosado, los cuales están asociados espacialmente con óxidos de Fe. La catodoluminiscencia reveló que los circones tienen características internas heterogéneas de zoneamiento concéntrico (Figura 4.7d).

Los circones analizados dieron 32 edades concordantes en un rango entre 938 y 995 Ma, con la edad promedio (mean age) de 969.8 ± 4.6 Ma (MSWD=1.6). La relación Th/U varía de 0.46 a 0.95 (Figura 4.1d).

Los patrones de tierras raras (REE) normalizados a condrita (Figura 4.5d) se caracterizan por enriquecimiento de la LREE ($\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=94$) a HREE ($\text{Lu}_{N\text{prom}}/\text{Gd}_{N\text{prom}}=14$) con un valor de relación Lu_N/La_N que varía entre 899 y 15503 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=3531$), y por la intensidad de las anomalías del Ce: $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=26$ y del Eu: $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.22$.

176-1

Para el análisis de U-Pb fueron extraídos los circones de la fracción 212-150 μm , los cuales tienen forma euhedral, prismática alargada con las terminaciones bipiramidales, de color ligeramente rosado. Bajo la luz de cátodoluminiscencia son bastante homogéneos. Un par de cristales tienen pequeños núcleos de baja luminiscencia y bordes de relativamente alta luminiscencia, las fracturas presentan alta luminiscencia (Figura 4.7e).

Las edades obtenidas para los 23 puntos analizados en los bordes están en un rango entre 953 y 993 Ma, con una relación Th/U entre 0.29 y 0.71. La edad promedio para los bordes es de 977 ± 4.6 Ma (MSWD=0.89) (Figura 4.5e).

La relación $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$ de los patrones de tierras raras en general para los bordes de los circones varía entre 1410 y 13288 ($\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{Nprom}=5238$); para las tierras raras pesadas (HREE) el valor promedio de la relación $\text{Lu}_\text{N}/\text{Gd}_\text{Nprom}$ es 15, para tierras raras ligeras (LREE) el valor promedio de la relación $\text{Sm}_\text{N}/\text{La}_\text{Nprom}$ es 146. La anomalía de Ce se caracteriza por $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=10$, de Eu por $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.15$.

Además, dos puntos proporcionaron edades de los núcleos (1134 y 1156 Ma) y relación de Th/U (0.08 y 0.47). En promedio parece que los núcleos tienen patrones de tierras raras más inclinados que los bordes. Los valores de $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$ de los núcleos son 17390 y 5597. Los núcleos de los circones analizados están ligeramente enriquecidos en tierras raras pesadas, comparando con los bordes (Figura 4.5e); $\text{Lu}_\text{N}/\text{Gd}_\text{Nprom}=14$, $\text{Sm}_\text{N}/\text{La}_\text{Nprom}=195$, $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=7$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.13$.

213-1

Los circones de esta muestra fueron extraídos de la fracción 212-150 μm . Los cristales tienen forma irregular subhedral, son prismáticos y alargados con las terminaciones bipiramidales de color rosa y están asociados espacialmente con la hornblenda y los óxidos de Fe. Bajo la luz de cátodoluminiscencia los circones estudiados son bastante luminiscentes, en unos pocos cristales se pueden observar núcleos y bordes, pero en su mayoría casi todos son bastante homogéneos (Figura 4.7f).

Analizamos 32 cristales, los cuales manifestaron un rango de edades entre 927 y 1035 Ma. La relación de Th/U varía entre 0.47 y 0.86 y la edad promedio (mean age) es de 980.1 ± 4.7 Ma (MSWD=0.98) (Figura 4.5f).

El contenido de tierras raras es bastante homogéneo en todos los cristales analizados, los valores de Lu_N/La_N varían entre 1637 y 118331 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=9391$); $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=17$; $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=147$; $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=28$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.23$.

La Ofelia (266-4, 266-1)

Encontramos circones en la zona externa del cuerpo pegmatítico y, a pesar de los sobrecrecimientos metamórficos, parece que los cristales se formaron en la primera etapa de cristalización pegmatítica. El color de los cristales varía desde color rosa hasta púrpura. Analizamos los circones de dos fracciones: 710-500 y 500-212 μm , todos tienen forma anhedral y son redondeados o tienen forma subhedral y son prismáticos alargados con terminaciones bipiramidales. Todos los cristales estaban bastante fracturados. Bajo la luz de catodoluminiscencia se revelaron núcleos heterogéneos, los que tienen relativamente alta luminiscencia en comparación con los bordes, que tienen luminiscencia más baja (Figura 4.7g).

Analizamos 15 puntos de los bordes, que dieron un rango de edades de 954 a 1018 Ma, con edad promedio (mean age) de 987 ± 11 Ma (MSWD=4.5) y 44 puntos de los núcleos heredados con variación de edades entre 1113 y 1307 Ma, y edad promedio de 1192 ± 14 Ma (MSWD=0.9). La relación Th/U para los bordes varía entre 0.4 y 1.3 y en los núcleos entre 0.2 y 1.9, y no depende de la edad (Figura 4.5g).

El valor absoluto (total) de las tierras raras en los bordes es menor que en los núcleos. La inclinación (Lu_N/La_N) de los patrones de tierras raras para los bordes de los circones varía entre 1169 y 42330, ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=8358$); $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=23$; $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=102$; $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=51$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.26$. Para los núcleos los valores de Lu_N/La_N son mayores que los mismos de los bordes y varían entre 2523 y 133837 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=22095$); $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=22$; $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=377$; $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=69$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.16$.

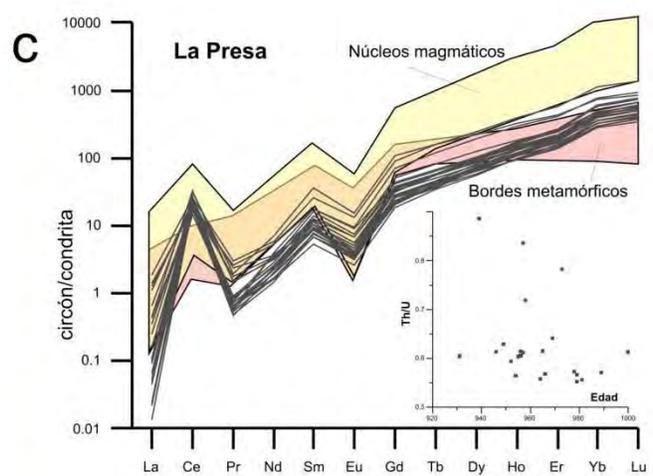
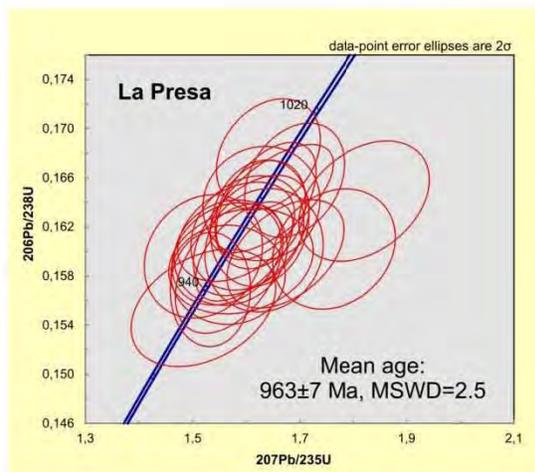
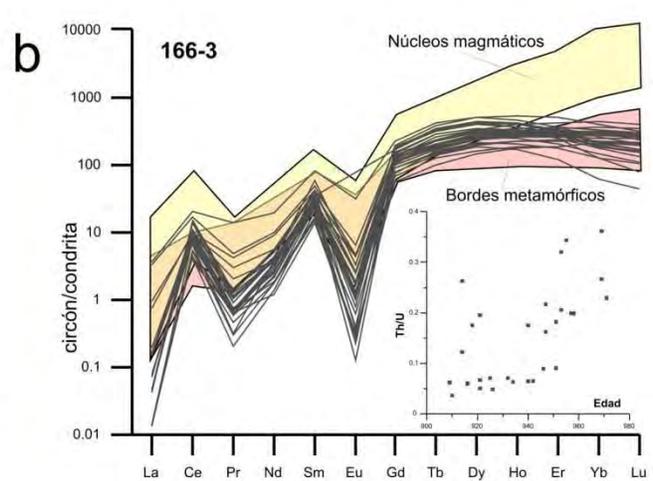
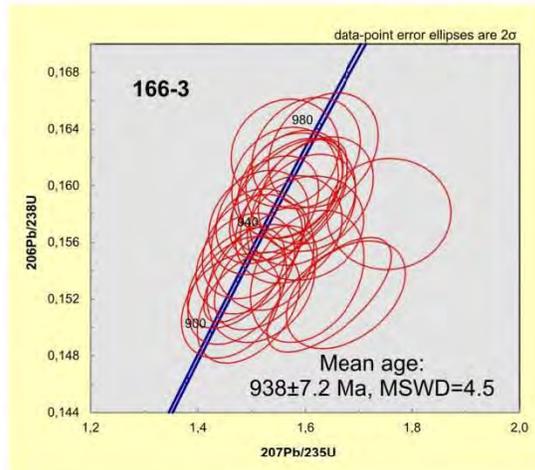
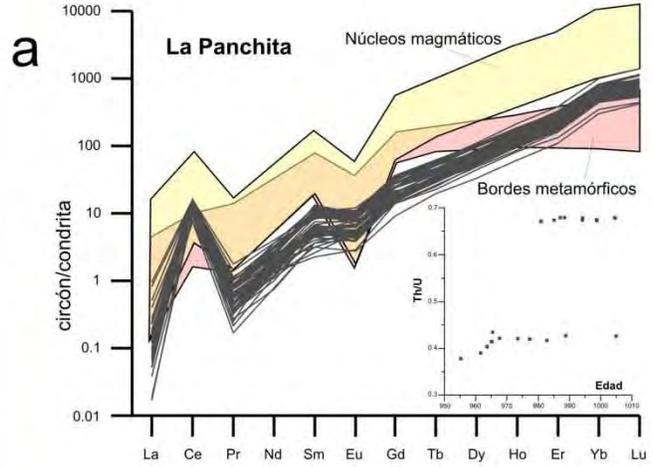
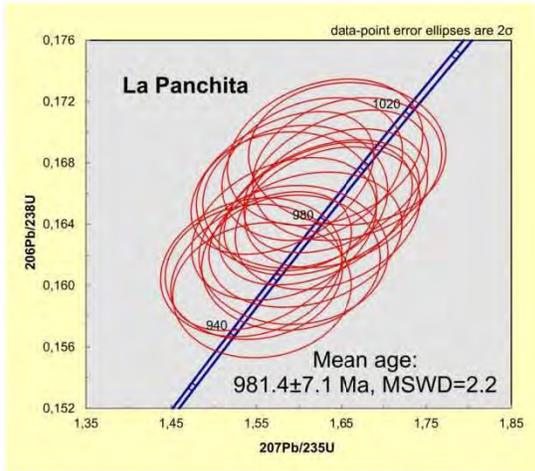
OC22-4AB

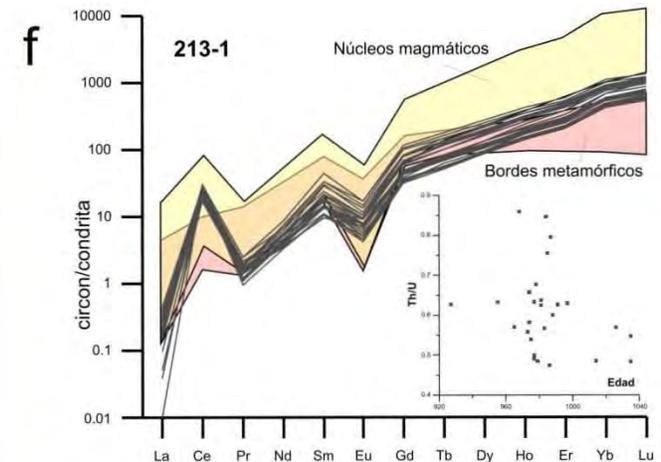
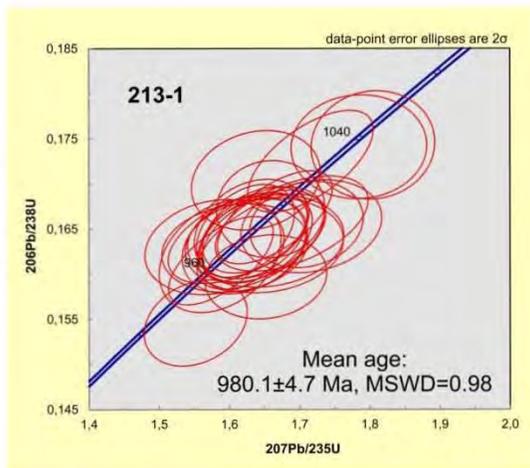
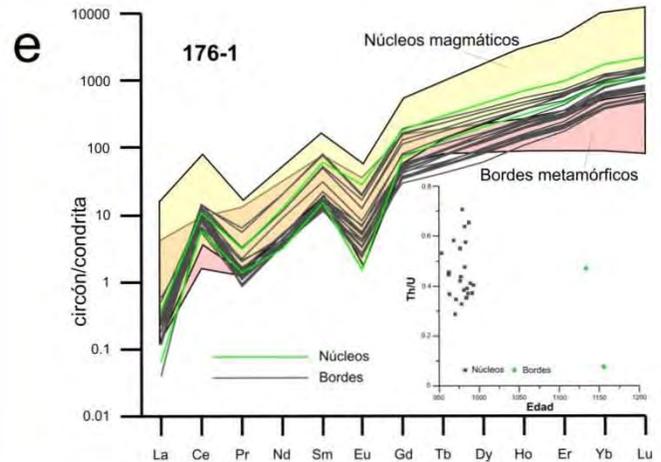
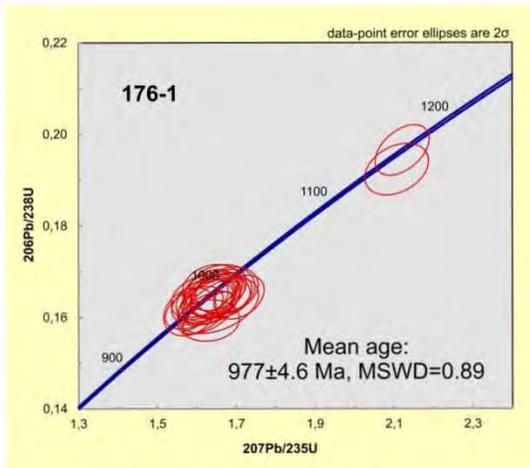
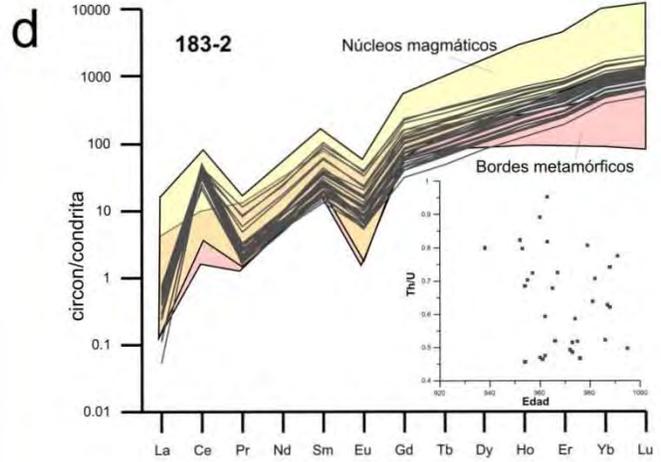
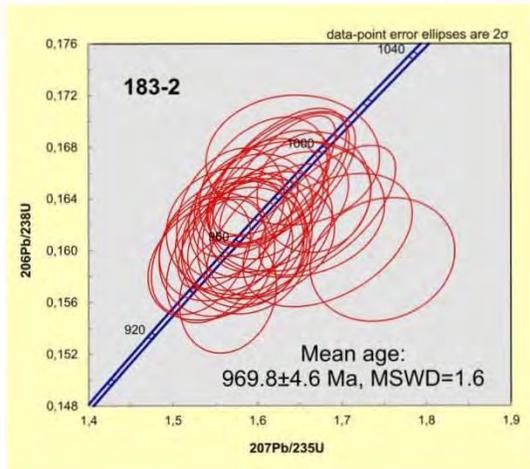
Estudiamos los circones extraídos de la zona central de la lente pegmatítica de la fracción 212-500 μm . Por su morfología son euhedrales, tienen diferentes formas, desde prismática ligeramente elongadas con las terminaciones bipiramidales, hasta ovalados o de

forma sub-esférica (llamados *“soccerball”*), todos estos tipos tienen las caras bien definidas y son de color rojo-oscuro a púrpura. Las imágenes de catodoluminiscencia revelaron que los circones analizados son poco luminiscentes; y sus bordes son ligeramente más luminiscentes que los núcleos (los cuales son casi negros), las fracturas son más luminiscentes que los bordes y los núcleos (Figura 4.7h).

Los 39 puntos analizados dieron edades de los núcleos que varían entre 988 y 1267 Ma, con edad promedio (mean age) de 1194 ± 6 Ma (MSWD=1.4). La relación Th/U de los núcleos está en el rango de 0.07 a 0.2. Los bordes nos dieron 6 edades en el rango 965-1069 Ma, la edad promedio no se pudo determinar, la relación de Th/U varía entre 0.08 y 0.23. Los bordes y los núcleos tienen valores de la relación Th/U parecida, o en otras palabras independiente de la edad (Figura 4.5h).

Los bordes de los circones están más empobrecidos por su valor absoluto en tierras raras que los núcleos. Los valores de la relación Lu_N/La_N de los bordes varía entre 3956 y 35303, ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=12385$), en los núcleos está un poco más elevada y varía entre 1493 y 229229 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=34720$). Las anomalías de Ce de las capas y núcleos son iguales $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=7$, y de Eu son bastante parecidas: $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}$ es 0.16 y 0.12 respectivamente. Los valores que caracterizan el enriquecimiento de las tierras raras pesadas (HREE) y ligeras (LREE) con su aumento del número atómico, para los bordes son $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=35$, $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=67$ y núcleos son $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=36$, $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=183$.





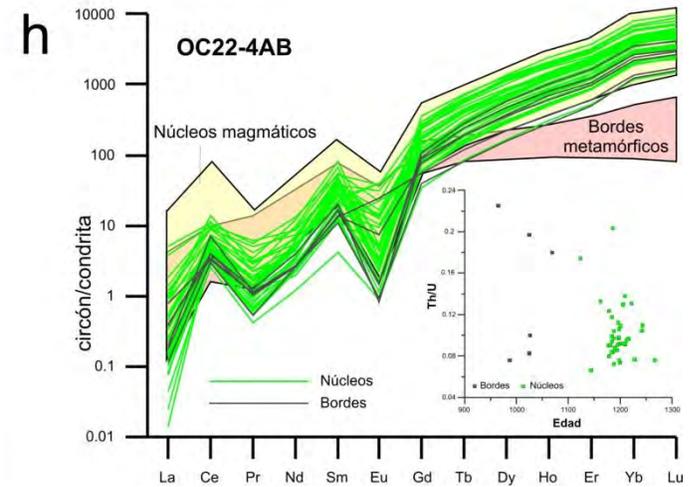
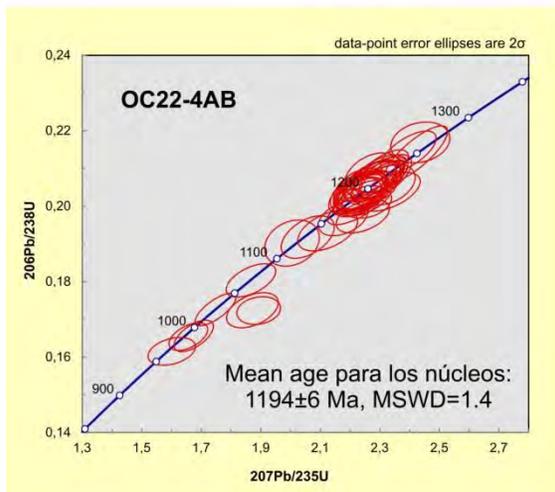
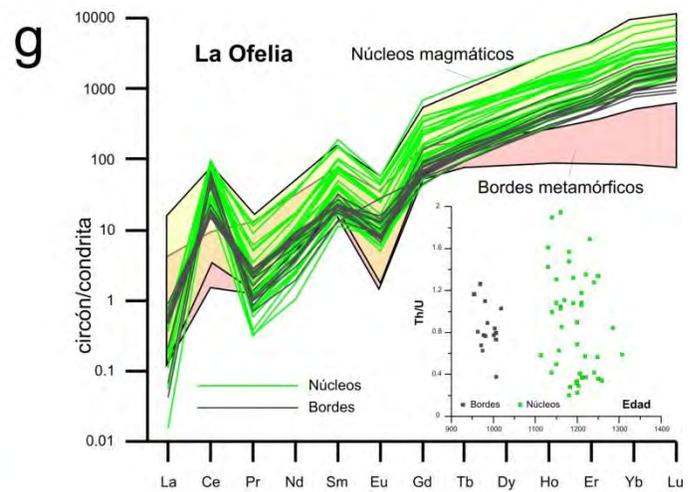
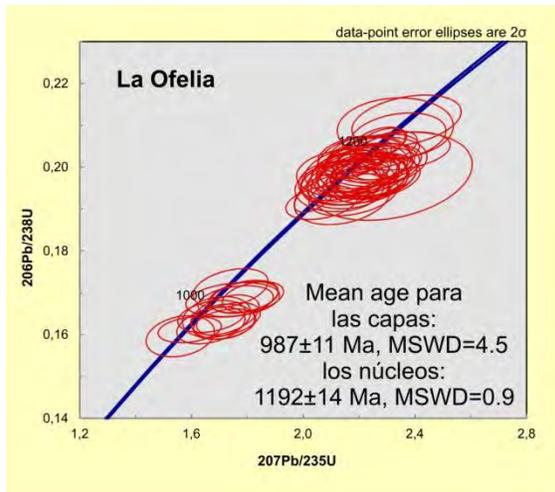


Figura 4.5 A la izquierda: diagramas de concordia de U-Pb, con la edad promedio calculada para los circones extraídos de las pegmatitas ubicadas en la Zona Central del Complejo Oaxaqueño. A la derecha: patrón de tierras raras, normalizado a condrita y diagrama de la relación Th/U versus Edad (Ma) para los mismos circones analizados de la Zona Central del Complejo Oaxaqueño.

Zona Norte

Cruz de Piedra (139-1, 139-5)

Esta muestra tiene circones considerablemente largos, la relación largo-ancho es más de 8:1, casi todos los cristales se rompieron durante la etapa de separación y montaje. Morfológicamente los cristales son euhedrales y tienen terminaciones bipiramidales, en el corte basal (perpendicular a lo largo del cristal) tienen forma de cuadrado perfecto. Analizamos los circones de dos fracciones: 710- 500 μm y 500-212 μm . Por su geometría hay de dos tipos: prismáticos alargados y de forma ovalada/redondeada. Todos los cristales tienen baja luminiscencia. Las imágenes de cátodoluminiscencia revelaron núcleos de baja luminiscencia (más oscuros), los bordes de relativamente alta luminiscencia (menos oscuros) y las fracturas las más luminiscentes que los mismos bordes y núcleos (Figura 4.7i).

Los 66 granos de los circones produjeron las edades concordantes en un rango de 964 a 1011 Ma, la relación de Th/U entre 0.01 y 0.49 y la edad promedio de 987.7 ± 2.9 Ma (MSWD=7.5) (Figura 4.6a).

El comportamiento geoquímico de las tierras raras en los circones se puede caracterizar como bastante disperso (Figura 4.2a) en comparación con las pegmatitas de la Zona Sur. Se caracteriza también por los valores de la relación La_N/Lu_N que varía en el rango de 88 a 76206, ($\text{La}_N/\text{Lu}_{N\text{prom}}=16651$), $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}=17$ y $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=485$. Las anomalías de Ce y Eu están bien pronunciadas: $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=25$; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.12$.

El Muerto

La forma de los circones de la pegmatita El Muerto es euhedral y subhedral y su tamaño varía de fino (incluidos en cuarzo) en la zona exterior a grueso (varios centímetros) en la zona interior del cuerpo pegmatítico. Hemos analizado un perfil de los puntos ubicados a lo ancho de dos cristales de 6 mm de largo. Bajo la luz de cátodoluminiscencia los circones estudiados son totalmente negros con las grietas de color rojo (Figura 4.7j). Un cristal tiene una inclusión de apatito de color amarillo (no está en la fotografía).

En el laboratorio se realizaron 35 análisis y se obtuvieron 30 edades aceptables en un rango de 883 a 989 Ma, con una edad promedio de 934 ± 10 Ma (MSWD=13). El valor de dispersión de los datos es bastante alto, probablemente por los contenidos de uranio

altos, y como consecuencia los daños de radiación a la red cristalina. La relación de Th/U varía entre 0.003 y 0.32 (Figura 4.6b).

De los 35 puntos analizados 5 dieron patrones de tierras raras diferentes (Figura 4.2b) al resto de los circones. Este tipo de patrones normalizados a condrita están enriquecidos en el mismo grado en La y Lu, y se caracterizan por el valor de Lu_N/La_N que está en el rango 1.8-27 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=7.4$), sin anomalía de Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=1.1$) y anomalía bien pronunciada de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.2$). El valor de $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}$ es 0.2 y de $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}$ es 26.

Para el resto de los puntos analizados las tierras raras tienen un comportamiento típico para los circones, enriquecimiento de HREE comparando con LREE, con la anomalía positiva de Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=78$) y negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.1$), los valores de la relación de Lu_N/La_N varía entre 535 y 50868 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=11191$), $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}$ es igual a 63 y $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}$ es 36.

En el Rio (149-2)

Para el análisis de U-Pb usamos los circones de la fracción 212-500 μm . Los cristales son bastante fracturados, alargados con las terminaciones bipiramidales, tienen la relación largo-ancho 3:1 a 4:1, algunos cristales son redondeados. La cátodoluminiscencia reveló que los núcleos son bastante heterogéneos, y los bordes tienen la luminiscencia relativamente más alta que los núcleos (Figura 4.7k).

El análisis de las capas nos dio 14 edades concordantes que varían entre 965 y 1052 Ma, con edad promedio (mean age) de 985.2 ± 9.4 Ma (MSWD=4.5) y la relación de Th/U 0.34-0.79. También logramos analizar 14 núcleos heredados, los que aportaron las edades entre 1147 y 1235 Ma, con edad promedio de 1178 ± 19 Ma (MSWD=0.42). La relación de Th/U ligeramente es menor que la misma de los bordes 0.19 y 0.70 (Figura 4.6c).

El contenido de tierras raras de los bordes es ligeramente menor que de los núcleos heredados. Los valores de la relación Lu_N/La_N para los bordes varían entre 783 y 21331 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=3331$), para los núcleos Lu_N/La_N varía entre 386 y 17821. El valor promedio de $\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}$ de los núcleos es mayor que el de los bordes y es igual a 8442. El valor promedio de la relación $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}$ para los bordes y los núcleos es igual a 24. La parte de patrones que corresponde a las tierras raras ligeras (LREE) de los núcleos está más

inclinada ($\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=127$) que la de los bordes ($\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=60$). La intensidad de las anomalías de Eu para los bordes y núcleos es parecido, el valor de $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}$ es 0.29 y 0.20 respectivamente. La anomalía de Ce en los núcleos es más grande ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=31$) que en los bordes ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=13$).

La Joya (129-4)

Los circones de esta pegmatita están bastante fracturados, los cristales son euhedrales y prismáticos alargados, hay también cristales redondeados, la relación largo-ancho varía desde 1:1 hasta 3:1. Analizamos los circones de la fracción 710-500 μm . Bajo la luz de catodoluminiscencia son heterogéneos y tienen baja luminiscencia (Figura 4.71).

Los 38 análisis dieron edades aceptables en un rango de 989 a 1040 Ma y relación de Th/U entre 0.24 y 1.09, la edad promedio (mean age) es de 1009 ± 5 Ma (MSWD=10.7) (Figura 4.6d).

De los circones de la pegmatita La Joya separamos las edades en dos grupos: a) un clúster de 26 edades en el rango 974–1011 Ma, en este grupo la edad promedio (mean age) se calculó bastante bien como 999 ± 3 Ma (MSWD=1.7); b) el otro grupo de 14 edades en el rango 1014–1040 Ma, pero a este grupo lo consideramos problemático, no está claro si se trata de errores analíticos o problemas geológicos no identificados. Si calculamos la edad promedio de todas las edades en conjunto, el resultado es un poco mayor al de la Orogenia Zapoteca. La edad promedio del primer grupo entra en el rango de las edades de la Orogenia Zapoteca. Por lo cual consideramos errónea la edad calculada para todo el conjunto. La Joya tiene la edad un poco más vieja que la Orogenia Zapoteca 1004-978 Ma (Solarí 2003), pero consideramos que la edad calculada debe ser errónea, probablemente se ubica en la Orogenia Zapoteca. En este caso, las edades más jóvenes nos indican que estaría en el rango de 977 ± 5 a 988 ± 3 Ma.

A pesar de ello, las tierras raras son bastante homogéneas en todos los cristales analizados, por eso discutimos las concentraciones de las tierras raras de los dos grupos en conjunto. El contenido de tierras raras de los puntos analizados está bastante disperso, pero la forma del patrón se conserva. La intensidad de la inclinación de los patrones se caracteriza por el valor de Lu_N/La_N que varía desde 96 hasta 120205 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=19509$). Como se puede observar en la Figura 4.6d la intensidad de las anomalías de Ce y Eu se

conserva en la mayoría de los patrones ($Ce/Ce^*_{prom}=34$; $Eu/Eu^*_{prom}=0.25$). El valor de Lu_N/Gd_{Nprom} es 23, de Sm_N/La_{Nprom} es 365.

Al Norte de Santa Rosa (310-10)

Los cristales de los circones son euhedrales y tienen forma prismática con terminaciones bipiramidales redondeadas, con relación largo-ancho 2:1 a 3:1, hay cristales totalmente redondos, llamados “soccerball”. En su mayoría los circones están completos pero bastante fracturados. Los circones se encontraron en la fracción 212-500 μm . La luz de catodoluminiscencia nos reveló los núcleos heterogéneos y los bordes de crecimiento concéntrico/oscilatorio (Figura 4.7m).

La muestra entregó 32 edades concordantes de los núcleos en un rango de edades entre 1050 y 1290 Ma y la relación de Th/U entre 0.1 y 0.7. La edad promedio para los núcleos heredados es de 1164 ± 23 Ma (MSWD=1.3). También fueron obtenidas 4 edades de los bordes que varían entre 956 y 996 Ma, pero cuya edad promedio no se pudo calcular; la relación de Th/U está en un rango de 0.5 a 1. En esta muestra la relación Th/U si depende de la edad, los bordes están más enriquecidas en Th que los núcleos (Figura 4.6e).

Los circones de la muestra al Norte de Santa Rosa tienen la intensidad de las anomalías de Ce y Eu muy variable: Ce/Ce^* y Eu/Eu^* tienen rango de 2.6 a 45 y de 0.02 a 1.2 respectivamente. Incluso hay patrones los que tienen la anomalía de Eu ligeramente positiva ($Eu/Eu^*=1.2$). Los bordes tienen valor promedio de $Ce/Ce^*_{prom}=9$ y de $Eu/Eu^*_{prom}=0.4$; los núcleos $Ce/Ce^*_{prom}=15$; $Eu/Eu^*_{prom}=0.2$.

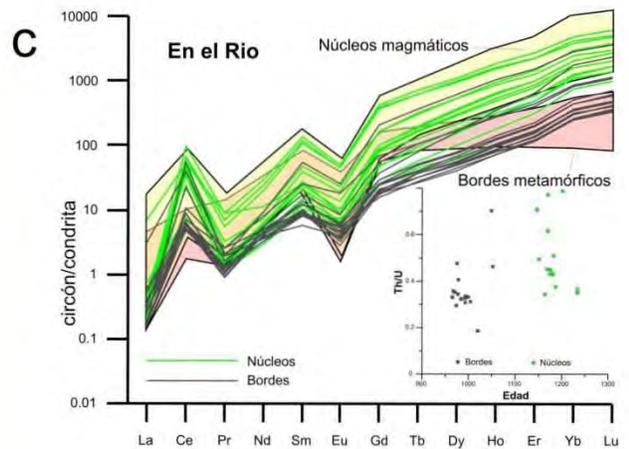
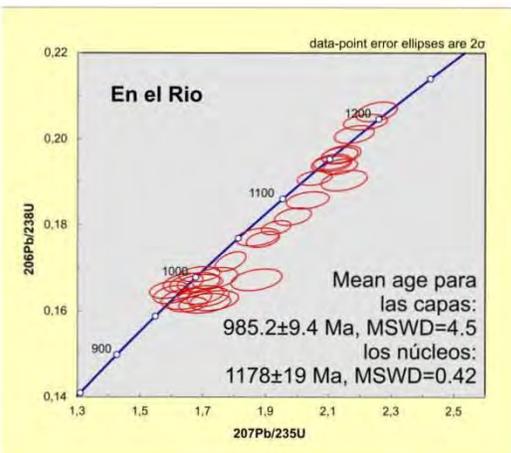
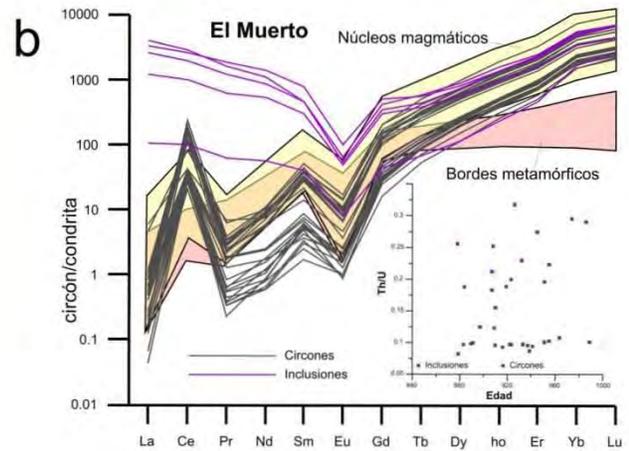
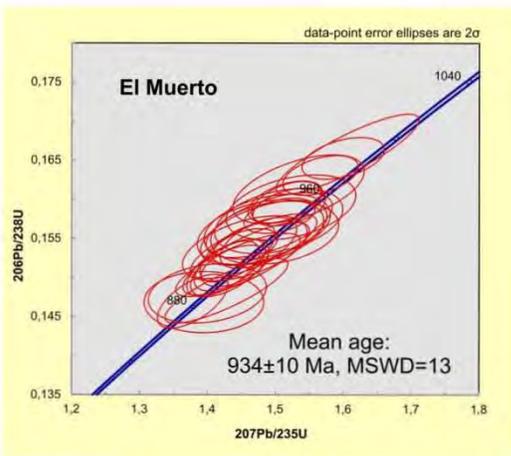
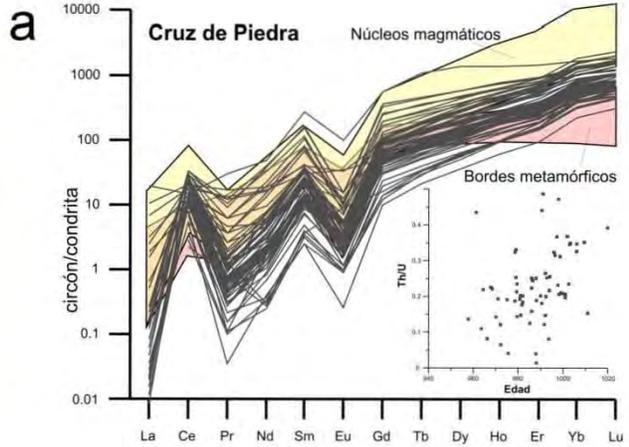
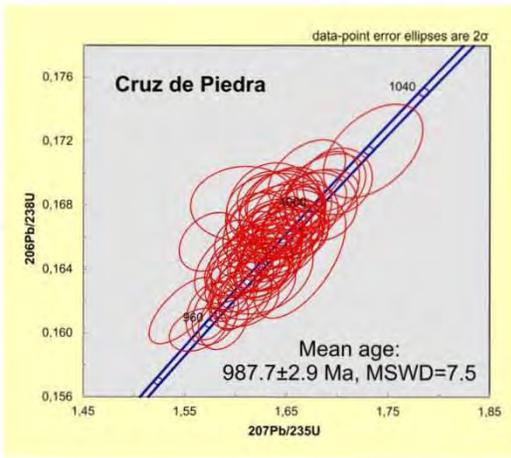
Los bordes tienen valores de HREE un poco menores que los núcleos. La relación de Lu_N/La_N de los bordes varía entre 870 y 1944 ($Lu_N/La_{Nprom}=1407$), de los núcleos entre 1062 y 14136 ($Lu_N/La_{Nprom}=4758$). Para los bordes Lu_N/Gd_{Nprom} es 20, Sm_N/La_{Nprom} es 23; para los núcleos Lu_N/Gd_{Nprom} es 28, Sm_N/La_{Nprom} es 32.

Santa Rosa (139-9)

En esta pegmatita hay pocos circones. Logramos analizar solamente fragmentos de diferentes tamaños desde 500 μm hasta 100 μm . En su mayoría son casi negros bajo la luz de catodoluminiscencia, son homogéneos, no tienen ni bordes, ni núcleos, y se alcanza a ver que tienen unas zonas con luminiscencia alta (Figura 4.7n).

En total durante el análisis de U-Pb obtuvimos 29 edades aceptables en un rango de 945 a 987 Ma, con edad promedio de 974 ± 4 Ma (MSWD=2.9) y la relación de Th/U desde 0.07 hasta 0.5 (Figura 4.6f).

El valor de la relación entre los elementos Lu y La normalizados a condrita varía en un rango de 410 a 85543 ($\text{Lu}_N/\text{La}_{N\text{prom}}=12300$), $\text{Lu}_N/\text{Gd}_{N\text{prom}}$ es 15 y $\text{Sm}_N/\text{La}_{N\text{prom}}$ es 320. Los patrones tienen las anomalías de Ce y Eu bien pronunciadas que se caracterizan por $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{prom}}=20$ y $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{prom}}=0.16$.



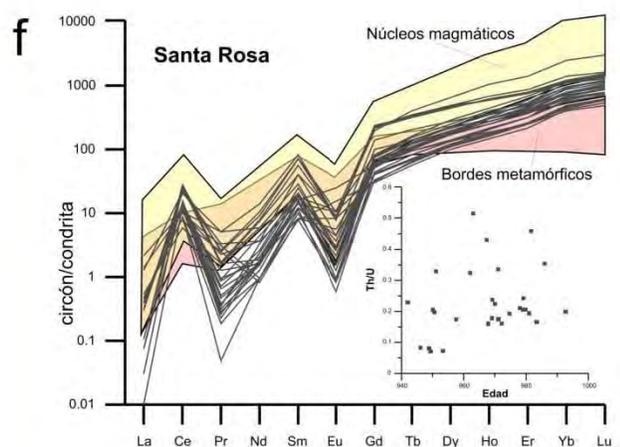
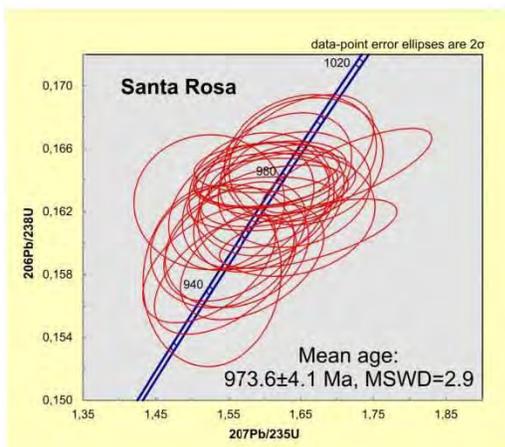
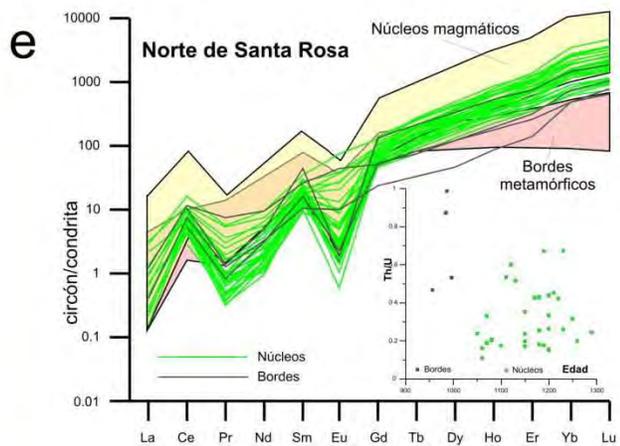
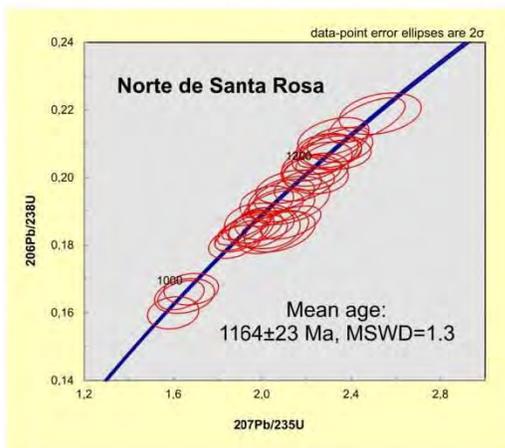
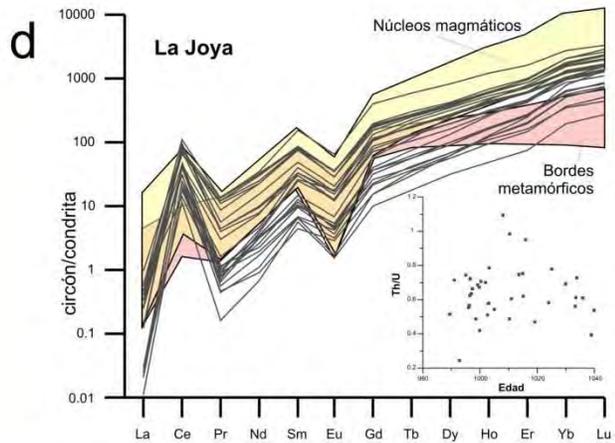
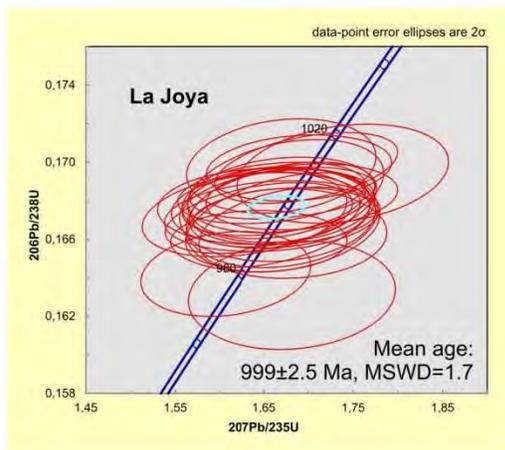
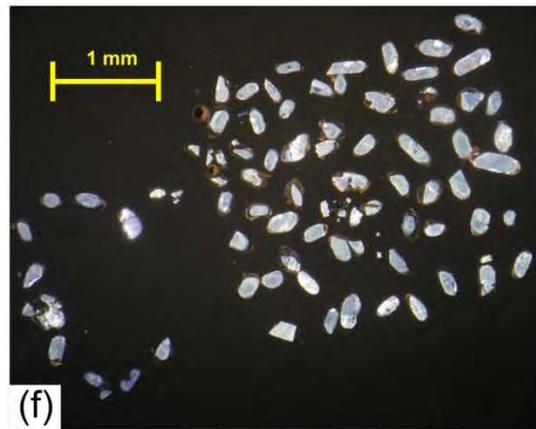
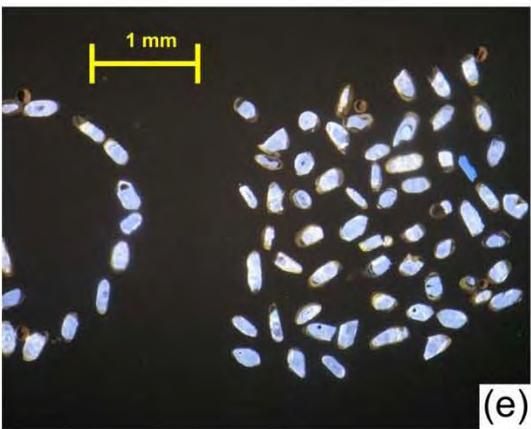
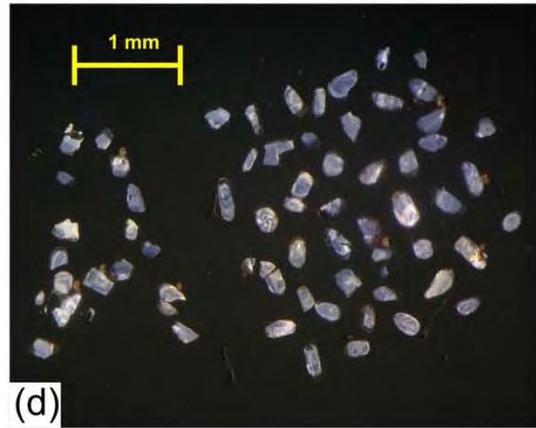
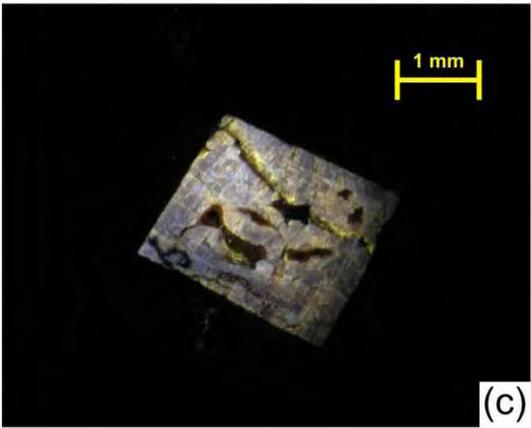
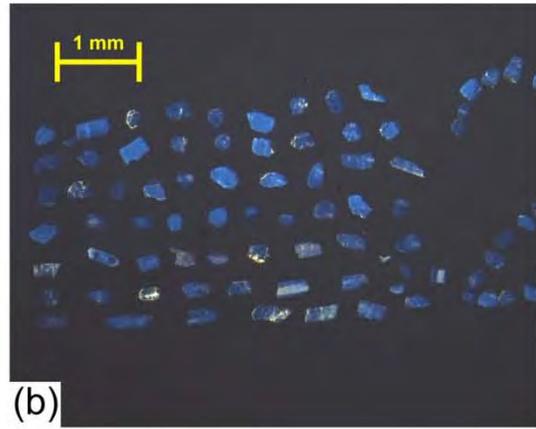
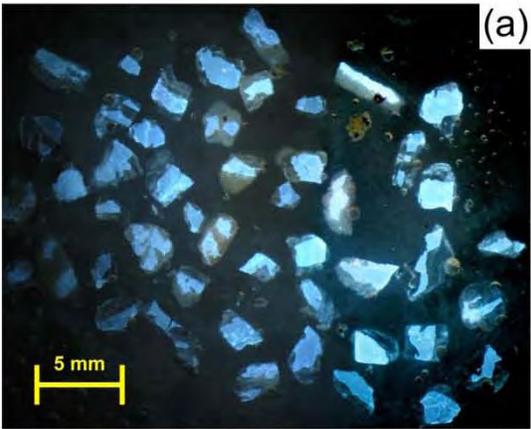
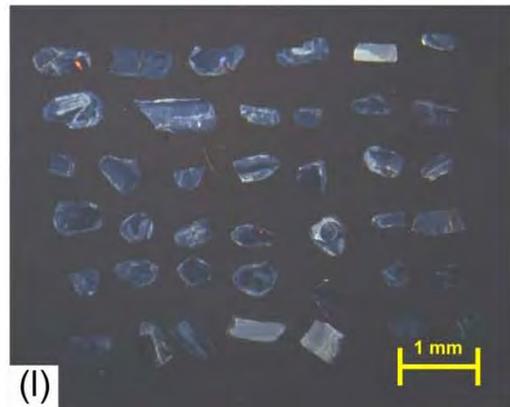
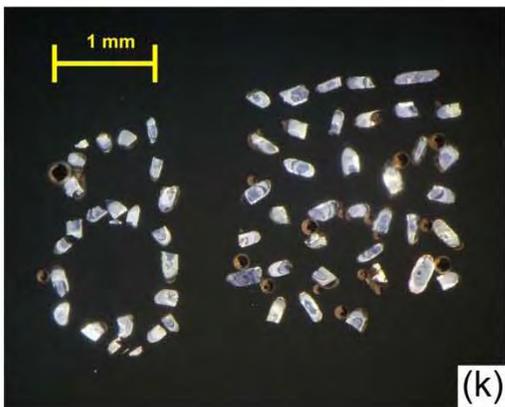
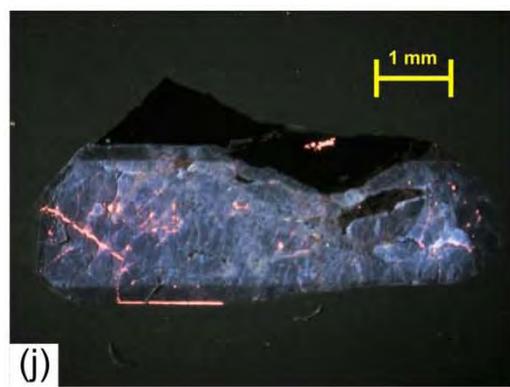
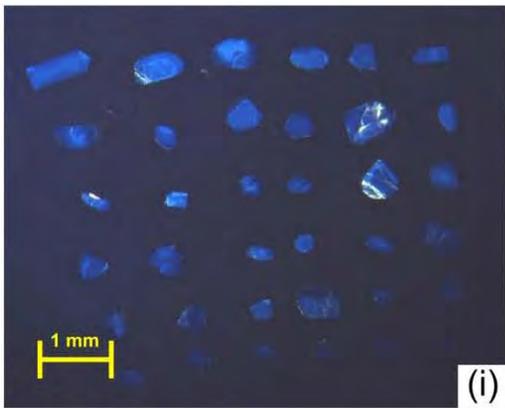
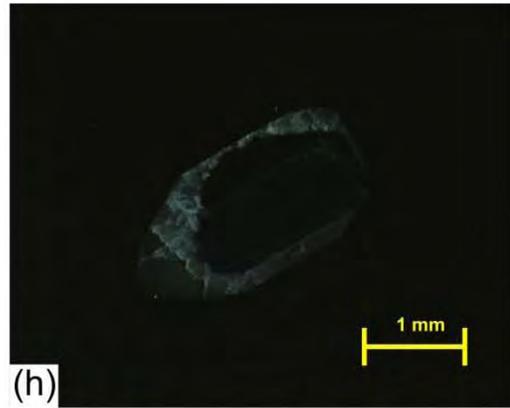
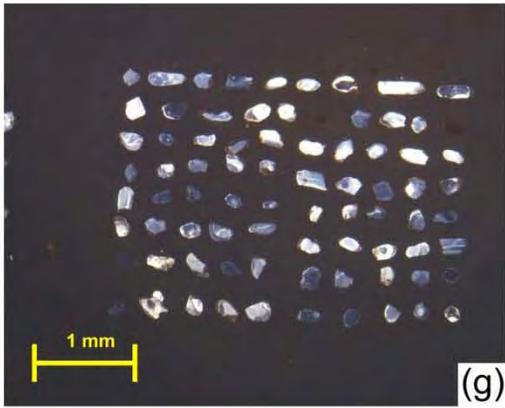


Figura 4.6 A la izquierda: diagramas de concordia de U-Pb, con la edad promedio calculada para los circones extraídos de las pegmatitas ubicadas en la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño. A la derecha: patrón de tierras raras, normalizado a condrita y diagrama de la relación Th/U versus Edad (Ma) para los mismos circones analizados de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño.





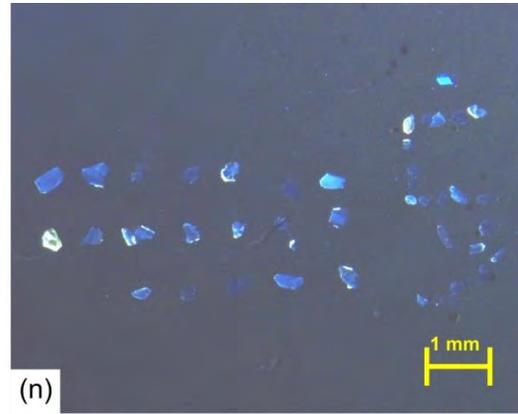
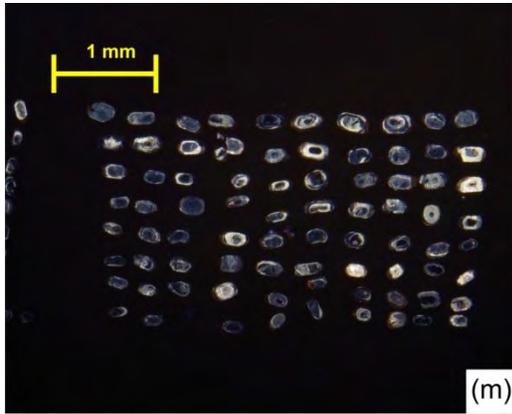


Figura 4.7 Imágenes de cátodoluminiscencia de los circones extraídos de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño: a) La Panchita; b) 166-3; c) La Presa; d) 183-2gr; e) 176-1; f) 213-1; g) La Ofelia; h) OC22-4AB; i) Cruz de Piedra; j) El Muerto; k) En el Río; l) La Joya; m) Norte de Santa Rosa; n) Santa Rosa.

4.2.3 Discusión y conclusiones

De acuerdo con la relación temporal respecto a la última etapa de la Orogenia Grenvilliana – Orogenia Zapoteca (Solari et al., 2003) las edades obtenidas con el método de U-Pb en los circones de las pegmatitas claramente pueden clasificarse en tres grupos (Figura 4.8a):

- **Pretectónicas** (~ 1190 Ma): Norte de Santa Rosa, En el Río, La Ofelia, OC22-4AB

Estas pegmatitas tienen núcleos heredados y bordes metamórficos. Los núcleos tienen edades en el rango de 1164±23 a 1194±6 Ma, y las edades de los bordes (~980 Ma) entran en el periodo de la Orogenia Zapoteca. Consideramos que cristalizaron aproximadamente hace 1190 Ma y posteriormente sufrieron metamorfismo.

- **Sintectónicas** (975-1004 Ma): La Joya, Cruz de Piedra, La Panchita, 213-1,176-1

Son las pegmatitas cuyas edades están en el rango de 977±4.6 a 987.7±2.9 Ma, y entran en el lapso de la actividad de la Orogenia Zapoteca.

- **Post-tectónicas** (<975 Ma): Santa Rosa, El Muerto, 183-2gr, La Presa, 166-3.

Son las pegmatitas de las edades entre 934±10 y 973.6±4.1 Ma, y se formaron después de la Orogenia Zapoteca.

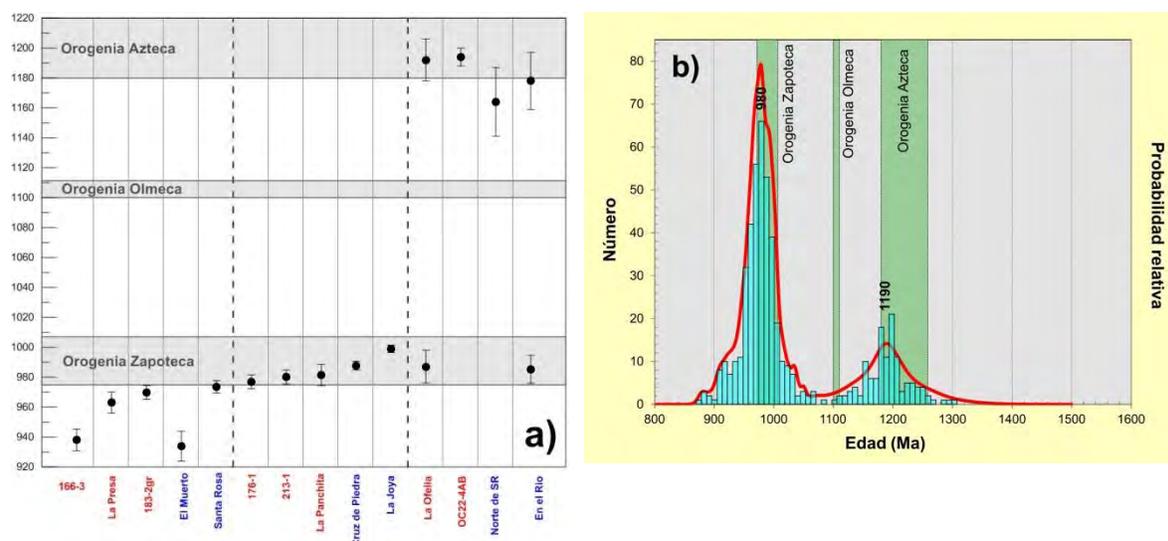


Figura 4.8 a) Distribución de los tres grupos de edades de U-Pb (barras de error 2σ) en los circones de las pegmatitas. Los áreas de color gris son los eventos orogénicos del Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003; Schulze-Schreiber, 2011); b) Histograma acumulativo de todos los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño analizados con el método de U-Pb.

Analizando todas las edades en conjunto en el histograma acumulativo (Figura 4.8b) claramente podemos ver dos picos. Un pico de ~980 Ma que corresponde a la Orogenia Zapoteca (Solari et al., 2003; Solari et al., 2013). Y otro pico de ~1190 Ma que corresponde a los núcleos de las pegmatitas, al cual consideramos como edad de la formación del protolito de las pegmatitas posteriormente metamorfoseadas. Probablemente el último pico corresponde a la actividad magmática que está relacionada con un evento de dicha actividad de la Orogenia Azteca, que se caracteriza por emplazamiento de magmas intracontinentales en un periodo de tiempo de 1260–1180 Ma (Schulze, 2011). No hemos observado las señales de la Orogenia Olmeca a 1106 ± 6 Ma (Solari et al., 2003; Solari et al., 2013). La gaussiana de la distribución de las edades en el rango 980–880 no es simétrica, probablemente a causa de la pegmatita El Muerto y 166-3 que tienen edades muy jóvenes, lo que no es típico para esta región.

Hay algunas pegmatitas que tienen un MSWD de las edades promedio alto (>2.5): 166-3, La Ofelia (bordes), El Muerto, Santa Rosa, Cruz de Piedra, y En el Río (bordes). Lo interesante es que las edades que tienen un MSWD alto son las edades “jóvenes”. La interpretación de la dispersión de estas edades “jóvenes” es un asunto un poco complicado en el presente estado del estudio de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño. Tal vez debido al contexto geológico y al contexto analítico, pero siempre se relaciona con la irregularidad química de los cristales de circón. Una explicación es la siguiente: el MSWD es elevado porque los cristales son bastante pequeños y no son homogéneos, porque tienen capas y núcleos. Durante la ablación láser y la corrección posterior con el circón estándar no se cuenta que lo que analizamos durante un disparo es heterogéneo y puede ser destruido al mismo tiempo, tanto la capa que analizamos como los bordes. Estamos comparando un cristal químicamente homogéneo con otro cristal que es químicamente irregular. Por eso se obtienen edades tan dispersas. Tal vez las capas son bastante delgadas y con un disparo se tocan varias. El circón se puede transformar a un estado semicristalino metamictico, el cual cambia todos sus propiedades físicas y químicas. Otra explicación puede estar relacionada con metamictización de los circones, ellos pierden más fácil el plomo radiogénico acumulado, lo que se refleja en perturbación del sistema isotópico U-Pb, y consecuentemente en sus edades isotópicas (Fedotova et al., 2008). En los circones de la

pegmatita radiactiva El Muerto, por ejemplo, la radiación acumulada estropeó la red cristalina, lo que facilitó el intercambio de U y Pb con el ambiente, otros minerales y grietas, dado que la concentración de estos elementos no es homogénea en el cristal, por eso resultan edades diferentes en diferentes partes de los cristales. O puede ser también por el metamorfismo retrógrado que es lento y duró bastante tiempo, a juzgar por las edades K-Ar de las micas (capítulo 4.1), con disminución gradual de su temperatura y presión, lo que produce las irregularidades en los bordes del cristal.

La química de los circones nos reveló que los circones viejos o metamorfoseados (Norte de SR, En el Río, La Ofelia y OC22-4AB) están enriquecidos en tierras raras pesadas comparados con los circones más jóvenes. Además, los bordes de estos circones están más empobrecidos en tierras raras en general que los núcleos. Las partes de los patrones que corresponden a las tierras raras ligeras de los núcleos están más inclinadas, lo que significa que el aumento de tierras raras de acuerdo con el aumento del número atómico es más brusco que en los bordes (obsérvese en la [Tabla 4.6](#) que los valores promedios de Lu/La para las capas son menores que los de estos valores para los núcleos). Las anomalías de Ce/Eu de los núcleos son ligeramente mayores que las de los bordes (obsérvese en la [Tabla 4.6](#) que los valores promedios Ce/Ce* y Eu/Eu* caracterizan el tamaño de las anomalías de Ce y Eu).

La pegmatita El Muerto tiene 5 patrones raros, consideramos que son mezcla de circón con allanita ([Figura 4.9a](#)) (Radulescu et al., 2009; Mercadier et al., 2011). La anomalía de Ce en los circones del Muerto es la más pronunciada de todas las pegmatitas estudiadas, lo que puede caracterizar su estado de oxidación durante la cristalización de la pegmatita (Belousova et al., 2002; Fedotova et al., 2008).

Químicamente la pegmatita 166-3 se distingue de las otras pegmatitas de la Zona Sur por tener: anomalía de Eu más pronunciada; grado de dispersión más alto; formas de los patrones que son responsables por HREE más planos y edad más joven. Las tierras raras pesadas son como las de los bordes metamórficos de la literatura (muy planas), pero la anomalía de Eu es muy fuerte. La intensidad de la anomalía de Eu depende del estado de oxidación o de cristalización de feldespato antes de los circones (Burnham y Berry, 2014). La pegmatita 166-3 consiste de cuarzo y feldespato, entonces tal vez la anomalía tan grande está relacionada con la cristalización del feldespato.

La pegmatita La Panchita casi no presenta anomalía de Eu, lo que se puede explicar por su composición mineralógica (Belousova et al., 2002; Fedotova et al., 2008), la pegmatita no tiene feldespatos (plagioclasa), sino escapolita (meionita).

Norte de Santa Rosa tiene una variación de la anomalía de Eu muy fuerte, desde ligeramente positiva hasta muy negativa. Nosotros lo relacionamos con el proceso del metamorfismo que sufrió la pegmatita, debido tal vez a removilización de los elementos químicos y circulación de los fluidos en un sistema abierto, también debido a formación gradual de feldespato o cambio de estado de oxidación durante dicho metamorfismo (Burnham y Berry 2014; Fedotova et al., 2008).

Comparamos los patrones de tierras raras de las pegmatitas con los patrones de tierras raras de los circones de algunos gneises del Complejo Oaxaqueño de la literatura (Solari et al., 2013). Las formas de la mayoría de los patrones en tierras raras de las pegmatitas estudiadas no corresponden a las formas de los patrones de los gneises de la literatura. En su mayoría los circones de todas las pegmatitas sin-tectónicas y post-tectónicas se hallan empobrecidos en tierras raras pesadas comparadas con los circones de la literatura. Pero los circones de las pegmatitas “viejas” más o menos repiten la forma del patrón de tierras raras de los circones de la literatura. Suponiendo que todos los circones estudiados se formaron en la misma etapa de cristalización del cuerpo pegmatítico y su química refleja la química de los cuerpos pegmatíticos, se puede explicar este fenómeno de la siguiente manera: durante la Orogenia Zapoteca circularon menos fluidos ricos en REE, o circulaban fluidos ricos en REE en la época pre Orogénica.

De acuerdo con Solari et al. (2013) los patrones de los bordes metamórficos están empobrecidos en HREE y tienen la anomalía de Ce menos pronunciada. Nosotros lo interpretamos como una señal de que los circones crecieron durante el metamorfismo granulítico de la Orogenia Zapoteca. De todas maneras tenemos pocos datos de los circones metamórficos para estar seguros de esta interpretación.

Calculamos un gradiente de dispersión para los patrones de tierras raras calculando la diferencia entre máximo y mínimo para cada elemento dividido entre el promedio de esta variación, sacando posteriormente el promedio de todos los valores obtenidos en cada muestra. Se ve claramente que la dispersión de la Zona Norte es más alta que la de la Zona Central. En general se puede caracterizar que las concentraciones de tierras raras de la zona

Norte son más dispersas que las de la Zona Central (**Figura 4.9b**), ver el capítulo Química de los circones.

Los valores de la relación de Th/U en la mayoría de los casos no dependen de la edad. Rubatto y Herman (2007) sugieren que la relación de $Th/U < 0.1$ es algo característico de los circones metamórficos, y la relación Th/U de 0.2-0.8 lo es de circones magmáticos. La mayoría de los valores de la relación de Th/U en los circones de las pegmatitas estudiadas es mayor que 0.1, entonces este criterio es bastante discutible para distinguir los circones magmáticos de los circones metamórficos, porque en algunos casos sabemos exactamente que los bordes se formaron durante el metamorfismo. Pero por otro lado puede asumirse que durante el metamorfismo u orogenia circulaban fluidos de origen magmático que ascendieron desde los posibles cuerpos magmáticos profundos.

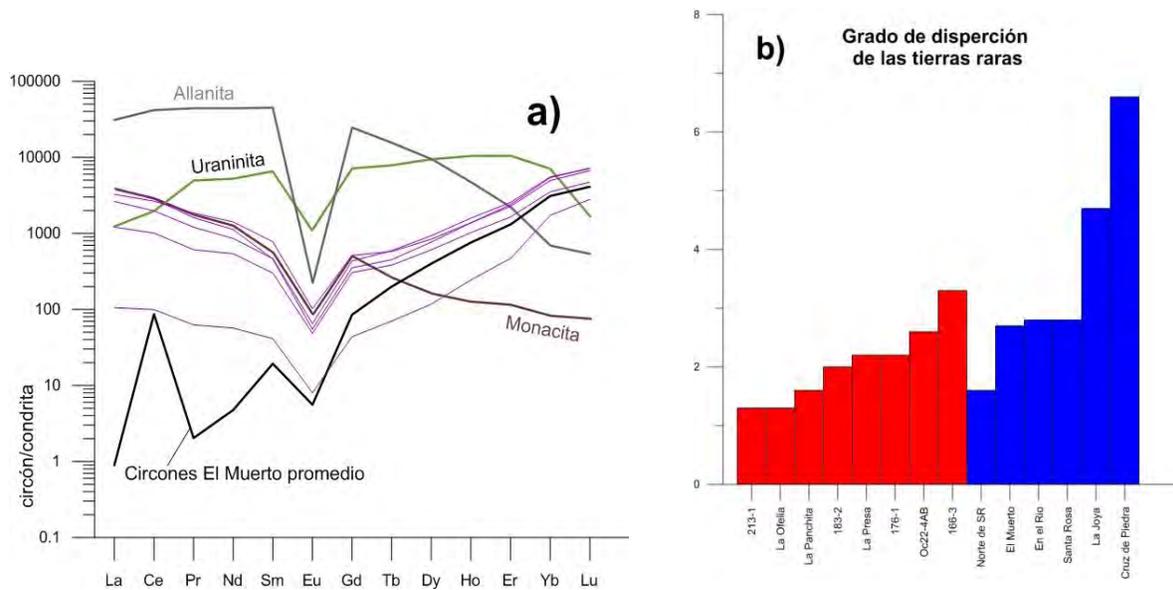


Figura 4.9 a) Los patrones de tierras raras normalizados a condrita de los circones de la pegmatita El Muerto comparados con los patrones de los minerales radiactivos: allanita (Radulescu et al., 2009), uraninita y monacita (Mercadier et al., 2011). b) Grado de dispersión de los valores de tierras raras en los circones de las pegmatitas de la Zona Central (color rojo) y la Zona Norte (color azul).

CAPITULO 5: GEOQUÍMICA DE LAS PEGMATITAS

5.1 Química de los circones

5.1.1 Introducción

El circón está generalmente representado por pequeños cristales de formación temprana, comúnmente incluidos en los minerales tardíos, pero también pueden formarse cristales grandes en las pegmatitas (Deer et al., 1966; Belousova et al., 2002).

La composición química de los circones es relativamente simple, normalmente los óxidos ZrO_2 , HfO_2 y SiO_2 componen el 99% de los óxidos totales. Otros elementos sustituyentes que se presentan en el mineral son REE, Th y U, los cuales se ubican en la posición del Zr. La sustitución acoplada de REE y PO_4 en la estructura de circón (xenotima $REE+PO_4$) puede conducir a considerable enriquecimiento en los REE (Hinton y Upton, 1991).

Durante la sustitución isomórfica isovalente, el catión de circonio, con número de coordinación ocho, se intercambia con iones tetravalentes de un radio iónico similar (Hf, U, Th, y otros actínidos). Los radios iónicos de U y Th son de 1.00 y 1.05 Å, respectivamente. La estructura cristalina de los circones favorece la incorporación de U y Th en las cantidades promedio de 10-1000 ppm de U y 1-100 ppm de Th (Parrish y Noble, 2003). El radio iónico efectivo del circonio en coordinación ocho es de 0.84 Å. La "impureza" más abundante en circón natural es Hf (radio iónico de 0.83 Å). La existencia de la solución sólida de Hf y Zr fue establecida experimentalmente ($ZrSiO_4 - HfSiO_4$). El contenido de Hf en los circones naturales no supera el 3%. La abundancia de Hf en los circones se incrementa de acuerdo con su diferenciación magmática (Hoskin y Schaltegger, 2003).

El plomo tetravalente, de radio iónico 0.94 Å, es menos estable en los sistemas magmáticos y metamórficos que el plomo bivalente, de radio iónico 1.29 Å. Debido a su gran radio iónico en estas condiciones, el plomo se comporta como un elemento incompatible con respecto al circón; el contenido de plomo no radiogénico común puede ser de 2 ppb a 80 ppm (Fedotova et al., 2008).

La sustitución isovalente del circonio también se sugirió para el Ti tetravalente (0.74 Å) (Fedotova et al., 2008). Se ha observado (Degeling, 2003; Troitzsch y Ellis, 2004, 2005; Zack et al., 2004; Watson et al., 2006) que el contenido de Ti que entra en la red cristalina de circón depende estrictamente de la temperatura. El termómetro de Ti en los circones fue elaborado por Watson et al. (2006), posteriormente la fórmula fue corregida por Ferry y Watson (2007). En el presente trabajo usamos la fórmula del último trabajo:

$$\log(\text{Ti-in-zircon[ppm]}) = (5.711 \pm 0.072) - (4800 \pm 86)/T[\text{K}]$$

La sustitución isomórfica heterovalente de los iones de Zr por iones trivalentes con radios iónicos parecidos (Y y REE) se equilibra por la carga y se realiza a través de la sustitución de un ión pentavalente por uno de silicio coordinado tetraédricamente, por ejemplo: $\text{REE}(\text{Y})^{3+} + \text{P}^{5+} = \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$. De esta manera los iones trivalentes, como Y de radio efectivo de 1.02 Å y lantánidos de La (1.16 Å) a Lu (0.98 Å), pueden ser acomodados en la red cristalina del circón.

La habilidad de ser incorporado en la posición cristalina del circonio se incrementa de LREE a HREE de acuerdo con la disminución del radio iónico. Este mecanismo proporciona la posibilidad de acumulación de cantidades significativas de Y, geoquímicamente asociados a los HREE en la red cristalina del circón.

El crecimiento monótono del patrón de REE normalizado en circón de acuerdo con el aumento del número atómico está perturbado por la anomalía positiva del Ce y la negativa del Eu, bajo condiciones naturales.

La anomalía positiva del Ce (enriquecimiento en Ce relativo, comparando con La y Pr) se puede explicar por la incorporación de Ce^{4+} en la red cristalina del circón, durante sustitución isovalente. Cuando el Ce^{3+} está oxidado hasta Ce^{4+} tiene comportamiento parecido a Zr y Hf y se incorpora a la red cristalina de los circones más que los LREE. A parte, el radio iónico del Ce^{4+} es muy parecido a los radios iónicos de HREE, y por eso el coeficiente de partición circón/fundido para Ce^{4+} es órdenes de magnitud más grande que el del Ce^{3+} . El Ce^{4+} domina en condiciones de oxidación, y el Ce^{3+} en las condiciones de reducción (Belousova et al., 2002). Por ejemplo: los circones de las pegmatitas muestran anomalías más pronunciadas que los circones de las kimberlitas y carbonatitas, los cuales tienen las anomalías de Ce más débiles. Este fenómeno puede indicar el estado de

oxidación más bajo en las kimberlitas y carbonatitas que en las pegmatitas (Shnukov et al., 1989).

Los múltiples estudios de las muestras naturales y los experimentos revelaron que las anomalías de Ce en los circones incrementan de acuerdo con el incremento de la fugacidad de oxígeno o el decaimiento de la temperatura (Trail et al., 2012; Pettke et al., 2005; Taylor et al., 2009; Claiborne et al., 2010). En el presente trabajo calculamos la fugacidad de oxígeno, usando la formula elaborada por Trail et al., (2012):

$$\ln\left(\frac{\text{Ce}}{\text{Ce}^*}\right)_D = (0.1156 \pm 0.0050) \times \ln(f_{O_2}) + \frac{(13.860 \pm 708)}{T[K]} - (6.125 \pm 0.484),$$

donde $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_D$ es la anomalía de Ce en el circón, calculada a partir del coeficiente de partición, y fue estimada por el método de Qui et al., (2013):

$$\left(\frac{\text{Ce}}{\text{Ce}^*}\right)_D \approx \left(\frac{\text{Ce}}{\text{Ce}^*}\right)_{CHUR} = \frac{\text{Ce}_N}{\sqrt{\text{La}_N \times \text{Pr}_N}},$$

donde Ce_N , La_N y Pr_N son los valores normalizados a condrita para Ce, La y Pr respectivamente.

La anomalía negativa del Eu en los circones es heredada del fundido magmático o bien está relacionada con el fraccionamiento del feldespatos. Tal es el caso de los circones de alta temperatura, los cuales cristalizaron antes que los feldespatos y no presentan dicha anomalía negativa del Eu, al menos en condiciones de oxidación (Fedotova et al., 2008; Trail et al., 2011).

La tendencia más general observada en el contenido de REE de los circones es el aumento general de las concentraciones de elementos traza desde los circones de rocas primitivas (por ejemplo manto kimberlítico) hasta los de rocas máficas y aún más en los de granitoides y pegmatitas evolucionadas. Las rocas de afinidad mantélica tienen el contenido total de REE relativamente bajo (hasta 1-1.5%) [Belousova et al., 2002]. Los circones de pegmatitas y granitoides contienen las mayores concentraciones de REE (ΣREE hasta 1.5-2% en peso). En general, los circones de las rocas corticales, tienen el contenido de REE muy variable, desde 250 ppm hasta 5000 ppm, y generalmente en promedio tienen desde 1500 ppm hasta 2000 ppm. Cantidades más bajas de REE (ΣREE 90-480 ppm) son las típicas de los circones de rocas máficas, y las concentraciones de ΣREE más bajas (ΣREE en promedio 5-39 ppm) son un rasgo característico de los circones kimberlíticos. Los circones de las rocas carbonatíticas también tienen bajo contenido de REE y Y. Esta

progresión refleja una vez más el grado de fraccionamiento en la roca total. También la abundancia de Hf en los circones se incrementa de acuerdo con su diferenciación magmática (Hoskin y Schaltegger, 2003). La concentración de P en el circón es un indicador efectivo para poder discriminar las rocas corticales de las mantélicas. Está empíricamente comprobado que los granitos de tipo S (de origen sedimentario o *–supracrustal*) tienen la concentración de P en los circones mayor a 750 ppm y en los circones de los granitos de tipo I (de origen ígneo o *“infracrustal”*) son menores a 750 ppm (Burnham y Berry, 2017).

Bajo la luz de catodoluminiscencia las bandas ricas en U y Th aparecen oscuras, mientras que las bandas brillantes son pobres en estos elementos (Rubatto y Gebauer, 2000). La disminución de la intensidad de catodoluminiscencia está causada por las altas cantidades de los elementos radiactivos.

Como hemos mencionado en el Capítulo 4.1 de geocronología de U-Pb en los circones, analizamos la química de 14 muestras de los circones juntos con los isótopos de Pb y U para la datación. Fueron medidos los siguientes elementos: Th, Si, P, Ti, Y, Zr, La, Ce, Sm, Eu, Dy, Lu, Hf.

Analizando los circones los agrupamos de acuerdo con su ubicación espacial en los de la Zona Norte y los de la Zona Central y también usando su edad de cristalización y relación con la Orogenia Zapoteca en pre-tectónicas y sin- y post-tectónicas. Para las pegmatitas pre-tectónicas, las cuales tienen los núcleos heredados y los bordes metamórficos, analizamos en los diagramas las concentraciones de los elementos químicos en los bordes y de los núcleos para cada pegmatita. En la mayoría de los casos los valores de los bordes y de los núcleos no cambian mucho y más o menos están en el mismo rango. Las pegmatitas sin- y post-tectónicas las combinamos en un grupo, por la razón que las pegmatitas sin-tectónicas en el tiempo son poco distinguibles de las pegmatitas post-tectónicas y la división en estos dos grupos es muy aproximada.

5.1.2 Resultados

Ce/Ce* vs Eu/Eu*

En general los valores de Eu/Eu^* no superan 1 y de Ce/Ce^* son casi siempre mayores que 1, lo que significa que casi todos los patrones de REE tienen una anomalía positiva de Ce y negativa de Eu. El valor de Eu/Eu^* de todas las muestras varía de 0.0019 a 1.49 y el de Ce/Ce^* desde 0.6 hasta 231. No se puede decir que los puntos de los análisis caigan en un campo específico, son bastante dispersos (Figura 5.1).

En la Zona Central (Figura 5.1a) la relación de Eu/Eu^* varía en el rango de 0.0019-0.81 y la de Ce/Ce^* en 2.01-230.69. Para las pegmatitas 183-2, 176-1, AYQ25-7, La Ofelia y La Panchita se puede observar una tendencia "vertical": los valores de Eu/Eu^* son relativamente constantes, pero varían bastante los valores de Ce/Ce^* , y caen en el campo de las sienitas nefelínicas y pegmatitas sieníticas. Las anomalías más pronunciadas de Eu las tienen las muestras 166-3 y OC22-4AB, en otras palabras, el rango de valores de Eu/Eu^* es más pequeño (0.002-0.2 y 0.02-0.71 respectivamente). Estas pegmatitas tienen una tendencia de relación inversa, o sea, de acuerdo con el crecimiento de los valores de Ce/Ce^* disminuyen los valores de Eu/Eu^* , o de acuerdo con el crecimiento de la anomalía de Eu, crece la anomalía de Ce. La anomalía de Eu menos pronunciada la tiene La Panchita (Eu/Eu^* 0.34-0.62).

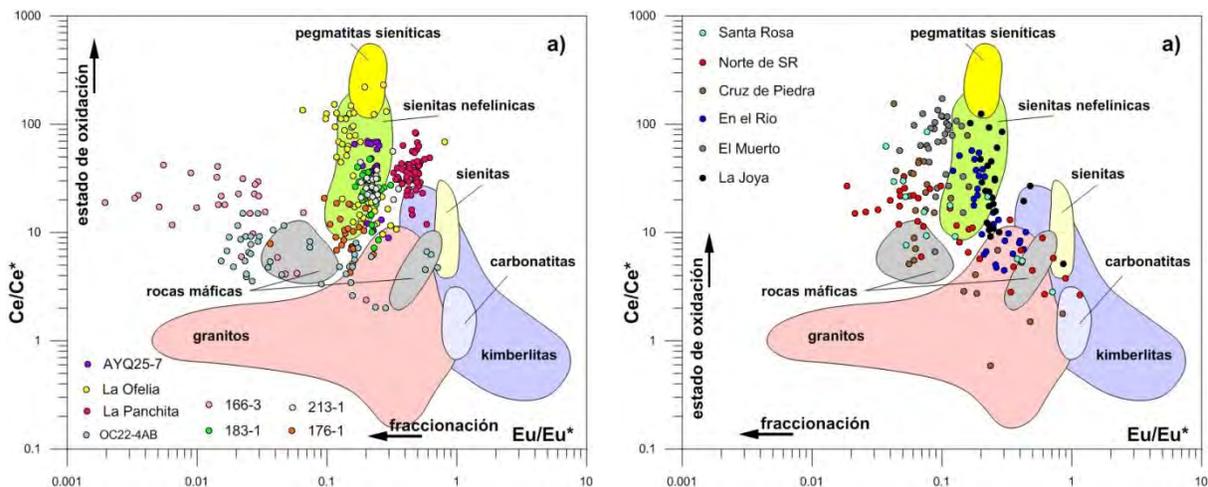


Figura 5.1 Diagrama Ce/Ce^* contra Eu/Eu^* en los circones (Belousova et al., 2002; Gardiner et al., 2017) a) Zona Central, b) Zona Norte.

En la Zona Norte (**Figura 5.1b**) los valores de Eu/Eu^* están en el rango de 0.02-1.5, y de Ce/Ce^* 0.6-171. En comparación con la Zona Central los valores de cada pegmatita de la Zona Norte son más dispersos (**Figura 5.2**). Para las pegmatitas Santa Rosa y Norte de SR se puede observar una tendencia de dependencia inversa entre Ce/Ce^* y Eu/Eu^* , o crecimiento proporcional de la anomalía de Ce con el crecimiento de la anomalía de Eu. Para las pegmatitas La Joya, En el Río y El Muerto se observa una tendencia “vertical”.

Las anomalías más grandes de Ce las tienen El Muerto (Ce/Ce^* 1.01-171.35) y La Ofelia (Ce/Ce^* 9.6-231). Como vemos la pegmatita El Muerto tiene todo el rango de valores de Ce/Ce^* , desde los más altos hasta los más bajos.

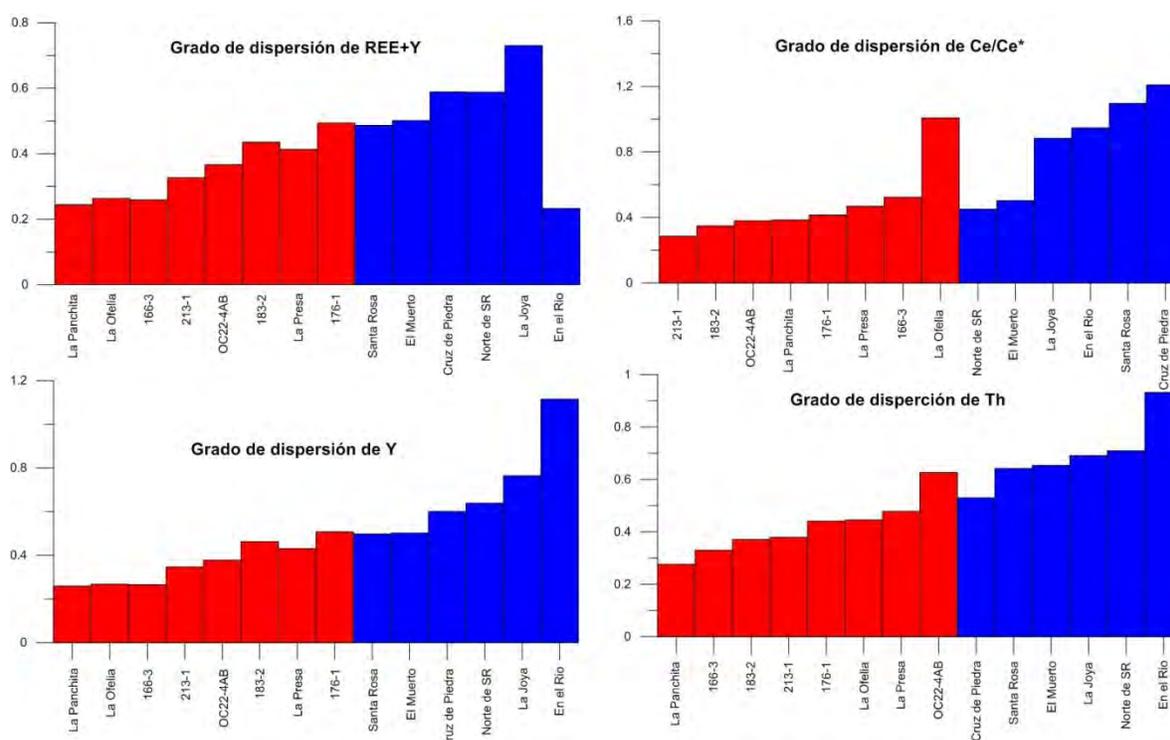


Figura 5.2 Grado de dispersión de Ce/Ce^* , Th, Y, REE+Y en los circones de las pegmatitas de la Zona Central (rojo) y la Zona Norte (azul).

P vs REE+Y

Todos los análisis caen en el rango de P de 10-1000 ppm y de REE+Y de 100-10000 ppm. La variación general de REE+Y es de 164 a 30060 ppm y para el P de 1.95-2063 ppm (Figura 5.4).

La Zona Central (Figura 5.4a) presenta una variación de REE+Y de 252-7625 ppm y de P de 6-2063 ppm. Las pegmatitas OC22-4AB y La Ofelia tienen tendencia de dependencia directa y valores altos de P (85-2063 y 16-1940 ppm respectivamente) y de REE+Y (900-6658 y 558-7625 ppm respectivamente). La mayoría de los puntos caen en el campo de los granitos de tipo I, excepto algunos circones de las pegmatitas La Panchita y OC22-4AB.

La Zona Norte (Figura 5.4b) tiene valores más altos de REE+Y (164-30060 ppm) que la Zona Central, el P está en el rango 1.95-499 ppm. Todos los puntos analizados tienen concentraciones de P que entran en el rango de los granitos de tipo I.

Se puede observar que las pegmatitas pre-tectónicas (Figura 5.4d) tienen relativamente altas concentraciones de P (12-2063 ppm) y de REE+Y (298-30060 ppm) en comparación con las pegmatitas post-tectónicas (P 0.13-700 ppm; REE+Y 164-7458 ppm) [Figura 5.4c]. Los valores más altos de REE+Y los tiene la pegmatita En el Río (10378-30060 ppm), los más bajos los tiene La Panchita (252-587 ppm). Los valores más bajos de P los tiene la pegmatita El Muerto (1.95-235 ppm), pero al mismo tiempo valores altos de REE+Y (957-7458 ppm).

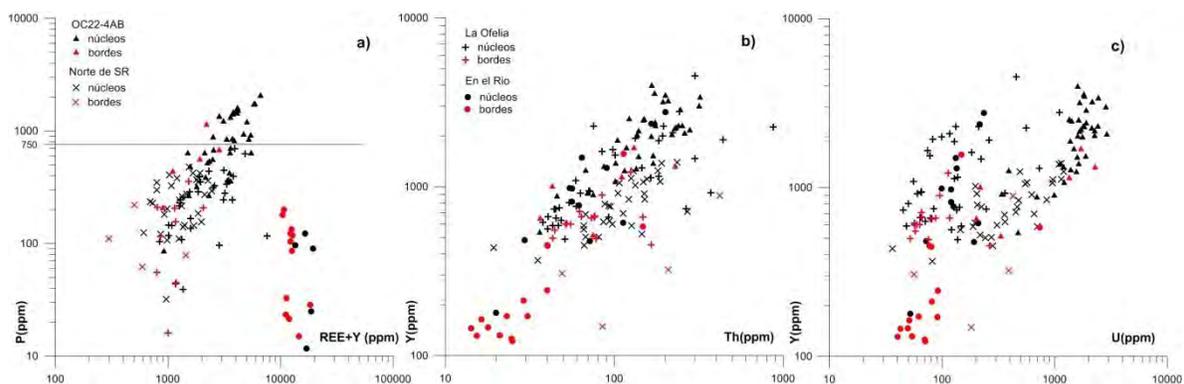


Figura 5.3 Concentraciones de a) REE+Y vs. P; b) Th vs. Y; c) U vs. Y en los bordes y los núcleos de los circones en las pegmatitas pre-tectónicas.

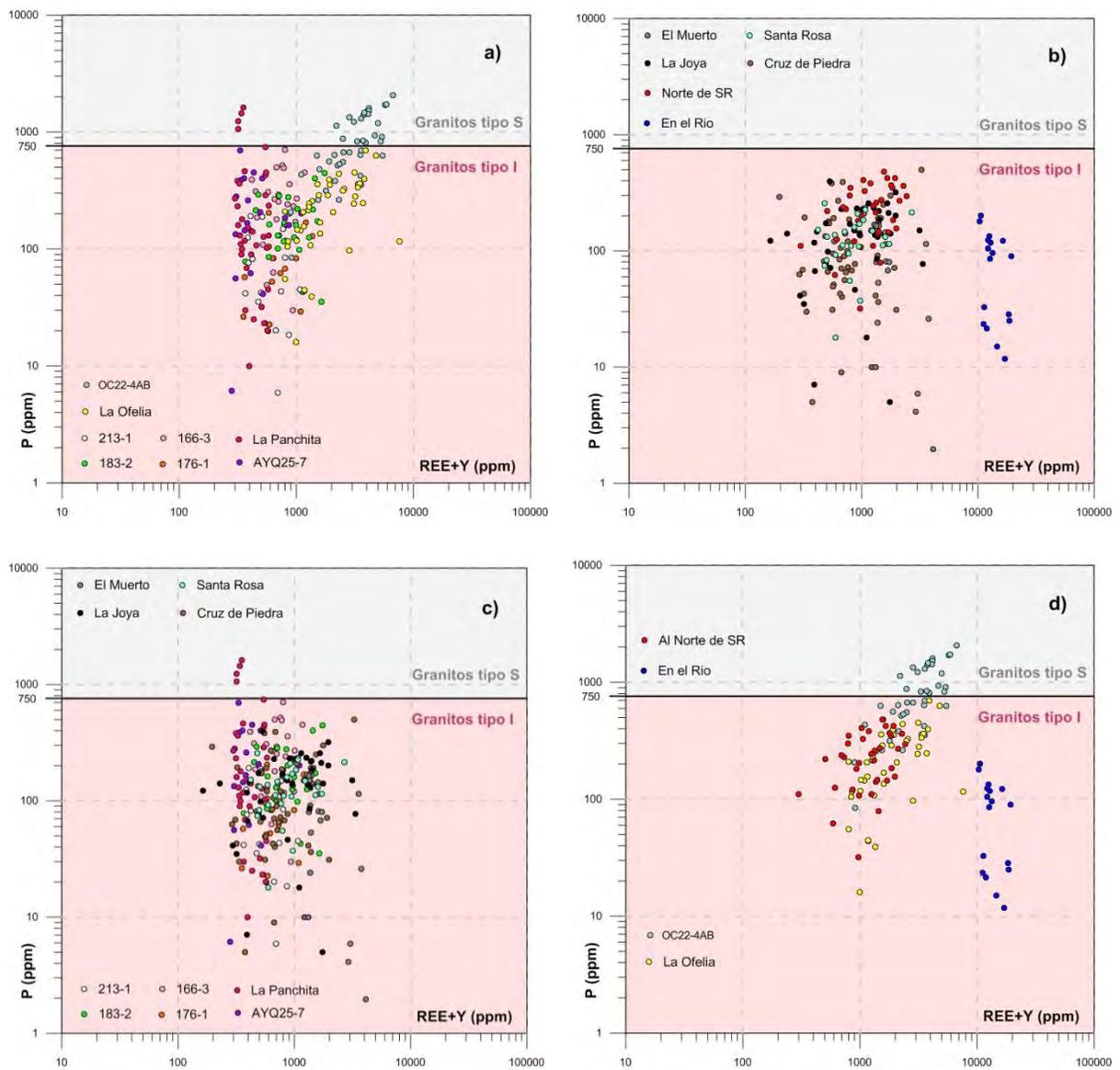


Figura 5.4 Contenido de P y REE+Y en ppm en los circones a) pegmatitas de la Zona Central; b) pegmatitas de la Zona Norte; c) pegmatitas post-orogénicas o sintectónicas; d) pegmatitas metamorfoseadas. Campo gris – valores de P para circones de los granitos de tipo S (origen cortical); campo rojo – para circones de los granitos de tipo I (origen mantélico) [Burnham y Berry, 2017].

En las pegmatitas pre-tectónicas (OC22-4AB, Norte de SR, En el Río y La Ofelia) los bordes metamórficos son más empobrecidos en REE+Y y en P (558-2841 y 16-1133 ppm respectivamente) que los núcleos heredados (298-30360 y 32-2063 ppm respectivamente). Excepto la pegmatita En el Río, donde los bordes y los núcleos tienen valores de P bastante parecidos (15-200 y 12-123 ppm respectivamente) [Figura 5.3a].

Y vs U, Hf vs Y e Y vs Th

En las relaciones de Y contra U e Y contra Th en general se puede observar una tendencia de relación directa (aumenta Y de acuerdo con el aumento de U y Th) [Figura 5.5a, b; 5.6]. Los valores de Y y Th de cada pegmatita de la Zona Central son menos dispersos en comparación con los mismos de la Zona Norte (Figura 5.2). La variación general de Y es de 93-4526 ppm, de U es de 22-4394 ppm, de Hf es de 0.56-3.4% y de Th 14-1180 ppm. En el diagrama de Y vs U (Figura 5.5a, b) los valores medidos de los circones de las pegmatitas de la Zona Central y la Zona Norte no se distinguen mucho entre sí y caen en el campo de los granitos y rocas máficas y evitan caer en el campo de las sienitas. Las cantidades más altas de U las tienen las pegmatitas: El Muerto (1082.15-4393.58 ppm); OC22-4AB (202.4-2890 ppm) y 166-3 (367-1835 ppm); y las cantidades más bajas de U las tienen las pegmatitas En el Río (52.6-148.3 ppm); La Ofelia (21.9-1096 ppm) y AYQ25-7 (40.33-733.67 ppm).

En el diagrama de Y vs Th (Figura 5.6c, d) claramente se puede agrupar las pegmatitas pre-tectónicas La Ofelia, OC22-4AB, Norte de SR y En el Río como más enriquecidas en Y (122.37-4526.37 ppm) y más dispersas en Th (Figura 5.6) en comparación con las pegmatitas sin- y post-tectónicas (93-3210.34 ppm). Las concentraciones de Y y U dentro de las mismas pegmatitas pre-tectónicas son más altas en los núcleos (179-4526 y 22-2890 ppm respectivamente) que en los bordes (122-1692 y 52-2290 ppm respectivamente) [Figura 5.3b, c].

La Zona Central. La Zona Central tiene las concentraciones de Y ligeramente más altas (137-4526 ppm) que la Zona Norte (93-3210 ppm). Las cantidades más altas de Y las tienen las pegmatitas OC22-4AB (514-3958 ppm) y La Ofelia (351-4526 ppm). Los valores de U de esta zona varían desde 22 hasta 2890 ppm, de Hf de 0.51-2.42 % y de Th de 23-875 ppm. En el diagrama de Hf vs Y (Figura 5.5c, d) las concentraciones analizadas entran

en el rango de 4 campos: VII - carbonatitas (La Panchita); VI - rocas alcalinas y metasomatitas de los complejos alcalinos (La Panchita y AYQ25-7); III - rocas intermedias con cuarzo y rocas félsicas (La Ofelia y OC22-4AB); II - rocas ultramáficas, máficas e intermedias (OC22-4AB, La Ofelia, 166-3, 183-2 213-1, 176-1). La muestra 166-3 tiene altos contenidos de Hf (1.39-2.42%), por eso está fuera de algún campo establecido. Las cantidades más bajas de Hf las tiene la pegmatita La Panchita (0.51-1.07%), las cantidades más altas de Hf las tienen la pegmatita El Muerto (1.9-3.38%) y 166-3 (1.39-2.42%). Las concentraciones de Th más bajas las tienen En el Río (14.23-201.02 ppm) y AYQ25-7 (30.1-126.3 ppm), las más altas las tienen La Joya (48.7-1180) y El Muerto (108.4-932.29).

La Zona Norte. En la Zona Norte el Y está en el rango 93-3210 ppm, U 36-4394 ppm, Hf 0.64-3.38% y Th 14-1180 ppm. En el diagrama de Hf vs Y (**Figura 5.5c, d**) la mayoría de los puntos cae en el campo II de las rocas ultramáficas, máficas e intermedias. La pegmatita El Muerto tiene altos contenidos de Hf (1.9-3.38%), por eso cae fuera de cualquier campo. Los análisis de las muestras de En el Río y La Joya transitan los campos I, II, III, la Joya aparte de estos tres campos, también cae en el campo VI. Las pegmatitas En el Río y La Joya tienen una tendencia de variación notable de Y (122-2758 y 93-2069 ppm respectivamente) con Hf relativamente constante (0.94-1.3 y 0.64-1.3% respectivamente).

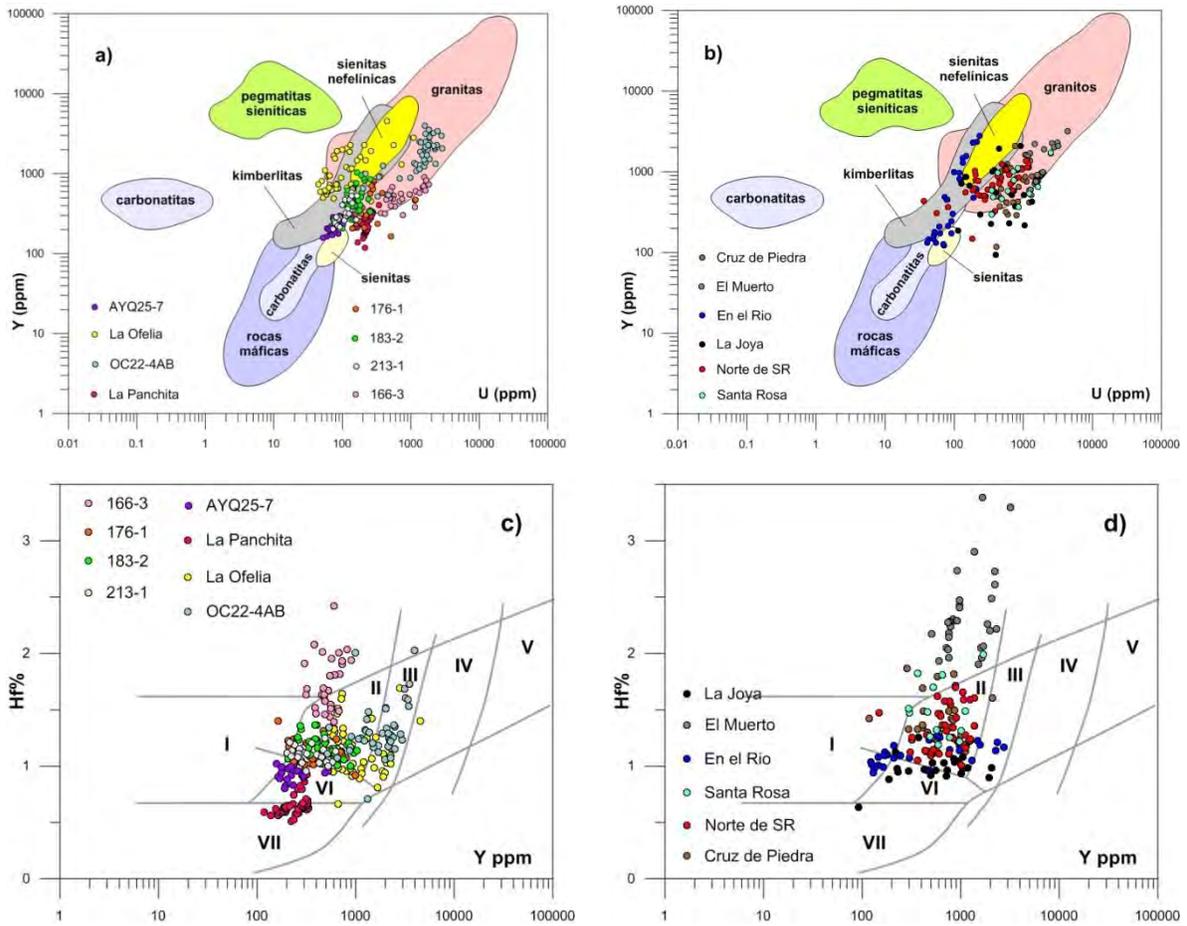


Figura 5.5 Contenidos de Y ppm y U ppm en los circones (Belousova et al., 2002) a) pegmatitas de la Zona Central; b) pegmatitas de la Zona Norte. Contenidos de Hf% e Y ppm en los circones c) de las pegmatitas de la Zona Sur, d) de las pegmatitas de la Zona Norte. Campos representan contenidos de Hf% e Y ppm en los circones extraídos de: I – kimberlitas; II – rocas ultramáficas, máficas e intermedias; III – rocas intermedias con cuarzo y rocas félsicas; IV – rocas félsicas con altos contenidos de SiO₂; V – greisenes; VI – rocas alcalinas, metasomatitas alcalinas de los complejos alcalinos, VII – carbonatitas (Shmukov et al., 1997).

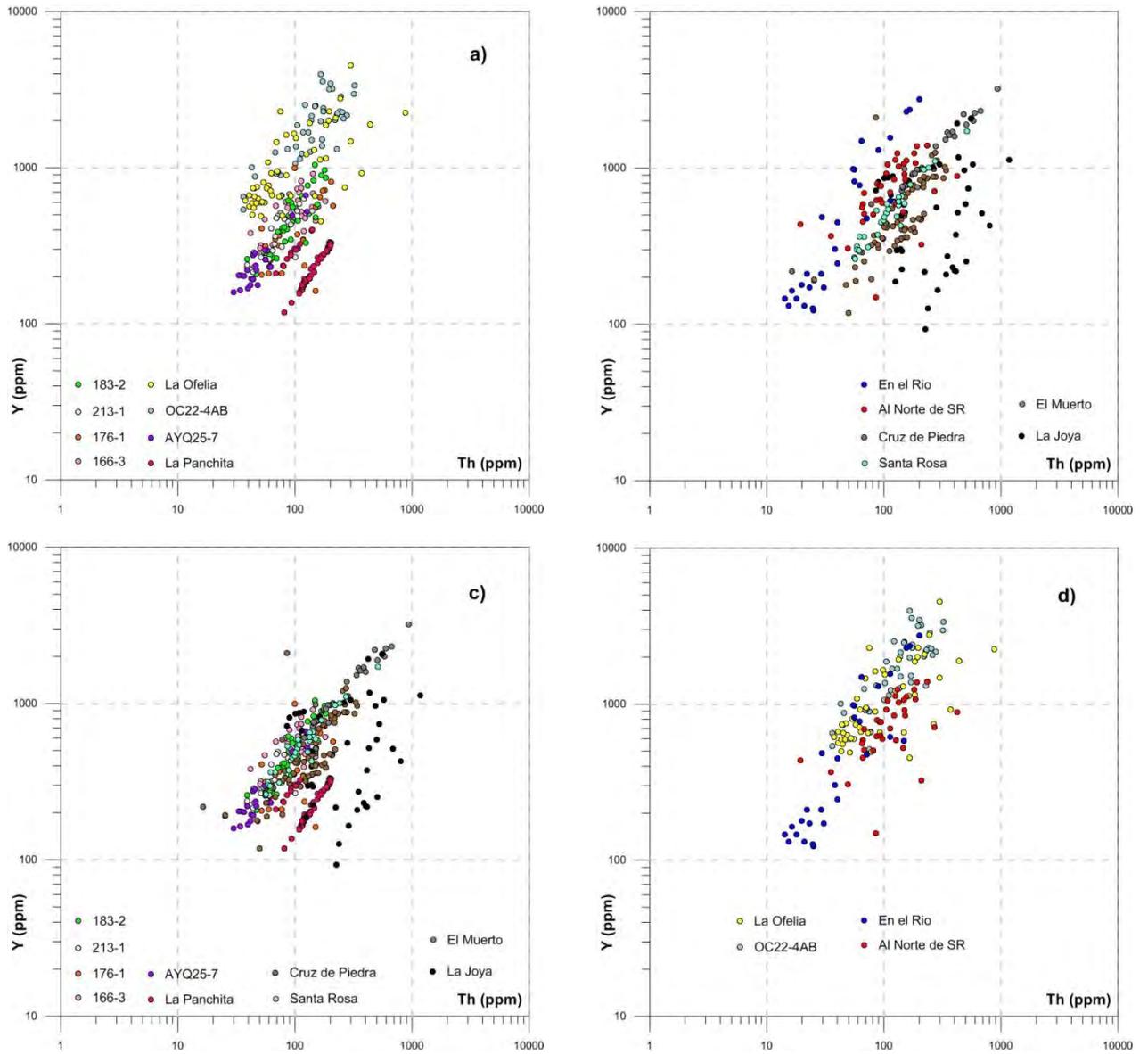


Figura 5.6 Concentraciones de Y ppm y Th ppm en los circones de las pegmatitas a) de la Zona Central, b) de la Zona Norte, c) post-tectónicas, d) pre-tectónicas.

Temperaturas de los circones

Las temperaturas aproximadas de cristalización de los circones de las pegmatitas están en un rango de entre 681 y 940 °C (Figura 5.7a). El rango de las temperaturas de los circones de pegmatitas post-tectónicas y sin-tectónicas de la Zona Norte es un poco más bajo (681-897°C) que el de la Zona Central (704-940°C). Las temperaturas de los núcleos (716-864) y de los bordes (704-940) de las pegmatitas pre-tectónicas no cambian mucho.

Lo curioso es que algunas pegmatitas tienen un rango de temperaturas bastante grande, otras bastante pequeño, y parecen ser inversamente proporcionales al grado de dispersión de los patrones de tierras raras medidas en los mismos circones (Figura 5.7b).

Fugacidad de oxígeno en los circones

El logaritmo de fugacidad de oxígeno en los circones está en un rango de -9 (núcleos de la pegmatita En el Rio) a -20 (núcleo de la pegmatita OC22-4AB) [Figura 5.7c]. El de la Zona Central está en un rango de -10 a -20, de la Zona Norte de -9 a -16. Las pegmatitas carbonatíticas de mineralogía parecida entre si: La Panchita, La Ofelia y La Joya, tienen valores de $\log f(\text{O}_2)$ parecidos. El ambiente en que cristalizaron estas pegmatitas es el más oxidado en comparación con los ambientes en donde cristalizaron otras pegmatitas. Los valores de $f(\text{O}_2)$ más bajos los tiene la pegmatita OC22-4AB (bordes y núcleos), entonces cristalizó y se metamorfoseó en un ambiente más reducido que las otras.

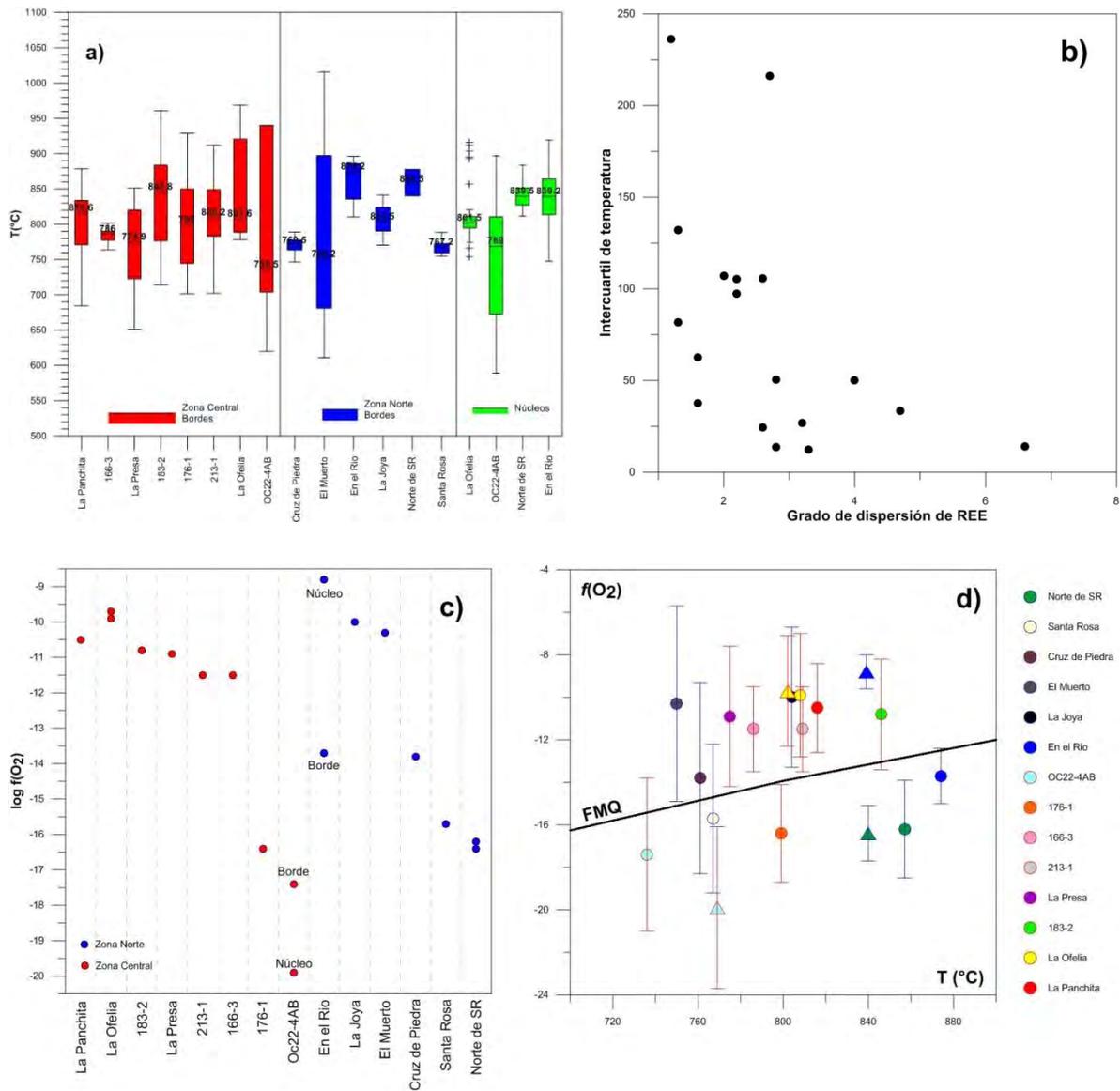


Figura 5.7 a) Rangos de temperatura en los circones calculados con el método de T_i en circón (Watson et al., 2006; Ferry y Watson, 2007), con los valores de temperatura mediana; b) representación gráfica de la dependencia entra grado de dispersión de las tierras raras y temperatura en los circones; c) fugacidad de oxígeno en los circones de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño; d) fugacidad de oxígeno en los circones de las pegmatitas, se grafica el buffer FMQ (Frost, 1991) como referencia, los triángulos – son núcleos, los círculos – son bordes de los circones.

5.1.3 Interpretación

La interpretación de los datos obtenidos proyectados en los diagramas de Belousova et al. (2002) no es tan evidente como para determinar las rocas parentales en las que se formaron los circones, esto es, la composición del fundido magmático parental del cual que se formaron las pegmatitas. Usamos tales diagramas para caracterizar el enriquecimiento o empobrecimiento relativo de P, REE, Y, U, Th y Hf de los circones de las pegmatitas.

Pero como la pegmatita La Panchita tiene circones químicamente bastante homogéneos, las concentraciones caen más puntualmente en los diagramas. Por ejemplo, en el diagrama de Shnukov et al. (1998) [Figura 5.5] los circones de esta pegmatita tienen las concentraciones de Hf% más bajas de todas pegmatitas estudiadas y corresponden al campo de las rocas alcalinas y las carbonatitas. En el diagrama de Ce/Ce* vs Eu/Eu* (Figura 5.1a) los valores de Eu/Eu* son más bajos (tamaño menor de la anomalía de Eu). De acuerdo con Gardiner et al. (2017) y Belousova et al. (2002) el ambiente donde cristalizaron los circones de La Panchita es menos fraccionado que el de todas las demás pegmatitas y corresponde al campo de las kimberlitas (Figura 5.1a). En la mineralogía de la pegmatita La Panchita no hemos encontrado ninguna señal de la presencia de feldespatos, que podría afectar a la concentración de Eu en los circones (Fedotova et al., 2008) Los circones de La Panchita están relativamente empobrecidos en P, Hf%, Y, U y en Th.

Los circones de la Zona Norte son más enriquecidos en REE e Y. Todos los circones analizados de esta zona tienen valores de P que entran en el rango de los granitos de origen ígneo, entonces podemos asumir que el fundido del cual se formaron las pegmatitas proviene de los niveles inferiores de la corteza y tiene origen exclusivamente ígneo.

Los circones de la Zona Central son químicamente más homogéneos en REE, Y y Th; los tamaños de las anomalías de Ce en los patrones de tierras raras son más parecidos entre sí; y son más enriquecidos en P. La mayoría de los circones de esta zona, por su contenido de P, tienen origen ígneo de la corteza inferior, pero las pegmatitas La Panchita y OC22-4AB tienen concentraciones de P en los circones que entran tanto en el rango de los granitos de tipo I como en el de las rocas de los granitos de tipo S. Por eso podemos asumir que las pegmatitas La Panchita y OC22-4AB pueden tener origen ígneo, el fundido paterno

se formó en los niveles de la corteza inferior, pero durante su ascenso se contaminó con las rocas de la corteza superior. También el hecho de que los bordes de las pegmatitas La Ofelia, OC22-4AB y Norte de Santa Rosa tengan valores de P inferior a 750 ppm indica que durante su formación (Orogenia Zapoteca) circulaban fluidos del origen magmático (Burnham y Berry, 2017).

Los circones se forman al inicio de la cristalización del fundido magmático y la química de ellos refleja la evolución de la química del magma (Chapman et al., 2016; Samperton et al., 2017). Por ejemplo, la pegmatita radiactiva El Muerto tiene los circones también enriquecidos en U, Th, Y y Hf. De esto podemos asumir que la química de los circones en cierto grado refleja la química de las pegmatitas. De acuerdo a esta observación podemos enunciar las siguientes conclusiones para las pegmatitas de las cuales fueron analizados los circones:

1. Las pegmatitas pre-tectónicas tienen valores de REE e Y más altos que las pegmatitas sin- y post-tectónicas. Esto nos puede indicar que los fluidos que circulaban en la época de formación de estas pegmatitas (1160-1200 Ma) fueron relativamente ricos en REE e Y. También dentro de las mismas pegmatitas pre-tectónicas los bordes se hallan empobrecidos en REE e Y en comparación con los núcleos, pero siguen siendo enriquecidos en comparación con las otras pegmatitas. A parte de esto, durante el metamorfismo granulítico los fluidos se empobrecen en los elementos LIL (*“large ion lithophile” elements*: K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr y Eu), entonces los cambios de la intensidad de la anomalía de Eu en los bordes y núcleos de los circones están relacionados con la circulación de los fluidos pobres en elementos LIL durante la Orogenia Zapoteca (Newton, 1986). Tal vez los bordes heredaron la química de los núcleos por la fusión parcial de las rocas encajonantes y removilización de los fluidos de las mismas pegmatitas, ya enriquecidas en REE e Y, durante el metamorfismo u orogenia Zapoteca.
2. Para las pegmatitas Santa Rosa, Norte de Santa Rosa, 166-3 y OC22-4AB durante el periodo de cristalización evolucionaba el estado de oxidación y grado de fraccionación del fundido. El cambio de la fugacidad de oxígeno y grado de fraccionación del magma se refleja en la composición de Ce y Eu en los cristales de los circones (Figura 5.1).

Asumimos que los circones cristalizan primero o están entre los primeros del fundido magmático [poseen las temperaturas más altas de cristalización (Samperton et al., 2017; Belousova, 2002; Fedotova, 2008) y morfología euhedral al cristalizar]. El fundido magmático parental de las pegmatitas tuvo una temperatura entre 681 y 940 °C, lo que está en el rango de las temperaturas estimadas de la orogenia Zapoteca (Mora et al., 1986). Se supone que la Orogenia Grenvilliana, al ser un metamorfismo de grado granulítico, actuaba bajo condiciones restringidas de P_{H_2O} (Newton, 1986), pero las pegmatitas necesitan cantidades abundantes de fluidos ricos en agua, entonces estas condiciones nos indican el origen magmático o circulación de muchos fluidos durante el metamorfismo Grenvilliano del Complejo Oaxaqueño.

Durante el presente trabajo descubrimos que el grado de dispersión de los patrones de tierras raras en los circones es inversamente proporcional al grado de dispersión de las temperaturas en las mismas. Según mis observaciones las dispersiones de tierras raras y de temperatura no tienen ninguna relación con el tamaño de los cuerpos pegmatíticos, tampoco con el tamaño de los cristales de los circones. El termómetro de los circones está basado en la cantidad de Ti que entra en la red cristalina durante su formación, entonces, si las temperaturas del circón son homogéneas, la concentración de Ti en el mismo circón también es homogénea. Pero las tierras raras en el mismo circón están dispersas aleatoriamente. Y al contrario, las concentraciones de Ti no son homogéneas en el circón y las concentraciones de tierras raras se mantienen constantes durante su cristalización. Quizá existe una competencia entre Ti y elementos de tierras raras por la entrada de sus iones en la estructura cristalina de los circones a una cierta temperatura del magma. Otra hipótesis sería que durante la cristalización se mantenga constante la temperatura mientras varias fases minerales nuevas crecen modificando las concentraciones de las tierras raras y cuando la temperatura cambia rápido (baja) los cristales de los circones se forman más rápido manteniendo la química de las tierras raras constante. La otra explicación puede ser que el termómetro de Ti de los circones también depende de otros factores que no se tomaron en cuenta y necesita unas correcciones. Todas estas hipótesis necesitan estudio más profundo y detallado para comprobar una de ellas.

La fugacidad de oxígeno $f(O_2)$ es considerado como uno de los más importantes parámetros que controla la diferenciación del magma. La fugacidad de oxígeno en los

circones de las pegmatitas nos indica el grado de oxidación del ambiente, el cual quedó grabado en los circones durante su cristalización. La composición mineralógica de las pegmatitas no tiene un control mayor sobre la fugacidad del ambiente. Sólo tres pegmatitas de mineralogía parecida (La Panchita, La Ofelia y La Joya) y valores de fugacidad de oxígeno en los circones también parecidos refutan esta observación, en el resto de las pegmatitas no se observa ninguna relación entre la mineralogía y estado de oxidación. Tal vez los valores de la fugacidad de oxígeno dependan de varios factores como: nivel del emplazamiento, participación de los fluidos meteóricos, mineralogía, cantidades de los elementos formadores de gas (oxígeno, carbono e hidrógeno) durante su formación (Sato, 1978). Se considera que la presencia de CO₂ es un factor importante de control de la fugacidad de oxígeno del ambiente magmático (Sato, 1978; Newton, 1986), cuanto más CO₂, más oxidado es el ambiente.

Por otro lado, hay el concepto de que el agua es responsable del proceso de oxidación (Kelley y Cottrell, 2009). Pero la existencia de una relación entre la presencia de los volátiles/fluidos ricos en agua y altos valores de $f(\text{O}_2)$ actualmente es bastante criticada y no es tan obvia (Scaillet y Gaillard, 2011).

5.2 Isótopos estables

5.2.1 Teoría

El oxígeno es el elemento más abundante en la corteza terrestre. Forma compuestos con todos los otros elementos excepto los gases inertes. El oxígeno tiene tres isótopos estables con masa atómica nominal 16, 17, 18 y abundancias de 99.8, 0.04 y 0.2%, respectivamente. Para el cálculo del valor $\delta^{18}\text{O}$ se utiliza la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. La composición isotópica del oxígeno en los minerales carbonatados se presenta con el parámetro $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a los estándares SMOW (*Standard Mean OceanWater*) o PDB (Pee Dee Belemnite) [Tabla 5.1].

Para las rocas ígneas o metamórficas silicatadas el valor $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) es positivo y su rango va desde 5 hasta 20‰. Las rocas del origen profundo, como basaltos oceánicos o rocas ultrabásicas tienen valor de $\delta^{18}\text{O}$ constante igual a 5.5‰ que es igual al de algunos meteoritos. El resto de las rocas ígneas con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos o bajos de 5.5‰ en algún momento fueron afectadas por contaminación con las rocas de la corteza continental y por contaminación después de la solidificación con fluidos hidrotermales. Existe una regularidad en las rocas que derivan de la corteza, las cuales presentan valores más elevados de $\delta^{18}\text{O}$ que las rocas que derivan del manto. En general los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se incrementan con el aumento del grado de fraccionamiento del fundido.

De acuerdo con Cooper et al. (2004) el material con valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al manto refleja la corteza subducida alterada y deshidratada, y el material con valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ representa la corteza oceánica normal, en otras palabras, durante la interacción agua-roca por la influencia de temperaturas altas la roca queda empobrecida en ^{18}O . Las rocas y magmas con valores de $\delta^{18}\text{O}$ bajos son el resultado del fraccionamiento débil durante el proceso de interacción con aguas meteóricas con temperaturas altas. Las temperaturas altas provocan un fraccionamiento menor entre los materiales.

Garlick y Epstein (1967) y Taylor (1968) ordenaron los minerales coexistentes de acuerdo con su tendencia relativa en concentrar el isótopo ^{18}O en los mismos. La secuencia

de los minerales siguientes está en el orden de su tendencia decreciente de acumulación del ^{18}O :

Cuarzo → dolomita → feldespato alcalino, albita → calcita → plagioclasa enriquecida en Na → plagioclasa enriquecida en Ca → moscovita, paragonita, cianita, glaucofana → ortopiroxeno, biotita → clinopiroxeno, hornblenda, granate, circón → olivino → ilmenita → magnetita, hematita.

Respecto al SMOW los minerales de origen ígneo están enriquecidos en ^{18}O y tienen valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ desde 20‰ en cuarzo, 6 – 15‰ en carbonatos, hasta 5‰ – 6‰ en olivino y piroxeno.

El carbono es el cuarto elemento más abundante en el Sistema Solar. El carbono tiene dos isótopos estables ^{12}C y ^{13}C que son fraccionados principalmente por los procesos de intercambio isotópico dentro del sistema del carbono inorgánico (CO_2 atmosférico – bicarbonato disuelto – carbonato sólido), lo que lleva al enriquecimiento en ^{13}C en los carbonatos, y los efectos cinéticos durante la fotosíntesis, lo que lleva al enriquecimiento de ^{12}C en el material orgánico. El estándar utilizado para los isótopos del C es el PDB (Pee Dee Belemnite) [Tabla 5.1].

En la Tierra existen tres reservorios principales de carbono con valores de $\delta^{13}\text{C}$ propios: carbonatos sedimentarios, carbono orgánico sedimentario y carbono del manto. El reservorio más grande es el manto. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ que se toma como primordial del manto está entre -5 y -6‰. Pero la composición isotópica del manto no es igual en todas partes, debido al proceso de enterramiento del material orgánico ($\delta^{13}\text{C} = -25‰$) y carbonatos ($\delta^{13}\text{C} = 0‰$) en las zonas de subducción.

La composición isotópica de C en las rocas sedimentarias de edad Precámbrica es constante durante un periodo de tiempo geológico bastante grande (el $\delta^{13}\text{C}$ está en el rango de -5 a +10‰) y también el carbono reducido en rocas precámbricas se halla empobrecido en ^{12}C (Faure y Mensing, 2005). La concentración de ^{12}C en carbonatos precámbricos puede disminuir durante eventos metamórficos posteriores. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el magma carbonatítico varían en el rango -1‰ a -9‰ (Blattner y Cooper, 1974; Santos, 1995; Deines y Gold, 1973).

Los valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en las calcitas de las pegmatitas son consistentes con las reacciones de decarbonización y de fraccionamiento de CO_2 coincidente con la formación

de los skarns (Mungall, 1989; Lentz y Suzuki, 2000). Las calcitas de los mármoles, skarns y pegmatitas Precámbricos del Cinturón Grenvilliano están presentadas gráficamente en la **Figura 5.9** (Sheppard y Schwarcz, 1970).

La teoría de formación de los cristales de calcita en las pegmatitas Grenvillianas por medio de metamorfismo y transición del carbono de mármoles a cuerpos pegmatíticos, o en otras palabras, la decarbonatización de los mármoles, fue propuesta por Mungall (1989). Se basó en trabajos de otros autores (Valley, 1986), donde el autor hace constar que el proceso puro y directo sería insuficiente para llevar los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbonato sedimentario al “campo” ocupado por las carbonatitas.

Los mármoles Proterozoicos de la Provincia Grenvilliana representan pequeños reservorios cerca de la superficie de metasedimentos de carbonato supracrustal, representados en muchos casos por brechas de mármol. La variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ de los mármoles (**Figura 5.9**) puede atribuirse al intercambio de oxígeno con rocas silicatadas ígneas y sedimentarias que quedan encerradas durante el metamorfismo de alto grado. La perturbación en la escala observada requiere una interacción fluido-roca a gran escala del tipo comúnmente visto en depósitos de skarn (Valley, 1986). Mungall (1989) en su trabajo sobre el origen de las pegmatitas carbonatadas de la Provincia Grenvilliana propone una interacción similar, con la importante condición de que las intrusiones que fueron fuentes para los fluidos fueron de composición carbonatítica.

La explicación de la presencia de las carbonatitas interpretadas como mármoles remobilizados altamente intercambiados requiere la existencia de cuerpos intrusivos silicatados-carbonatados cercanos, saturados de agua. El agua juega un papel importante en el proceso de la fusión de los carbonatos (Lentz, 1999). En presencia del vapor de agua a una presión de 100 bars la calcita empieza a fundirse a una temperatura alrededor de los 740°C. Este nivel de temperatura probablemente se alcanza bastante frecuentemente en la zona de contacto de las calizas con las rocas ígneas, y las primeras pueden experimentar la fusión parcial durante un metamorfismo de contacto. El proceso lleva también decarbonatización, proporcionando CO_2 libre en la roca. Si el material involucrado por el magma es rico en H_2O y pobre en CO_2 , este puede perderse en las aureolas de contacto por el flujo constante de los volátiles del magma. Si esto ocurre, la fusión parcial de las calizas en el contacto es poco probable (Wyllie y Tuttle, 1960). Pero en el territorio de la Provincia

Grenvilliana, donde se observan diques de mármoles, nunca aparecen los cuerpos intrusivos que satisfacen las condiciones de tiempo y tamaño para poder ser fuentes de la temperatura suficiente y contenedores de bastante volumen de CO₂ a fin de afectar la firma isotópica de carbono de los mármoles. Entonces no queda otra opción que la de que las pegmatitas traigan cantidades suficientes de CO₂, o dicho en otras palabras, que sean de composición carbonatítica.

Según Lentz y Suzuki (2000) los skarns son formaciones tardías respecto a la última etapa de la orogenia Grenvilliana relacionadas con la intrusión de las pegmatitas “graníticas” y mármoles, o sea son el resultado de la interacción de una roca ígnea (pegmatitas) y una roca encajonante (mármoles). ¿Por qué en este trabajo discutimos los problemas de la formación de skarn? Porque de acuerdo a la hipótesis de su formación los consideramos como el producto de la interacción de las pegmatitas con las rocas encajonantes. Los autores Lentz y Suzuki (2000) consideran que hay predominantemente tres procesos responsables de la variación de los isótopos estables en los skarns magmáticos: 1) la decarbonatización metamórfica 2) el intercambio metasomático y 3) la decarbonatización introducida por metasomatismo (metasomatismo aluminosilicatado).

Los cambios acoplados de oxígeno y carbono son indicadores de la combinación de las reacciones de decarbonatización e intercambio metasomático del oxígeno con el fluido derivado de las pegmatitas.

La covariación lineal entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calcitas cristalizadas en el skarn probablemente es un resultado de la mezcla isotópica durante la reacción continua o de preservación de la firma isotópica del oxígeno de los mármoles con un pequeño empobrecimiento en ^{13}C por influencia de las pegmatitas.

Las pegmatitas contenedoras de calcita en el territorio del Complejo Oaxaqueño tienen un origen ampliamente discutido, así que el problema de génesis de este mineral no ha perdido actualidad.

El sistema isotópico de C y O puede proporcionar una comprensión detallada de los procesos ígneos o sedimentaros que participaron en la formación de los cuerpos pegmatíticos del Complejo Oaxaqueño. En otras palabras, el estudio con este método nos ayudará a determinar de dónde proviene el material y cuántas fuentes influyen en la formación de las pegmatitas. También puede indicarnos si había algún tipo de reciclaje de

las rocas sedimentarias antes de formar el fundido magmático materno de las pegmatitas o son puramente los últimos productos del fundido mantélico. También podríamos determinar la procedencia de los minerales raros para este tipo de cuerpos geológicos. Pero no siempre la aplicación de un método isotópico por separado nos puede proporcionar la información exacta sobre la génesis de la roca o mineral, y tal vez la mejor manera de resolver problemas petrogenéticos sea usar todos los métodos disponibles en conjunto, hasta donde sea posible.

En este trabajo estamos comparando la composición isotópica de C y O de calcita extraída de 11 diferentes cuerpos pegmatíticos, además de una muestra de calcita que fue extraída del mármol. Los valores de C y O fueron comparados con los valores de las rocas parecidas del Cinturón Grenvilliano y otros ambientes geológicos de la literatura revisada. Para poder interpretar los datos isotópicos obtenidos, éstos deben ser comparados con los que se consideran característicos de los principales reservorios.

5.2.2 Metodología

Se realizaron los análisis isotópicos de oxígeno y carbono utilizando la técnica básica descrita por McCrea (1950) para el análisis de carbonatos donde el CO₂ es liberado por la reacción ácida con H₃PO₄ al 100% a 25°C durante 50 horas, las dolomitas reaccionan de igual forma a 72°C. La preparación del material, muestras y análisis se realizó siguiendo el procedimiento descrito por (Révész y Landwehr, 2001; Révész et al., 2002), utilizando un Gas Bench II acoplado a un espectrómetro de masas de isótopos estables Thermo Finnigan MAT 253, en el Laboratorio de Isótopos Estables, Instituto de Geología, UNAM.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ reportados están medidos y expresados con relación a la escala VPDB normalizada, empleando los valores de consenso de -46.6‰ para LSVEC (LiCO₃) y $+1.95\text{‰}$ para el NBS19 (Coplen et al., 2006a, b). Los valores expresados de $\delta^{18}\text{O}$ son relativos a la escala VPDB y VSMOW, normalizados de acuerdo a Coplen (1988). Los análisis se realizaron utilizando los materiales de referencia LSVEC, NBS-19 y NBS-18, y cada 7 muestras se colocó una referencia interna CaCO₃ Sigma para verificar la repetibilidad, y reproducibilidad la cual debe ser mejor que 0.2‰.

Tabla 5.1 Relaciones isotópicas de los isótopos estables de C y O (Coplen, 1988; White, 2013).

Delta	Relación	Estándar	Abreviatura	Relación absoluta
$\delta^{13}\text{C}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	<i>Belemnitella americana</i> de la Fm. Peedee del Cretácico, South Carolina, USA	PDB	$1.122 \cdot 10^{-2}$
$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Standard Mean Ocean Water	V-SMOW	$2.0052 \cdot 10^{-3}$
		<i>Belemnitella americana</i> de la Fm. Peedee del Cretácico, South Carolina, USA	PDB	$1.03086 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 30.86$

Como patrón de trabajo se utiliza un tanque de CO_2 con una pureza de 99.998%. Este patrón de trabajo se calibra a diario con tanque de CO_2 Oztech de composición isotópica certificada ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -9.78$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -10.99$). Para esta técnica además se inserta un carbonato de calcio cada 7 muestras para monitorear la calidad de los resultados el cual tiene una $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -21.4 \pm 0.06$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -8.08 \pm 0.05$

Los resultados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de los carbonatos se normalizan utilizando varios materiales de referencia del NIST como el NBS-19, NBS 18 y LSVEC a la escala VPDB de acuerdo con las correcciones descritas por (Coplen, 1988) para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y cambio de escala a $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) y (Coplen et al., 2006a, b) para $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. Para esta técnica se tiene una desviación estándar de 0.2 ‰ para el oxígeno y 0.2 ‰ para el carbono.

El método de medida está basado en un método de nulos comparado directamente la composición isotópica del CO_2 de la muestra $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ con respecto a la composición isotópica CO_2 estándar de trabajo $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

La unidad de reporte $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ es la medida para determinar las relaciones isotópicas de carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y la unidad de reporte $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ es la medida para determinar las relaciones isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del CO_2 proveniente de una muestra por Espectrometría de Masas de Isótopos Estables con respecto a las relaciones isotópicas de carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y oxígeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de un CO_2 del estándar internacional PDB (Pee Dee Belemnite) el cual es un

carbonato de origen marino de la formación cretácica Peedee en Carolina del Sur (Craig, 1957).

El cálculo de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ está de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Muestra}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} - 1 \right] \cdot 10^3$$

El cálculo de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ está de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 10^3$$

Dónde: $\delta^{13}\text{C}$ está expresada por los cocientes de los isótopos estables ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) de la muestra contra el patrón internacional VPDB, y la $\delta^{18}\text{O}$ está expresada por los cocientes de los isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de la muestra contra el patrón internacional SMOW.

5.2.3 Resultados

Tabla 5.2 Valores isotópicos de C y O en calcitas de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño.

Muestra	Nombre de la pegmatita	Ubicación de toma de muestra	Tamaño/color	Alteraciones /inclusiones de otros minerales	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW(‰)
J01	La Panchita	Núcleo de la pegmatita	Gigante cristalina /color rosa	/intercalado con las micas	-8.72	-16.52	13.88
J02	La Panchita	Núcleo de la pegmatita	Gigante cristalina /color rosa	/intercalado con las micas	-8.62	-16.54	13.86
PAN R	La Panchita	Núcleo de la pegmatita	Gigante cristalina/color rosa	/intercalado con las micas	-8.95	-15.59	14.83
139-3	Cruz de Piedra	Veta posterior	Gigante cristalina	Alterado /con las micas incluidas	-0.69	-11.04	19.53
139-4	Cruz de Piedra	Veta posterior	Gigante cristalina/color blanco	/con piroxeno y micas	0.12	-10.16	20.43
139-6	Cruz de Piedra	Núcleo de la pegmatita	/color gris	/con cuarzo y piroxeno	-5.05	-17.83	12.53
139-7	Cruz de Piedra	Núcleo de la pegmatita	/cristales más o menos transparentes		-5.04	-17.82	12.54
203-1	OC22-4AB	Núcleo de la pegmatita	/color blanco	/intercalado con micas	-7.58	-13.06	17.45
203-10	OC22-4AB	Veta posterior	/color blanco	/intercalado con micas	-0.91	-13.00	17.51
266-7	La Ofelia	Cavidad entre los cristales de piroxenos	Gigante cristalina/color gris		-3.41	-13.28	17.22
109-1	En el Río	Dique del mármol	/color blanco lechoso	/con olivino, titanita, piroxeno y grafito(?)	-1.12	-14.82	15.63
183-1	183-2car	Núcleo de la pegmatita	Gigante cristalina/color rosado lechoso	/intercalado con micas	-5.15	-14.49	15.97

Disponemos de 8 análisis isotópicos de C y O en calcitas extraídas de las partes nucleares de las pegmatitas, 3 de las vetas carbonatizadas posteriores y una muestra de calcita de un dique carbonatizado, llamado “mármol cipolino” (Tabla 5.2). Casi siempre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se analizan conjuntamente con la composición de otros isótopos estables, generalmente son los isótopos del oxígeno. En nuestro caso los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de todas las muestras están en el rango -8.95‰ a +0.12‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) en el rango 12.5‰ a +20.4‰. Todos los datos isotópicos de carbonatos obtenidos durante este trabajo se han proyectado en la Figura 5.8, la que resume toda la información obtenida sobre la composición isotópica de oxígeno y carbono de diferentes rocas existentes en la Tierra y representa sus campos. En esta figura se puede observar que los carbonatos estudiados, caen en los campos de las carbonatitas, de los carbonatos de condritos/mantélicos, de los carbonatos antiguos metamorfoseados y de los carbonatos marinos: La Panchita – condritos ordinarios; Cruz de Piedra núcleo de la pegmatitas – carbonatitas; Cruz de Piedra veta posterior – carbonatos marinos y/o mármoles Grenvillianos: 183-2 y La Ofelia – condritos ordinarios; En el Río (“mármol cipolino”) – carbonatos viejos de 2 Ga; Ejutla núcleo de la pegmatita – en el de condritos ordinarios; Ejutla veta posterior – cae fuera de cualquier campo.

Se observa una correlación positiva desde La Panchita hasta Cruz de Piedra. Basándose en una afirmación de que las rocas que derivan de la corteza presentan valores más elevados de $\delta^{18}\text{O}$ que las rocas que derivan del manto (Faure y Mensing, 2005), se puede asumir que las calcitas de La Panchita son las que tienen un origen más mantélico de todas las pegmatitas estudiadas. También en general los valores de $\delta^{18}\text{O}$ incrementan con el aumento de fraccionamiento del fundido, entonces la calcita de la Panchita cristalizó del fundido menos fraccionado de todas las pegmatitas, porque es la más enriquecida en ^{12}C y ^{16}O de todas las pegmatitas.

Aunque los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las pegmatitas están más o menos en el rango de la calcita hidrotermal, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más bajos, esto significa que las calcitas están enriquecidas en ^{16}O en comparación con los hidrotermales.

La Ejutla y La Ofelia están más cerca del campo de calcita hidrotermal. Estas pegmatitas son antiguas y sufrieron metamorfismo de grado anfibolítico; tal vez por este proceso se empobrecieron en ^{18}O .

Cruz de Piedra tiene dos tipos de datos: dos muestras enriquecidas y dos muestras empobrecidas en ^{13}C y ^{18}O : los valores de las vetas posteriores son $\delta^{13}\text{C} = -0.7$ y 0.12 $\delta^{18}\text{O} \sim 20$ y los valores de los carbonatos de la pegmatita $\delta^{13}\text{C} = -5$ $\delta^{18}\text{O} = 13$. La pegmatita OC22-4AB también tiene un punto enriquecido y otro empobrecido en ^{13}C , porque fueron tomados de la pegmatita ($\delta^{13}\text{C} = -7.6$) y de la veta posterior ($\delta^{13}\text{C} = -0.9$). La calcita de la pegmatita OC22-4AB parece que tiene origen magmático, también como la de la Cruz de Piedra el cual que durante el metamorfismo se enriqueció en ^{13}C .

También comparamos los datos obtenidos durante este trabajo con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las pegmatitas, mármoles y skarns del Cinturón Grenvilliano parecidos a nuestras rocas, estudiadas por Mungal (1989) y Lentz (1996). Los datos de la literatura representan cuatro tipos de rocas: pegmatitas, mármoles, skarns y vetas posteriores compuestas por cuarzo-calcita-allanita-magnetita. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las pegmatitas caen puntualmente en el rango de las carbonatitas/—carbonatos primarios ígneos” $6 - 15\text{‰}$ y $-1 - -9\text{‰}$ respectivamente (Taylor et al., 1967; Blattner y Cooper, 1974; Santos, 1995; Deines y Gold, 1973). Los valores de los mármoles Grenvillianos están bastante dispersos y se extienden con una correlación positiva desde los valores de las pegmatitas hasta valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ bastante altos: $12.3 - 24.7\text{‰}$ (SMOW) y $-2.4 - 5\text{‰}$ (PDB) respectivamente. Los skarns tienen la misma tendencia de correlación positiva que los mármoles, pero están más empobrecidos en $\delta^{13}\text{C}$ ($-2.22 - 0.75\text{‰}$), el rango de los valores para $\delta^{18}\text{O}$ es $12.8 - 22\text{‰}$.

Respecto a las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño todos los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son más bajos que los de las rocas del Cinturón Grenvilliano, pero por otro lado están enriquecidos en ^{18}O , en comparación con las pegmatitas —graníticas” Grenvillianas. La Panchita está más empobrecida en ^{13}C en comparación con las pegmatitas Oaxaqueñas y Grenvillianas.

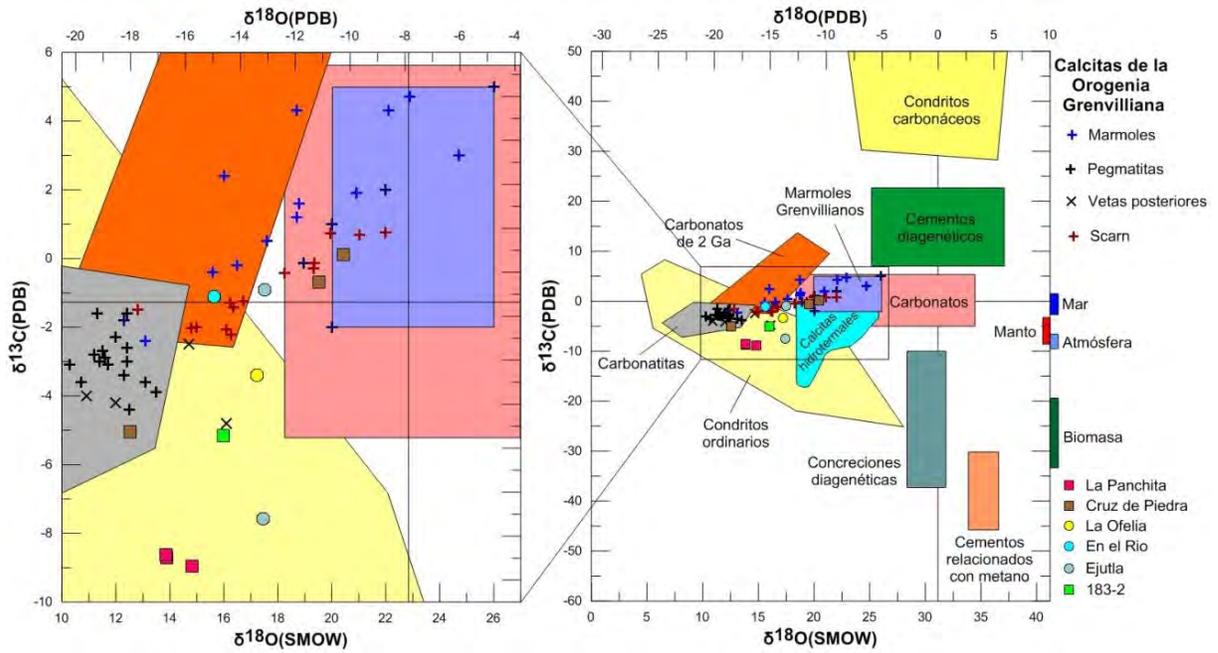


Figura 5.8 Rango completo de los valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Lentz 1996; Pi Puig, 2005, basado en Hudson, 1977; Baker y Fallick, 1989; Stakes y O'Neil, 1982; Deines y Gold, 1973; Lentz y Suzuki 2000; Sheppard y Schwartz 1970). Los valores de los isótopos de O y C de calcitas de la Orogenia Grenvilliana (mármoles, pegmatitas, vetas posteriores y skarn) fueron tomados de Lentz (1996) y Mungal (1989).

5.2.3 Interpretación

Las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño contenedoras de calcita por su ubicación, relación con las rocas encajonantes y composición mineralógica se parecen mucho a las de la Provincia Grenvilliana, estudiadas por Mungal (1989), Lentz (1999), Lentz y Suzuki (2000). Estos autores llegaron a la conclusión de que este tipo de pegmatitas portan cantidades suficientes de CO₂ que las asemejan a una composición carbonatítica y no han sido formadas por la fusión parcial de los mármoles Grenvillianos. En lo referente a la firma isotópica de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño, estas tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ todavía más bajos que los de la Provincia Grenvilliana, por lo tanto podemos decir que tal vez la calcita es resultado de la composición altamente carbonatítica del fundido original con asimilación química de los mármoles adyacentes. Entonces las calcitas de las pegmatitas La Panchita, La Ofelia, Cruz de Piedra y OC22-4AB y 183-2car tienen origen magmático-mantélico (Blattner, 1974; Santos, 1995; Deines y Gold, 1973), pero por otro lado están un poco más enriquecidas en ^{18}O que las carbonatitas, lo que puede significar contaminación por oxígeno cortical.

La calcita de la pegmatita La Panchita tiene los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más bajos de todas las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño y de la Provincia Grenvilliana, pero está un poco más enriquecida en ^{18}O que las de esta última.

Las pegmatitas 183-2 y La Ofelia, igual que La Panchita, tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ semejantes a los de los carbonatos de origen ígneo, aunque están un poco más contaminados por ^{18}O .

Los valores de los isótopos estables de O y C del mármol “eipolino” nos evidencian que se trata de carbonatos sedimentarios Precámbricos metamorfoseados (Barker y Fallick, 1989), los cuales también están en el mismo rango que el de los mármoles de la Provincia Grenvilliana.

Las vetas posteriores en las pegmatitas OC22-4AB y Cruz de Piedra están en el rango de los valores de los skarns de la Provincia Grenvilliana. Tienen también temperaturas de cristalización más bajas que las de las pegmatitas (ver Capítulo 5.3 química de las micas). Como no hemos visto en la cercanía intrusiones posteriores, que pudieron ser

las fuentes de los fluidos, podemos asumir que este tipo de vetas tardías es un producto del metamorfismo retrógrado de la Orogenia Zapoteca.

5.3 Química de las micas

5.3.1 Introducción

La biotita es un filosilicato (mica) trioctaédrico y es un mineral ferromagnesiano (máfico). La biotita dentro de su plano ideal forma químicamente una serie isomórfica casi completa con flogopita [$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] y annita [$\text{KFe}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] además de una solución sólida parcial con los miembros finales eastonita [$\text{KMg}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] y siderofilita [$\text{KFe}_2^{2+}\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] (Rieder et al., 1998; Deer et al., 2003). La sustitución atómica isomórfica extensiva ocurre en las posiciones tetraédricas, octaédricas y entre las capas de la biotita, y se puede expresar de la siguiente manera:

Fórmula general: $\text{X}_2\text{Y}_{4-6}\square_{2-0}\text{T}_8\text{O}_{20}\text{A}_4$

X = K, = Na, Ca, Ba, Rb, Cs, Sr, H_3O^+ , NH_4^+

Y = Mg, = Fe^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn, Li, Ti, Mn, Zn, Cr, V

\square = sitio vacante

T = Si, = Al, raramente Fe^{3+}

A = OH, F, Cl

En la mayoría de los casos la sustitución atómica en las biotitas es compleja e implica dos o más esquemas de sustitución acoplada (Abrecht y Hewitt, 1980; Labotka, 1983).

En la posición entre las capas (X) de la serie de las micas biotíticas se acomodan principalmente los cationes de K y las sustituciones citadas más arriba. De esta manera el K en esta posición puede ser reemplazado por el Na (hasta 20%) o el Ca (hasta 10% en las biotitas metamórficas y hasta 27% en las biotitas ígneas), así tanto como por cantidades menores de Rb, Cs y Ba.

En la naturaleza la sustitución de Fe por Mg y al revés en la posición de los cationes octaédricos (Y) se extiende del miembro final flogopita hasta el miembro final annita. El catión octaédrico, para las biotitas de las rocas ígneas y metamórficas, en general está en el rango total de 2.7-2.9 pfu.

A pesar de que la solución sólida en el plano ideal de la biotita definido por flogopita, annita, eastonita y siderofilita sea extensa, la mayoría de las composiciones biotíticas caen más cerca de la unión flogopita-annita que de la unión eastonita-siderofilita. En otras palabras, el contenido de Al en la posición de los cationes tetraédricos (T) en las biotitas habitualmente es menor a 1.5 cationes pfu. El Al^{IV} en las biotitas de las rocas metamórficas usualmente es menor a 0.5 pfu. Los valores de Mg/(Mg+Fe_{tot}) de la biotita metamórfica natural casi nunca superan el 0.3. El Ti generalmente está asignado para posición octaédrica, pero si el Al^{IV} no es suficiente para el completar el componente requerido de cuatro cationes de pfu, la falta puede ser completada por Ti^{IV}. La concentración de Ti en biotita está controlada por la temperatura, presión y composición, pero experimentalmente está comprobado que el factor de temperatura parece ser el más influyente de todos. La incorporación de Ti en flogopita aumenta de acuerdo con el crecimiento de temperatura, por ejemplo: a 600 °C es 0.07 apfu de Ti, a 800 °C es 0.2 apfu de Ti y a 1000 °C es 0.7 apfu (Robert, 1976). El incremento de presión da un efecto opuesto: las concentraciones de Ti disminuyen de acuerdo con el aumento de presión (Tronnes et al., 1985). Por ejemplo, a la temperatura 1000 °C, de acuerdo con el crecimiento de presión de 0.1 a 0.7 GPa (1 a 7 kbar), la concentración de Ti disminuye de 0.7 a 0.2 apfu (Robert, 1976). El termómetro de Henry et al. (2005) basado en el contenido de Ti en biotitas están calibrado para la presión de 0.4 a 0.6 GPa. Determinamos las temperaturas de las micas de las pegmatitas estudiadas con el método de Henry et al. (2005) usando dos métodos: graficando las concentraciones de Ti en pfu y la relación de Mg/(Mg+Fe) en el diagrama y también calculando con la fórmula

$$T = \left\{ \frac{\ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283 \left[\frac{Mg}{Mg+Fe} \right]^3}{4.6482 \times 10^{-9}} \right\}^{1/3}$$

El contenido de H₂O en la posición (A) en micas es extremadamente variable. Contenidos bajos de agua comúnmente representan o sustitución de los halógenos o deshidratación durante pérdida del agua y sustitución del tipo Fe³⁺ + O = Fe²⁺ + OH. Contenidos altos de agua reflejan absorción de la misma H₂O⁻ y sustitución de K por ión de hidronio (H₃O⁺) en la posición entre las capas. La flogopita de las rocas metamórficas a

menudo es rica en F, pero la flogopita de las rocas ultramáficas puede contener nada de F. El cloro sustituye al OH con dificultad. El contenido de Cl en las biotitas usualmente es mucho menor que el contenido de F y generalmente mucho menor a 0.1 pfu.

La biotita ocurre en una variedad más extensa de ambientes geológicos que otras micas. Es muy común en rocas ígneas y metamórficas de composición diversa, pero se observa poco en rocas sedimentarias. En las rocas metamórficas se forma bajo un rango amplio de condiciones de T y P, también aparece muy a menudo en la zona del metamorfismo de contacto de los sedimentos arcillosos. En las rocas plutónicas ígneas, la biotita ocurre comúnmente en los granitos, pegmatitas graníticas, granodioritas, tonalitas, dioritas, noritas, sienitas nefelínicas y en cuarzo-monzonitas. Es particularmente característica en rocas intermedias de afinidad calco-alkalina y ocurre en una amplia gama de rocas del origen híbrido (Deer et al., 2003).

Para las biotitas magmáticas Nockolds (1947) se sugirió que el contenido de Al_2O_3 relacionado al FeO y MgO depende de la paragénesis de las micas, pero los valores de FeO y MgO dependen del grado de diferenciación del magma en el cual cristalizó la biotita o de la cantidad de contaminación que haya sufrido la roca. De acuerdo con Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) y Mahmood (1983) el contenido de MgO disminuye y el contenido de FeO total y MnO aumenta de acuerdo con el grado de diferenciación del magma. El contenido de SiO_2 , TiO_2 , K_2O y Na_2O no cambia de acuerdo con el crecimiento de la diferenciación.

Para las biotitas metamórficas la disminución de Mn, Fe y enriquecimiento de Ti, Mg, Ba y Cr puede ser correlacionadas con el aumento del grado de metamorfismo (Engel y Engel, 1960; Guidotti, 1984). Durante intemperismo y alteración con los fluidos hidrotermales la red cristalina de las biotitas pierde los cationes de K, Na, Ca, Ba y Cs (Zhang et al., 2016)

Como hemos mencionado anteriormente, la flogopita es un miembro final de la sustitución isomórfica de hierro por magnesio con la fórmula química $KMg_3AlSi_3O_{10}(F,OH)_2$ y según Deer et al. (1962) se distingue de la biotita por tener una relación $Mg:Fe > 2:1$. La flogopita de composición cercana al miembro final de la solución sólida ocurre por lo general en el contacto de los mármoles dolomíticos con los cuerpos graníticos. También puede estar asociada con el metamorfismo de contacto entre calizas

impuras o dolomías y rocas potásicas ultramáficas o rocas ígneas subsaturadas de silicio las cuales experimentaron el metamorfismo regional.



Durante la facies anfibolítica de las calizas magnesianas, la flogopita puede asociarse con microclina y diópsido y está en equilibrio con calcita+cuarzo o calcita+microclina.

En las rocas ígneas la ocurrencia principal de flogopita rica en Mg está en las peridotitas del manto superior metasomatizadas con fluidos ricos en K, peridotitas con mica, piroxenitas con mica, en megacristales y fenocristales de rocas alcalinas subsaturadas en silicio de carácter ultramáfico o máfico como por ejemplo kimberlitas (Mitchell, 1995; Mitchell y Vladykin 1996). La presencia de flogopita en las rocas ígneas nos indica que el ambiente donde cristalizó la mica fue rico en K, Fe y Mg.

La flogopita fue confirmada como una fase estable en las condiciones del manto superior (Kushiro et al., 1967). Los estudios detallados de los xenolitos del manto sugieren que la flogopita es un mineral hidratado común en el manto superior, que ocurre como resultado del metasomatismo del manto (Wass et al., 1979).

Las flogopitas asociadas con apatito y calcita fueron reportadas en vetas de piroxenitas en rocas Grenvillianas (Landes, 1938), donde se cree que cristalizaron de un líquido de composición granítica contaminado por las dolomías o calizas dolomíticas. En general las flogopitas en la provincia Grenvilliana están asociadas con los skarns y venas piroxeníticas y las biotitas espacialmente están asociadas con pegmatitas altamente fraccionadas (Landes, 1938; Currie, 1951). La composición química de la mica recuerda los efectos combinados de la diferenciación, hibridación y separación de la fase volátil en las pegmatitas. Entonces la caracterización química de las micas es un factor importante para estimar un ambiente posible de formación de las pegmatitas, también es muy importante para su clasificación (Heinrich, 1946; Guidotti, 1984) y nos proporciona datos importantes sobre el origen y la evolución del fluido pegmatítico (Lentz, 1992; Webber et al., 1999).

Las biotitas de las pegmatitas Grenvillianas post-tectónicas, ricas en elementos raros (U, Th, Mo, Nb, REE) fueron usadas para caracterizar y evaluar su petrogénesis en la parte sureste de la Provincia Grenvilliana (Lentz, 1992). Se estimó que las pegmatitas tardías (post-tectónicas) en la provincia de Grenville probablemente se originan como un fundido

subsaturado en H_2O , llevándose los fundidos parciales de los niveles más profundos, generados por la introducción de fluidos dentro de los gneises subsaturados en volátiles (Lentz, 1991). Estos fundidos de baja temperatura comenzarían a cristalizarse fraccionadamente durante su ascenso hasta su nivel de emplazamiento actual. Las pegmatitas pueden ser las fracciones de los fundidos parciales provenientes de la corteza intermedia asociados con el adelgazamiento y ajuste de la corteza (Lentz, 1992).

Biotita es la fase ferro-magnésiana más común y particularmente abundante si las pegmatitas están encajadas en gneis contenedores de biotita. Biotita puede ser la primera fase la que cristaliza del fundido o como el resultado de la contaminación por las rocas encajonantes (xenocristales) y recristalización (hibridización) (Lentz, 1992; 1996). El contenido alto de hierro en las biotitas que están en asociación con magnetitas está relacionado con la fugacidad de oxígeno más alta (Lentz, 1992; 1996).

En el Complejo Oaxaqueño las micas fueron estudiadas en la pegmatita radiactiva El Muerto con el objetivo de caracterizar las condiciones y origen del fundido que generó esta pegmatita. Podemos asumir que el magma pegmatítico que formó El Muerto podría ser poco diferenciado, porque según los autores, la mica predominante es la flogopita (Sandoval et al., 2005; Prol-Ledesma et al., 2012). Las pegmatitas orogénicas tienen valores de relación $Fe/(Fe+Mg)$ más bajos (0.68-0.72) que las pegmatitas anorogénicas, las cuales tienen valores más altos que 0.9. La flogopita de la pegmatita El Muerto demuestra valores todavía más bajos. Se sugiere que la pegmatita El Muerto estuvo probablemente relacionada con un intenso proceso orogénico (Sandoval et al., 2005).

En el presente trabajo se analizaron cinco muestras de las micas extraídas de los cuerpos pegmatíticos (OC22-4AB, 183-2car, La Panchita, La Ofelia y La Presa) de la Zona Central, tres muestras de la mica de las pegmatitas de la Zona Norte (El Muerto, La Joya y Santa Rosa) y una muestra de las micas del gneis encajonante rico en biotita que se ubican 6 km al SE de la pegmatita La Panchita en la Zona Central del Complejo Oaxaqueño. De las pegmatitas OC22-4AB, La Panchita, y 183-2car tenemos muestras de la mica de diferentes partes del cuerpo pegmatítico. La Panchita tiene tres muestras: dos son las micas del núcleo pegmatítico (La Panchita_1 y La Panchita_2) y una es del borde del cuerpo pegmatítico (La Panchita_3). La muestra OC22-4AB_1 es una mica alterada con piroxenos también alterados del núcleo del lente pegmatítico, OC22-4AB_2 (203-10), la mica de

color café con calcita – no tienen rasgos de alteración de la veta carbonatada tardía, OC22-4AB_3 es una mica verde con calcita del núcleo del lente pegmatítico. Las pegmatitas 183-2car es un sistema de los lentes pegmatíticos de composición carbonatítica (clinopiroxenos, carbonatos, micas y con/sin escapolita) durante el presente trabajo muestreamos 3 cuerpos pegmatíticos: 183-2car_1 – son cristales grandes de mica hasta de 5 cm de diámetro, 183-2car_2 son cristales de mica asociados con piroxenos alterados, y 183-2car_3 son cristales grandes de mica alterados y deformados.

Los cristales de las micas fueron analizadas en sector central y en los bordes con una microsonda JEOL modelo JXA 8900 del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), del Instituto de Geofísica de la UNAM. Para el análisis químico en todas las mediciones se usó un aumento de 4000X, con un diámetro de haz electrónico de 10 micrómetros. La corriente del haz fue de 2.0×10^{-8} A con un voltaje de aceleración de 20 kV. En todos los elementos el tiempo de adquisición fue de 40 s, excepto en el Na y K que fue de 10 s.

5.3.2 Resultados

Al IV – Fe/(Fe+Mg) (Figura 5.9)

La clasificación de las micas estudiadas fue realizada de acuerdo con la relación de Al IV y Fe/(Fe+Mg), que es la de los miembros finales eastonita, siderofilita, flogopita y annita (Guidotti, 1984).

El Muerto, el gneis y La Presa tienen valores de la relación Fe/(Fe+Mg) [0.42-0.48] que caen en el campo de las "biotitas", los valores de Al IV son de 1.49-2.02.

Las otras pegmatitas: La Joya, Santa Rosa, 183-2car, La Ofelia, Ejutla, La Panchita tienen valores de Fe/(Fe+Mg) [0.029-0.25] que entran en el rango de las "flogopitas"; los valores de Al IV son de 1.78 a 2.49. Para cada pegmatita los valores de Fe/(Fe+Mg) son bastante uniformes, es decir, el aumento del componente eastonita o el aumento general de Al IV con los valores de Fe/(Fe+Mg) son bastante constantes. El alto contenido de Al en los sitios octaédricos y tetraédricos, refleja el carácter peraluminoso de las pegmatitas.

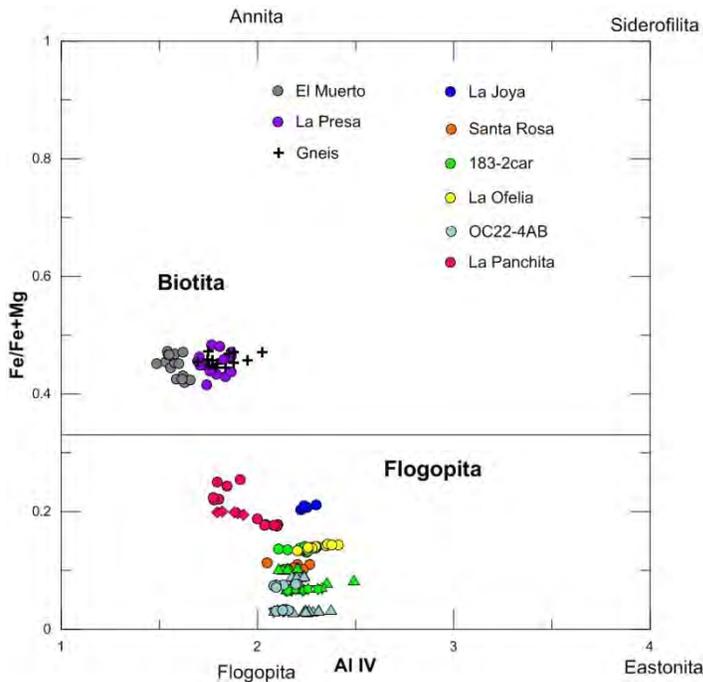


Figura 5.9 Diagrama del componente trioctaédrico de las micas con los campos de biotita y flogopita (Guidotti, 1984). La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3.

Al₂O₃ – FeO_{tot} (Figura 5.10a)

Los valores de FeO_{tot} para cada pegmatita son bastantes homogéneos, comparándolos con los del Al₂O₃. Todas las micas analizadas se puede dividir en tres grupos de acuerdo a su contenido de FeO_{tot}: 1) El Muerto, La Presa, el gneis donde el FeO_{tot} es de 15.6 a 19.1%; 2)

La Panchita, La Joya con valores de FeO_{tot} de 7.8-12.2%; 3) Ejutla, Santa Rosa, La Ofelia y 183-2 (FeO_{tot} es de 1.4-6.4%).

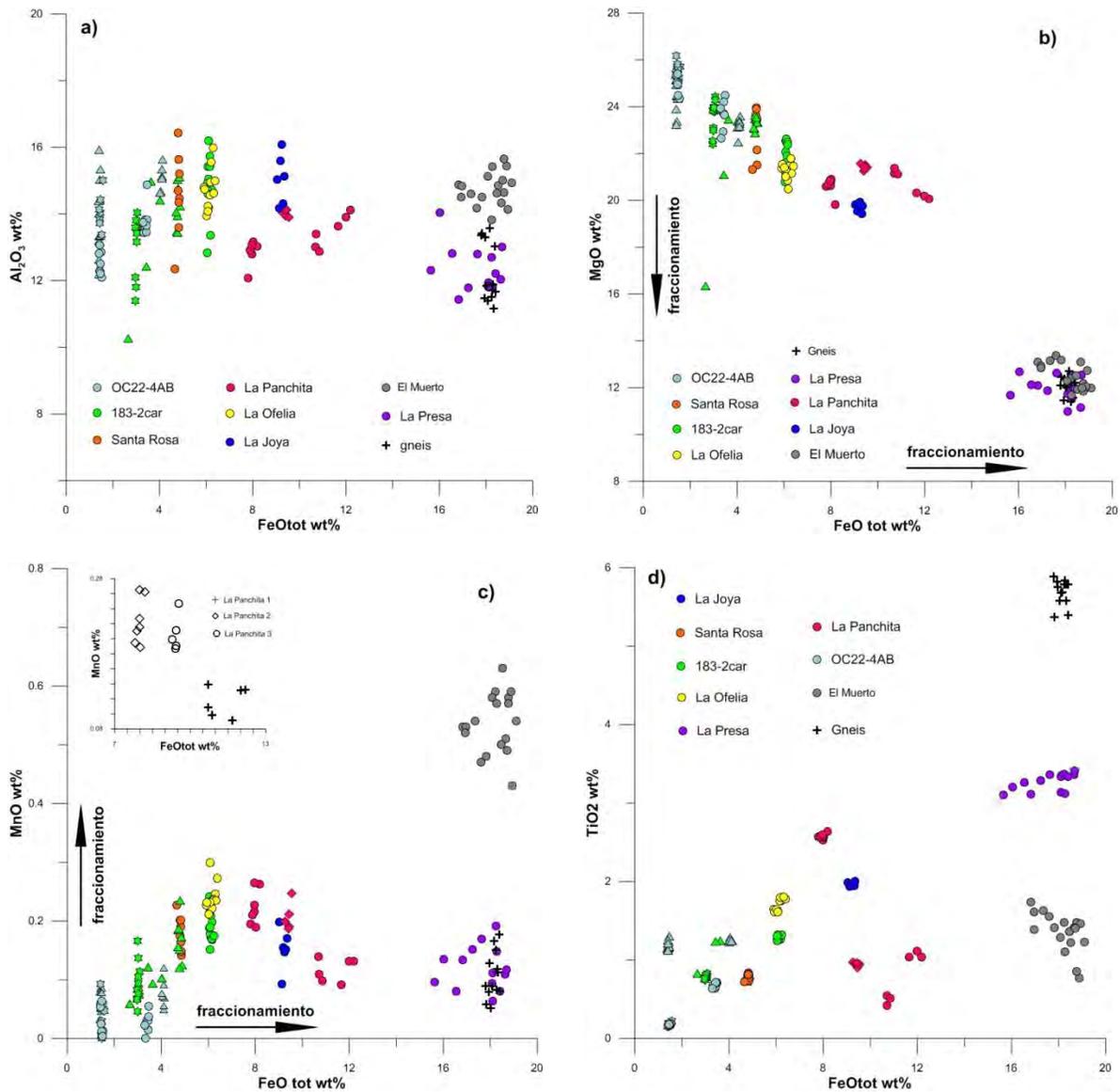


Figura 5.10 a) Al_2O_3 wt% vs FeO_{tot} wt%; b) MgO wt% vs FeO_{tot} wt%; c) MnO wt% vs FeO_{tot} wt%; d) TiO_2 wt% vs FeO_{tot} wt% contenidos en las micas. Las flechas muestran el aumento de grado de fraccionación de acuerdo con Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) y Mahmood (1983). La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3.

MgO-FeO_{tot} (Figura 5.10b)

Los valores de MgO y FeO_{tot} obtenidos tienen una correlación inversa perfecta entre sí, porque el Mg sustituye al Fe en la red cristalina de las biotitas/flogopitas (Munoz, 1984; Deer et al., 2003). Respecto al MgO se los puede dividir en dos grupos: 1) El Muerto, La Presa y el gneis, donde los valores de MgO son de entre 11 y 13.4%; 2) las otras pegmatitas (Ejutla, Santa Rosa, 183-2, La Ofelia, La Panchita y La Joya) los valores de MgO de las cuales son de 15.3 a 26.2%. De acuerdo con Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) y Mahmood (1983) las micas que se formaron del fundido más fraccionado son de El Muerto, La Presa y del gneis.

MnO-FeO_{tot} (Figura 5.10c)

Se puede observar una tendencia de la correlación positiva entre MnO y FeO_{tot}, pero las micas del gneis, La Presa, La Panchita y La Joya caen fuera de la tendencia general. Respecto a las concentraciones del MnO la pegmatita El Muerto tiene los valores más altos (0.4-0.6%); los valores de las otras pegmatitas son entre 0 y 0.3%. Según Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) y Mahmood (1983) el más alto grado de fraccionación del fundido del cual se formaron las micas es el de la pegmatita El Muerto.

TiO₂-FeO_{tot} (Figura 5.10d)

De acuerdo con las concentraciones de TiO₂ se puede distinguir tres grupos: el gneis (5.4-5.9%); La Presa (3.1-3.4%); y el resto de las pegmatitas (0.15-2.6%).

CaO-FeO_{tot} (Figura 5.11a)

En las micas analizadas de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño el CaO fue detectado solamente en el gneis (0.07-0.5%), La Presa (0.2-1.6%) y un poco en las de La Panchita (0-0.06%). En las otras muestras no fue detectado, estando debajo del límite de detección del equipo.

Na₂O-FeO_{tot} (Figura 5.11b)

Las concentraciones del Na₂O son bastante homogéneas para todas las micas y varían entre 0.02 y 0.4 %. Las micas de las pegmatitas El Muerto, La Panchita y Ejutla son relativamente empobrecidas en Na₂O (0.02-0.2%). Las flogopitas de La Joya tienen más Na₂O (0.3-0.4%) que las otras pegmatitas.

K₂O-FeO_{tot} (Figura 5.11c)

Las concentraciones de K_2O en las micas varían de entre 5.4 y 11.4%. Las biotitas de La Presa y el gneis son relativamente empobrecidas en K_2O (5.4-8.5%).

BaO-FeO_{tot} (Figura 5.11d)

Todos los valores de BaO en las micas varían entre 0.05 y 0.7%, excepto los de las flogopitas de la Ejutla, que son muy dispersos (0.1-1.5%). Las biotitas de la pegmatita El Muerto no fueron analizadas para BaO.

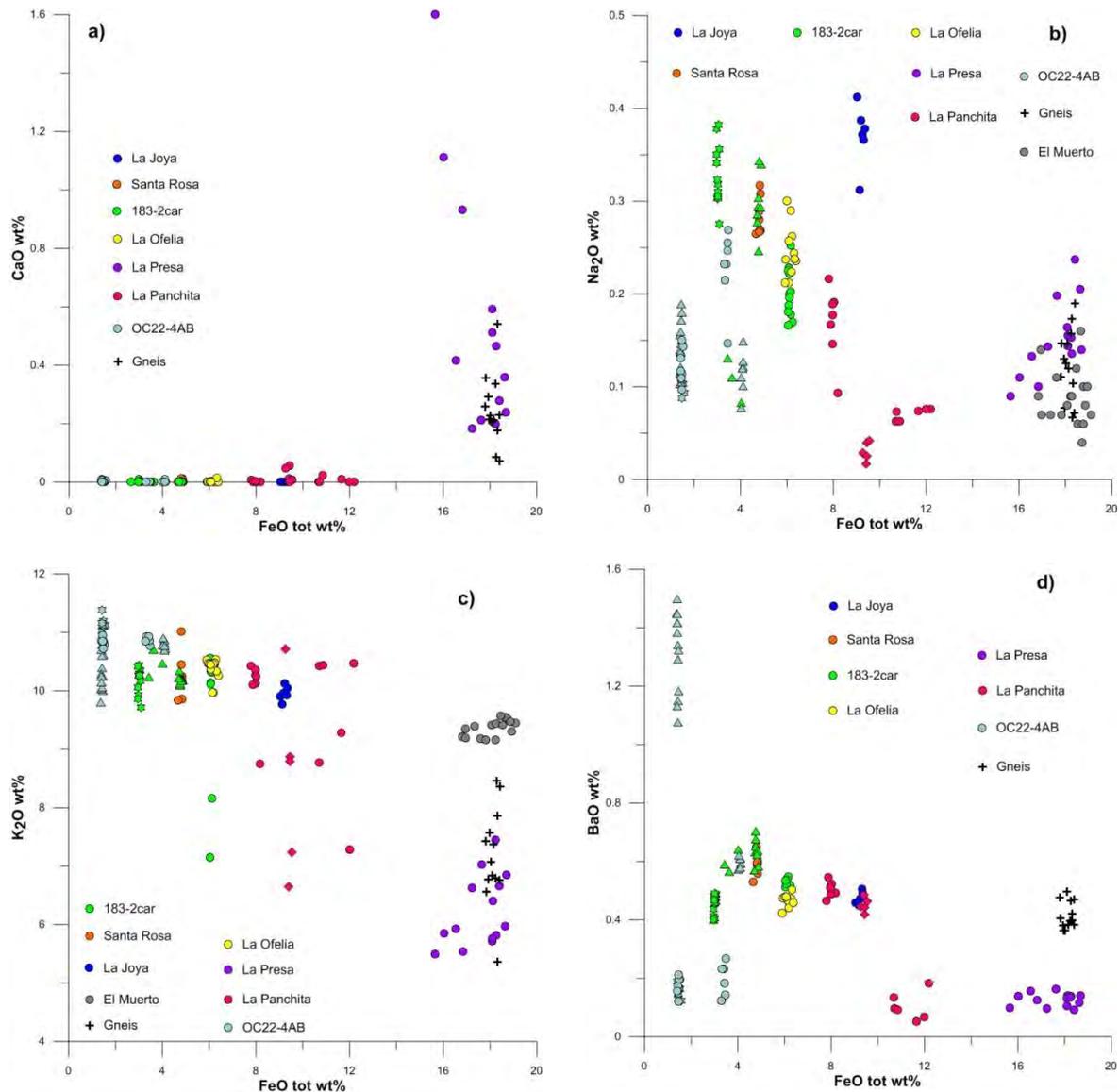


Figura 5.11 a) CaO wt% vs FeO_{tot} wt%; b) Na_2O wt% vs FeO_{tot} wt%; c) K_2O wt% vs FeO_{tot} wt%; d) BaO wt% vs FeO_{tot} wt%. La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3.

Cl-FeO_{tot} (Figura 5.12a)

Se observa una dependencia directa entre Cl y FeO_{tot}, por que el Cl sustituye al Fe en la red cristalina de las biotitas/flogopitas (Munoz, 1984). Los valores de Cl en las micas varían entre 0.1 y 1.7%. La pegmatita 183-2car es muy heterogénea en Cl, los valores son muy dispersa (0.1-5.2%). Para las biotitas de la pegmatita El Muerto las concentraciones de Cl no fueron obtenidos.

Diagrama triangular Al₂O₃-(CaO+Na₂O+K₂O)-(FeO_{tot}+MnO+MgO) (Figura 5.12b, c)

Todos los resultados caen en un campo bastante compacto en el diagrama triangular de Al₂O₃-(CaO+Na₂O+K₂O)-(FeO_{tot}+MnO+MgO) en intersección de los campos de flogopita rica en magnesio y biotita de origen ígneo (Deer et al., 2003). Las biotitas de las pegmatitas El Muerto, La Presa y el gneis son más empobrecidos en Al₂O₃ que las flogopitas de las otras pegmatitas. Las flogopitas de La Panchita son relativamente más enriquecidas en los elementos máficos (FeO+MnO+MgO).

Diagrama triangular MgO-ΣFeO-Al₂O₃ (Figura 5.12d)

Proyectando los resultados en el diagrama de MgO-ΣFeO-Al₂O₃ podemos ver que el contenido de Al₂O₃ no varía mucho en comparación con el del FeO y MgO. De acuerdo con los campos determinados por Nockolds (1947), todas micas están en el campo de “biotita asociada con hornblenda, piroxeno u olivino”, es decir, la biotita asociada con las rocas ultramáficas. También claramente se puede distinguir dos tipos de micas: las biotitas de las pegmatitas El Muerto, La Presa y el gneis son relativamente más ricas en FeO_{tot} y menos ricas en MgO; el otro grupo de las flogopitas de las pegmatitas 183-2car, La Panchita, La Ofelia Ejutla, La Joya y Santa Rosa son relativamente más enriquecidas en FeO_{tot} y MgO.

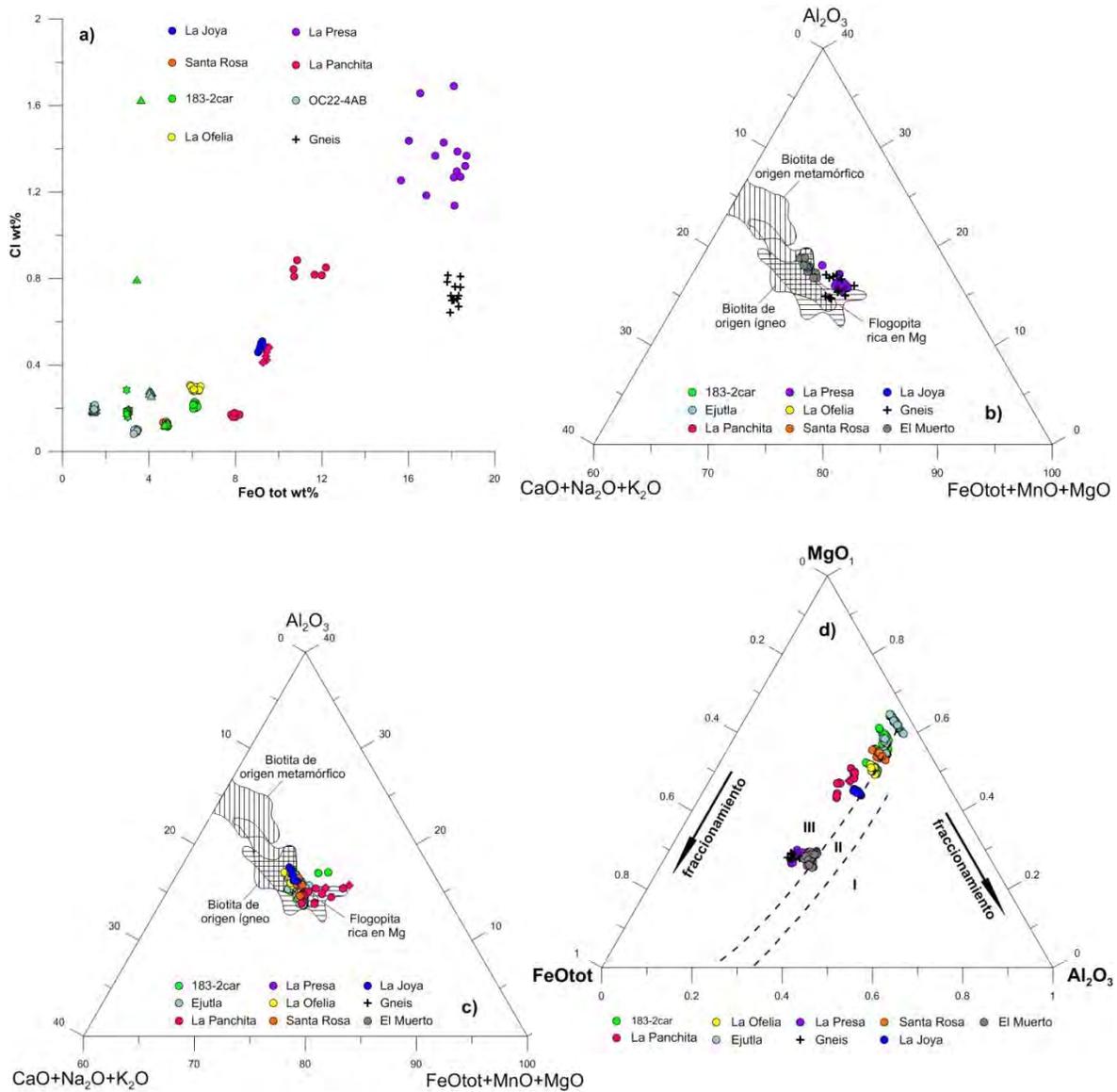


Figura 5.12 a) Composición de Cl wt% vs FeOtot wt% en las biotitas. Los campos de las biotitas del origen ígneo y flogopitas ricas en Mg en el diagrama triangular Al_2O_3 –($CaO+Na_2O+K_2O$)–($FeOtot+MnO+MgO$) [Deer et al., 2003] b) para las biotitas; c) para las flogopitas. Diagrama triangular FeOtot–MgO– Al_2O_3 de la composición de la biotita de las rocas ígneas. Los campos I – biotitas asociadas con moscovita o topacio; II – biotita sola, no acompañada con otros minerales máficos; III – biotita asociada con hornblenda, piroxeno u olivino; wt% (Nockolds, 1947).

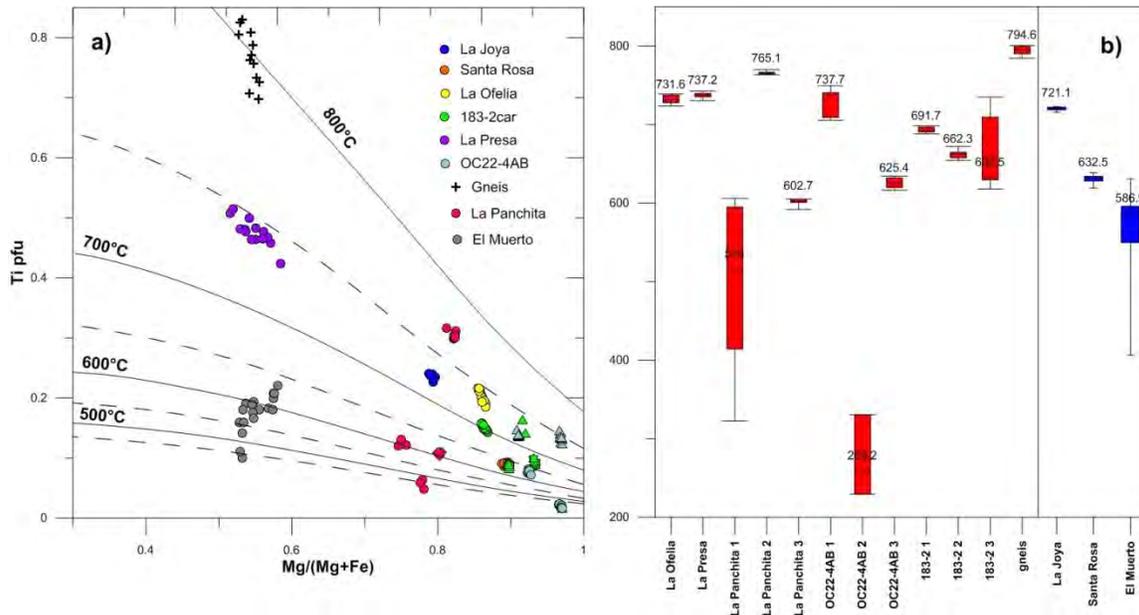


Figura 5.13 a) Las concentraciones de Ti y relaciones de Mg/(Mg+Fe) de las micas de las pegmatitas y gneis del Complejo Oaxaqueño, proyectados en el diagrama con las isothermas calculadas por Henry et al. (2005); b) rango de las temperaturas de cristalización de las micas, con los valores de temperaturas medianas.

La Panchita: rombos – micas del borde, círculos – micas del núcleo. 183-2car: círculos – 183-2car_1, estrellas – 183-2car_2, triángulos – 183-2car_3. OC22-4AB: círculos – OC22-4AB_1, estrellas – OC22-4AB_2, triángulos – OC22-4AB_3.

Termometría de las micas (Figura 5.13)

Las presiones del pico metamórfico de la Orogenia Grenvilliana están en el rango de 7.2-8.2 kbar en la parte Norte y 8 kbar en la parte Sur del Complejo Oaxaqueño. Según la teoría de formación de las pegmatitas (London, 2008) estas se forman en la época tardía orogénica o post-deformacional, durante la exhumación del basamento. Por la época tardía orogénica se entiende el régimen tectónico con deformaciones menos intensas que las dadas del pico metamórfico. Por eso suponemos que las presiones bajaron con respecto a las estimadas anteriormente del pico metamórfico, de 7-8 kbar a 4-6 kbar. También las pegmatitas similares post-tectónicas del Terreno Granulítico Central y Cinturón Central Gneísico del Cinturón Grenvilliano se emplazaron bajo condiciones de presión de 4 kbar y temperaturas de 500-650°C (Lentz, 1992; Lentz, 1996). Por eso decidimos que el termómetro de Ti en biotitas es viable para las micas de las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño.

Las temperaturas de las micas están, en su mayoría, en un rango aproximado entre 600 y 800 °C. Las micas de la pegmatita El Muerto tienen un rango de temperaturas más bajas (406 – 631 °C con $T_{med}=587$ °C), lo interpretamos como el resultado del daño de la red cristalina por causa de la radiación. También una muestra de la pegmatita La Panchita_1 da temperaturas bajas de 592-605 °C ($T_{med}=516$ °C). Las micas de la muestra La Panchita_1 son cristales bastante grandes de la parte central del lente pegmatítico y están empobrecidas en MnO en comparación con las otras micas de la pegmatita La Panchita (**Figura 5.12c**), lo que puede indicar a la alteración posterior de las micas (Engel and Engel 1960; Guidotti 1984). Las temperaturas de los bordes de la pegmatita La Panchita están en el rango 592-605 °C, con la temperatura promedio 603 °C, los núcleos tienen dos rangos diferentes con las temperaturas promedio 516 y 765 °C, debido a la alteración de las micas, del primer rango. En general podemos concluir que las temperaturas de los núcleos son más altas que las de los bordes.

Las micas de la muestra OC22-4AB_2 (203-10) fueron tomadas de la veta tardía, tienen las temperaturas en el rango de 229-331 °C ($T_{med}=259$ °C) y química bastante parecida a otras muestras de la misma pegmatita. Los rangos de temperatura de otras dos muestras de la misma pegmatita son 705-749 °C ($T_{med}=738$ °C) para la muestra OC22-4AB_1 y 616-632 °C ($T_{med}=625$ °C) para la muestra OC22-4AB_3 .

Las micas de la serie de las pegmatitas 183-2car tienen temperaturas más o menos en el mismo rango (618-735 °C), con los valores medianos 692 °C para 183-2car_1, 662 °C para la 183-2car_2 y 633 °C para la 183-2car_3.

5.3.3 Interpretación

La composición química de las micas estudiadas de cada pegmatita es bastante homogénea.

Analizando la química de las micas podemos decir en primer lugar que en las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño se formaron dos tipos de mica: una relativamente más rica en Fe, que corresponde a la biotita (El Muerto, La Presa y el gneis) y otra enriquecida en Mg, la cual pertenece al grupo mineralógico de la flogopita (OC22-4AB, La Panchita, La Ofelia, 183-2, Santa Rosa y La Joya).

En el diagrama triangular Al_2O_3 -(CaO+Na₂O+K₂O)-(FeO_{tot}+MnO+MgO) las flogopitas caen en el campo de la flogopita magmática rica en Mg y las biotitas caen en el campo de la biotita magmática (Fig. 5.12). Como hemos mencionado anteriormente, las flogopitas ricas en Mg cristalizan en los fundidos primitivos o poco evolucionados ricos en K, Fe y Mg (Mitchell, 1995). La presencia de la biotita en la roca magmática, en primer lugar, refleja el alto grado de fraccionamiento que sufrió el magma parental del que cristalizó. La biotita cristaliza en las pegmatitas de composición granítica simple (London, 2008). Entonces basándose en este diagrama (Deer et al., 2003) podemos concluir que todas las micas estudiadas tienen origen magmático. Aunque las pegmatitas La Ofelia, OC22-4AB y el gneis por sus rasgos geológicos y las edades de los circones, están metamorfoseadas, de todas maneras, caen en el campo de la flogopita magmática. Tal vez porque estas pegmatitas tienen los protolitos de los cristales de mica de origen magmático y durante el metamorfismo las micas recrystalizaron heredando la química de las micas previas, debido a una baja circulación de fluidos. O también pueden haberse formado durante la Orogenia Zapoteca bajo condiciones de circulación de fluidos principalmente magmáticos.

De acuerdo con Nockolds (1947), Foster (1960), Neilson y Haynes (1973) Vejnar (1971) y Mahmood (1983) el magma parental más diferenciado para las micas fue el de la pegmatita El Muerto, las pegmatitas menos diferenciadas son OC22-4AB y 183-2car. La mica más rica en MgO en comparación con las otras es la de la pegmatita OC22-4AB.

Los análisis de las muestras de OC22-4AB y 183-2car son dispersos, pero entre sí están bastante traslapados, esto refleja no la diferenciación química de las muestras de

diferentes partes del cuerpo pegmatítico, sino la composición heterogénea hacia el interior de los cristales de la mica. Al respecto de la muestra 183-2car, los resultados de la química analizada de cada muestra (1, 2 y 3) no se mezclan entre sí, solamente en la composición de FeO.

Las vetas posteriores en la pegmatita OC22-4AB se formaron tal vez durante el metamorfismo retrógrado bajo condiciones de temperaturas relativamente bajas (230-330 °C), durante este tipo de metamorfismo circulaban fluidos químicamente parecidos a los que circulaban durante la cristalización de las micas de la fase principal.

Las temperaturas de la cristalización de las micas en las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño están en el rango aproximado de 600-800 °C, lo que coincide con las temperaturas de cristalización de los circones (ver Capítulo 5.1). Las temperaturas de cristalización de las pegmatitas estudiadas son un poco más altas que las de las pegmatitas graníticas del Cinturón Grenvilliano (600-650 °C) [Lentz, 1992; Lentz, 1996].

CAPITULO 6: DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES

6.1 Discusión final

En los diferentes capítulos se han ido presentando las conclusiones parciales que podían obtenerse de cada grupo de datos. En este capítulo final se presenta brevemente una síntesis general de todo el trabajo, poniendo énfasis en los aspectos que parecen más remarcables.

Las edades de los circones comprobaron y complementaron las observaciones de campo y la división de las pegmatitas en tres grandes grupos: a) las que se formaron antes del evento metamórfico, b) las que se formaron durante el metamorfismo y c) las post-tectónicas o no deformadas. Basándose en las edades obtenidas y de acuerdo con su relación respecto a la última etapa de la Orogenia Grenvilliana que ocurrió entre 976 y 1001 Ma (Solari et al., 2003) estos tres grupos son:

- a) **Pre-tectónicas** que son las pegmatitas que cristalizaron aproximadamente en el rango de 1160-1190 Ma y que sufrieron metamorfismo durante la Orogenia Zapoteca: Norte de Santa Rosa, En el Río, La Ofelia, OC22-4AB.
- b) **Sintectónicas** que son las pegmatitas que cristalizaron en el rango de 975-1004 Ma, es decir, durante la Orogenia Zapoteca: La Joya, La Panchita, Cruz de Piedra, 213-1, 176-1.
- c) **Post-tectónicas** son las pegmatitas cuyas edades son menores que 975 Ma: Santa Rosa, El Muerto, 183-2gr, 183-2car, La Presa, 166-3.

Durante este trabajo no fue posible obtener los minerales estudiados (calcita, mica y circones) de manera regular en las diferentes pegmatitas, es decir, los tres minerales mencionados no se encontraron uniformemente en cada uno de los cuerpos pegmatíticos o bien estaban ausentes. Entonces, se proponen las siguientes conclusiones generales basándonos, en primer lugar, en la mineralogía de las pegmatitas. Se considera también que la mineralogía similar de las pegmatitas refleja la semejanza de las condiciones químicas y tectónicas de su formación. Por ejemplo, las pegmatitas La Ofelia, La Joya, 183-2car y La Panchita tienen rasgos mineralógicos muy parecidos, por eso se agrupan bajo una misma

denominación, entonces todas las conclusiones que se presentan para una pegmatita del grupo se puede aplicarlas para todo el grupo.

De acuerdo a: 1) los valores de relación de Th/U > 0.1 (Rubatto y Herman, 2007), 2) los valores de P en los circones que corresponden a los granitos tipo I (Burnham y Berry, 2017), 3) los valores de los isótopos estables de C y O de las calcitas de las pegmatitas y 4) la composición química de las micas en el diagrama $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MnO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ de las micas analizadas, pertenecientes al campo de la biotita y flogopita magmática (Deer et al., 2003), se hace evidente que las pegmatitas tienen origen magmático, no hidrotermal o metasomático. Incluso las pegmatitas pretectónicas, por las mismas características anteriormente mencionadas, también tienen probablemente un origen magmático. Por otra parte, los minerales y sus sobrecrecimientos que se formaron durante el metamorfismo también tienen características de origen magmático, entonces podemos concluir que las pegmatitas pretectónicas durante la Orogenia Zapoteca estaban expuestas a circulación de fluidos magmáticos.

De acuerdo a la mineralogía de las pegmatitas las clasificamos en seis grupos (London, 2008; Trueman y Černý, 1982):

1. **simples o estériles (“barren”)**: Santa Rosa, Norte de Santa Rosa, 166-3. La composición mineralógica de este tipo de pegmatitas es bastante sencilla: cuarzo y feldespato (\pm mica) como minerales formadores. La pegmatita Santa Rosa, a pesar de que tiene composición simple, contiene mica de composición flogopita, lo que es característico de las rocas ígneas de fundido no muy evolucionado o diferenciado (Mitchell, 1995).

2. **de composición granítica un poco más compleja**: El Muerto, La Presa y 183-2gr. Estas son más complejas que las de tipo estéril, además de cuarzo, feldespato y micas contienen circones, titanita y apatito en cantidades abundantes, así como ilmenita, magnetita, microclina y minerales radiactivos (p.ej. allanita).

La pegmatita El Muerto está enriquecida en elementos radiactivos (Th y U) y tiene una edad más joven que todas las otras pegmatitas (934 ± 10 Ma). Las altas concentraciones de U y Th en la pegmatita provocan la metamictización de los circones y como consecuencia pérdida de Pb radiogénico, debido a todo esto sus edades tal vez sean más

jóvenes que las reales (Fedotova et al., 2008). También los circones de la pegmatita El Muerto tienen valores de fugacidad de oxígeno elevados, lo que significa que probablemente el ambiente en donde cristalizó la pegmatita haya sido bastante oxidado, rico en Th y U, en volátiles y evolucionado (Foster, 1960; Neilson y Haynes, 1973; Mahmood, 1983). Según Prol-Ledesma et al. (2012), es de tipo NYF pero se encuentra empobrecida en F y se formó como resultado del colapso gravitacional de la corteza inferior después de una colisión.

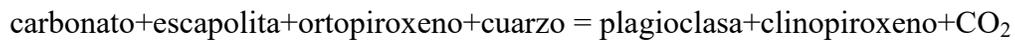
En general, el aumento de los elementos radiactivos (U y Th) en las rocas está relacionado con el aumento de contenido de Si y disminución de Al y también el aumento del estado de oxidación (Ballouard et al., 2017). En las rocas máficas el contenido de elementos radiactivos aumenta de acuerdo con el aumento de alcalinidad y durante la contaminación cortical (Rihvanov et al., 1989; Kovalev et al., 1989). También, como consecuencia, la concentración de los elementos radiactivos aumenta de conformidad con el movimiento ascendente de la corteza inferior a la corteza superior (Newton et al., 1980). Basándose en todo lo mencionado anteriormente y también en el hecho de que todas las pegmatitas de este grupo tienen edades relativamente jóvenes (934-974 Ma) (Figura 4.4), podemos concluir que las pegmatitas de composición granítica simples e incluso radiactivas se formaron después de la Orogenia Zapoteca, entre ~934 y 975 Ma, como el producto de la fusión parcial de las rocas de la corteza inferior-superior y han sido contaminadas durante su ascenso a través de la corteza superior.

3. **de composición carbonatítica:** La Joya, La Ofelia, La Panchita y 183-2car

Este tipo de pegmatitas contienen principalmente minerales de calcio (clinopiroxenos cálcicos, escapolita cálcica, plagioclasa cálcica, calcita y apatito), también presentan flogopitas y cristales grandes y abundantes de circones. Los cristales grandes de calcita rellenan las cavidades miarolíticas, cristalizaron de fluidos ricos en CO₂ y se supone que son de la última etapa de la cristalización pegmatítica (Anderson et al., 2001). También las cantidades abundantes de circones que se presentan en este tipo de pegmatitas pueden ser un indicador de la alcalinidad del fundido donde estos cristalizaron, porque el contenido de circones se incrementa de acuerdo con el aumento de la alcalinidad (London, 2008). Este tipo de pegmatitas está relacionado con los diques piroxeníticos y siempre están

acompañadas de una roca cuarzo-feldespática, de la que no se ha logrado descifrar si es contemporánea o no.

La formación de la escapolita de calcio con iones de carbonato durante el metamorfismo en las rocas de composición que va desde la basáltica y hasta la intermedia está limitada por las condiciones en las cuales el CO₂ puede fluir a través de la corteza inferior. A pesar de que la escapolita contenedora de calcio y CO₂ es estable bajo condiciones de temperatura y presión elevadas, la retención de CO₂ en los basaltos está limitada por la reacción (Newton et al., 1980):



En el Cinturón Grenvilliano hay muchas pegmatitas piroxeníticas con edades y mineralogía bastante parecidas a este grupo en un ambiente geológico también muy parecido, además están asociadas a las piroxenitas intrusivas y diques de composición granítica (p.ej. Landes, 1938; Currie, 1951). También tienen, entre los minerales principales, piroxenos cálcicos, escapolita, calcita, flogopita y apatitos. Hay varios puntos de vista sobre su origen, algunos los consideran como sedimentos metamorfoseados o que la piroxenita es un mármol de origen sedimentario alterado (Hewitt, 1967a, b), mientras que otros consideran que son de origen ígneo (Mungall, 1989); en otras palabras, las pegmatitas carbonatíticas, se habrían formado de un magma granítico que se contaminó con calizas, dolomías o calizas dolomitizadas durante su movimiento en la corteza.

Deberíamos mencionar que las edades de los circones de la pegmatita La Ofelia son pretectónicas y sintectónicas, pero los circones para datación fueron tomados de la zona de contacto entre el gneis y el cuerpo pegmatítico. Probablemente la edad real de la pegmatita es sintectónica porque ni hay deformaciones ni otros rasgos de metamorfismo de alto grado posterior. Las edades pre-tectónicas son de los núcleos heredados de los gneises encajonantes que fueron afectados por el proceso de metasomatismo por el fundido magmático de la pegmatita.

La pegmatita La Panchita se destaca de las otras pegmatitas de este grupo por su mineralogía y tamaño, está compuesta por diópsido [CaMgSi₂O₆], escapolita (meionita) [Ca₄Al₆Si₆O₂₄(CO)₃], flogopita [KMg₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₂], apatito [Ca₅(PO₄)₃(F,Cl,OH)],

calcita [CaCO₄], circones [ZrSiO₄] y titanita [CaTiSiO₅]. Esta pegmatita por su composición mineralógica es idéntica a otras descritas detalladamente por Landes (1938), las que se encuentran en Quebec occidental y Ontario oriental. Estas pegmatitas fueron explotadas para extracción de apatito y flogopita. También estas, como La Panchita, están relacionadas con unas intrusiones piroxeníticas y son de composición muy cálcica. Es curioso que en estas pegmatitas, igual que en La Panchita, la asociación mineralógica en teoría deba producir anortita, pero en realidad se forma escapolita rica en Ca (meionita). La diferencia entre dos minerales es la presencia de una cantidad significativa de volátiles (Cl, CO₂, SO₄ y H₂O) en la escapolita. Se puede imaginar que durante la cristalización del dique piroxenítico la presión de los volátiles fue tan significativa que no ha podido formarse otra cosa que un mineral contenedor de Ca y de muchos volátiles al mismo tiempo. Si el sistema termodinámico debe escoger entre la anortita y la escapolita, solo la última cumple estas condiciones. Entonces durante la formación de La Panchita se dieron condiciones especiales que permitieron la formación de meionita en vez de anortita. La relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr del apatito es bajo con un valor 0.7046 (ver Anexo 1, Figura 6.1) y junto con los valores de los isótopos estables de O y C y la composición química de los circones reflejan un origen mantélico primitivo, con poca contaminación durante su viaje a través de la corteza.

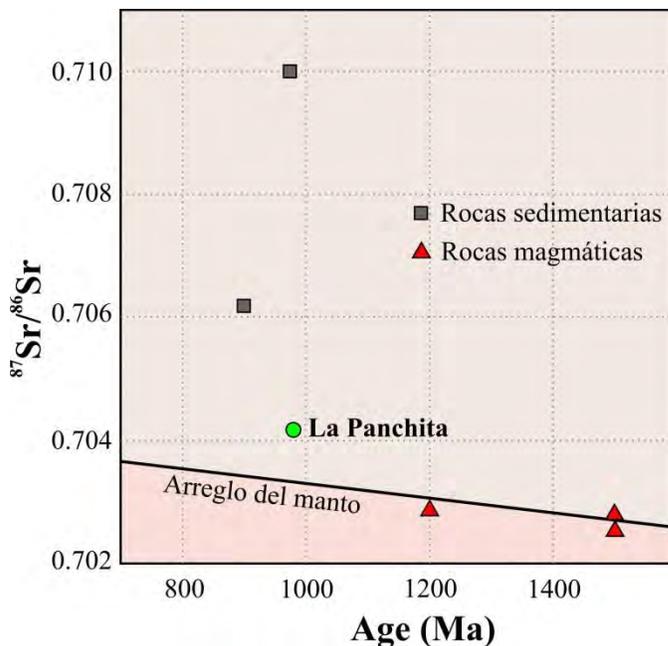


Figura 6.1 Diagrama de relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en los apatitos de la pegmatita La Panchita contra el tiempo con valores de evolución de relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en el manto con algunas rocas sedimentarias y magmáticas del Complejo Oaxaqueño (compilado de Ruiz-Castellanos, 1979; Schulze-Schreiber, 2011).

Se propone que grandes volúmenes del fundido piroxenítico se forman en el manto superior como resultado de la reacción entre peridotitas y magma derivado de la fusión parcial de eclogitas. Para formar un fundido de composición piroxenítica se necesita que la corteza/litosfera sea bastante gruesa o la presión moderada y las temperaturas bastante altas (~1550 °C) (Sobolev et al., 2007).

4. **de composición gabroica carbonatada:** Cruz de Piedra. Consisten de: feldespato potásico, clinopiroxeno, anfíbol, calcita, mica y cuarzo como minerales formadores de la roca, también allanita, titanita, circones y apatito en cantidades traza.

5. **de composición granodiorítica-diorítica:** 176-1 y 213-1. Los minerales formadores de la roca son: anfíboles, cuarzo, feldespato potásico, magnetita titanomagnetita y mica.

6. **de composición gabro-diorítica:** En el Río. Contiene cuarzo, feldespato, clinopiroxeno, biotita, circones en cantidades abundantes.

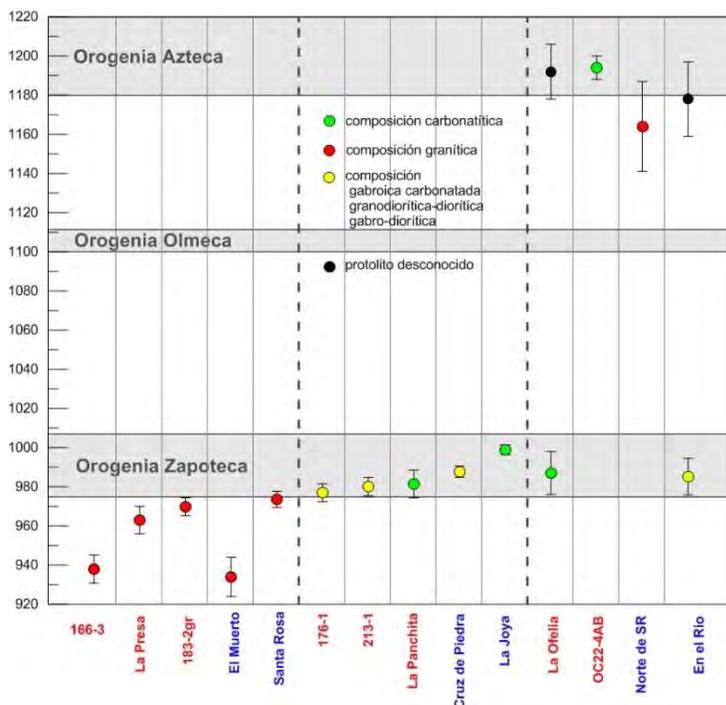


Figura 6.2 Relación entre las edades de las pegmatitas estudiadas del Complejo Oaxaqueño y su composición mineralógica. Color rojo son las pegmatitas de la Zona Central, color azul son las pegmatitas de la Zona Norte.

Las pegmatitas del grupo 4, 5 y 6 son las pegmatitas no tan cálcicas como las carbonatíticas, pero tampoco son de composición granítica típica. Estas pegmatitas se

formaron durante la Orogenia Zapoteca (Figura 6.2). Algunas como, por ejemplo 213-1, 176-1 y En el Río son migmatitas, los protolitos de estas son ortogneises (lo determinamos por la química de los circones), pero la formación (crecimiento de leucosomas) fue durante la Orogenia Zapoteca bajo condiciones de circulación de los fundidos magmáticos. Entonces la composición química de estas pegmatitas–migmatitas está relacionada con la composición del gneis protolítico y con la composición de los fundidos magmáticos y cantidades de CO₂ que se formaron y se acumularon durante el metamorfismo granulítico.

El Complejo Oaxaqueño se considera como una continuación del Cinturón Grenvilliano (Karlstrom et al., 2001), que a su turno se metamorfoseó durante el Mesoproterozoico por medio de la colisión de los continentes Laurencia contra Amazonia (Spencer et al., 2015). Por eso, consideramos que las rocas del Complejo Oaxaqueño también se metamorfosearon durante la Orogenia Grenvilliana bajo las condiciones de la misma colisión continental (Solari et al., 2003). De acuerdo con la literatura existente, en la historia del Complejo Oaxaqueño hay tres orogenias que se han podido registrar durante el neo-Proterozoico – meso-Proterozoico: Azteca (1260-1180 Ma), Olmeca (1100-1112 Ma) y Zapoteca (976-1007 Ma) [Solari et al., 2003; Schulze, 2011].

Basándose en las edades de cristalización de las pegmatitas y en el hecho de que las pegmatitas son los productos de cristalización del fundido magmático y también que las pegmatitas pre-tectónicas, durante el metamorfismo, fueron expuestas a la circulación de los fluidos magmáticos, podemos asumir que la Orogenia Olmeca no se puede caracterizar por la actividad magmática sino que fueron deformaciones en estado “seco”. Además, la Orogenia Zapoteca se considera como metamorfismo hasta grado granulítico. En la literatura el metamorfismo granulítico se caracteriza como metamorfismo “seco” y bajo condiciones restringidas de P_{H₂O}, pero abundante en P_{CO₂}. De acuerdo con la sequedad del metamorfismo de la facies granulítica, las inclusiones fluidas tienden a ser más ricas en CO₂ y pobres en H₂O en las rocas granulíticas, es decir, prevalece el contenido de CO₂ sobre el de H₂O (Newton, 1986). El hecho que la formación de las pegmatitas sea imposible sin altas cantidades de los volátiles F, Cl, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, H₂O, OH⁻, CO₂, HCO₃⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻ y H₃BO₃ (Cameron et al., 1949; Simmons et al., 2003, London, 2008; Thomas et al., 2012; London y Morgan, 2012) y también la presencia de micas (biotita y flogopita) en las pegmatitas estudiadas señala la presencia de fundido magmático

con bastantes fluidos y agua durante la Orogenia Zapoteca. Durante el metamorfismo granulítico podría haber empobrecimiento en los elementos LIL (*“large ion lithophile”* K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr y Eu) por las altas temperaturas y la generación de un fundido parcial minoritario, debido a la falta de volátiles, que justamente acarrearía estos volátiles a las partes altas del orógeno. Es posible que la mayoría de las pegmatitas estudiadas provengan precisamente de estos fundidos muy incompatibles generados a cierta profundidad, pero emplazados en niveles más someros.

También los circones de las pegmatitas pre-tectónicas son más ricos en REE+Y que los otros, entonces podemos aseverar que los fluidos magmáticos que circulaban en la época pre-tectónica son más ricos en REE+Y.

Como hemos mencionado en el Capítulo 5.1, suponemos que la química de los circones en cierto grado refleja la química del fundido magmático del cual cristalizaron las pegmatitas, reflejando también la química de las mismas pegmatitas (Belousova et al., 2002; Fedotova, 2008; Samperton et al., 2017). Los circones de la Zona Norte, por ejemplo, son más heterogéneos en los elementos REE, Y, Ce y Th que los circones de la Zona Central, entonces podríamos pensar que las pegmatitas de la Zona Central químicamente son más homogéneas que las de la Zona Norte. Por otra parte, las temperaturas de los circones de la Zona Norte son más homogéneas que las temperaturas de la Zona Central. Si las temperaturas son más homogéneas, pero la química de los circones es más dispersa, esto puede significar, por un lado, que las pegmatitas se enfriaron bastante rápido y los elementos se introdujeron en la red cristalina de los circones de manera aleatoria. Por otro lado, el contenido de Ti en los circones es homogéneo ya que depende directamente de la temperatura, pero el contenido de REE, Y, Ce y Th es heterogéneo. Esto puede ser debido a un efecto cinético.

Analizando la composición de las pegmatitas y sus edades, dentro del grupo de las pegmatitas carbonatíticas, gabroicas, granodiorítica-diorítica y gabro-diorítica podemos asumir que todas ellas tienen edades sintectónicas. También podemos constatar que durante la Orogenia Zapoteca dominaba el magmatismo máfico y presiones altas de CO₂ (composición carbonatítica de las pegmatitas La Panchita, La Ofelia, 183-2car, En el Rio, 213-1, 176-1) [Newton et al., 1980; Newton, 1986; Sobolev et al., 2007]. Durante la Orogenia Zapoteca existe una acreción de la corteza, provocada por la colisión continental

para poder crear el ambiente de altas presiones que es favorable a la formación de grandes volúmenes de rocas piroxeníticas. También el metamorfismo granulítico provocó el exceso de CO₂, lo cual permitió la formación de las múltiples intrusiones piroxeníticas que absorbieron los fluidos que circulaban en las rocas ascendiendo por los lugares de heterogeneidad de la corteza (grietas, fisuras, etc) y enfriándose se formaron las pegmatitas ricas en calcio con cavidades miarolíticas.

Como el resultado final de este trabajo se ofrece un modelo simplificado de los procesos que actuaban durante la última etapa de la Orogenia Grenvilliana, que consiste en dos etapas esquemáticas (Figura 6.3a, b):

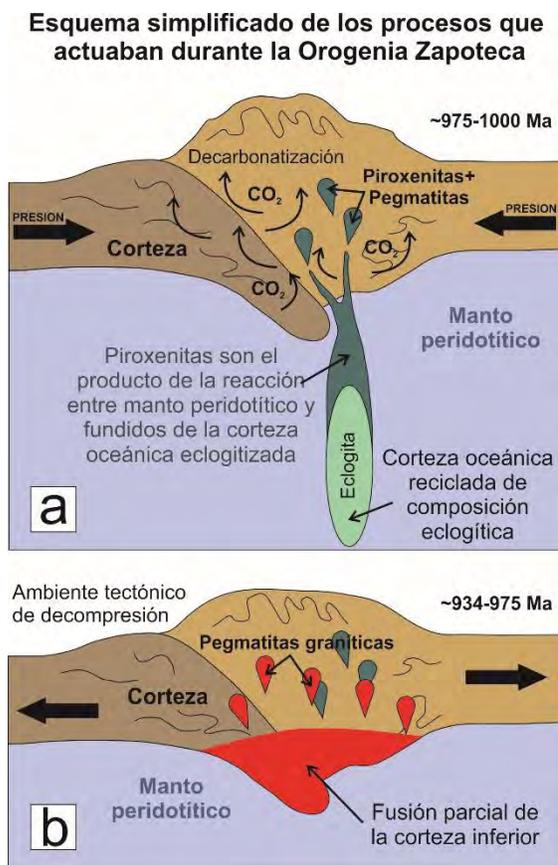


Figura 6.3 Modelo simplificado de los procesos que actuaban durante la Orogenia Zapoteca inmediatamente después, relacionados con formación pegmatítica b) para las pegmatitas sintectónicas 975-1000 Ma [Newton et al., 1980; Newton, 1986; Sobolev et al., 2007] y c) post-tectónicas 934-975 Ma.

La primera etapa, fue en un rango de tiempo aproximado de 970-1000 Ma.

Durante este tiempo actuaban los siguientes procesos en la siguiente secuencia: 1) metamorfismo hasta la facies granulítica, provocado por colisión continental, acompañado por el proceso de decarbonatización intensa; 2) la etapa de la relajación del estrés tectónico lateral, proceso de migmatización con la participación de los fundidos magmáticos e intrusión simultánea de los magmas piroxeníticos, producidos por la reacción entre el

manto peridotítico y fundidos de la corteza oceánica reciclada de composición eclogítica. Estos magmas piroxeníticos se mezclaron con el CO₂ liberado durante el metamorfismo granulítico y se introdujeron en la corteza superior en forma de diques con segregaciones ricas en elementos incompatibles, Ca y volátiles. Los rangos exactos de tiempo de actuación de estos procesos no están bien detectados con los estudios realizados, y tal vez estos procesos pueden ser sobrepuestos en el tiempo.

La segunda etapa del modelo conceptual inicia durante el límite temporal inferior de la Orogenia Zapoteca, hace unos 975 Ma, y su límite inferior se marca con la formación de la pegmatita más joven a 934 Ma. Esta etapa consiste en procesos de descompresión tectónica – después del metamorfismo granulítico – exhumación, erosión y fusión parcial de la corteza inferior y ascensión de los productos de la fusión parcial a los niveles más someros de la corteza en forma de las pegmatitas graníticas simples o estériles y ricas en elementos radiactivos.

Fechaamiento con el método de U-Pb en los apatitos de la pegmatita La Panchita dieron las edades 901 ± 5.6 Ma y 898 ± 5.8 Ma (Ver Anexo 5 Fig. 6.4). La temperatura de cierre para el sistema U-Pb en los apatitos y K-Ar en las micas es relativamente parecida y esta en el rango 450-550 °C (Schoene y Bowring, 2007; Kelley y Wartho, 2000). Entonces las edades de K-Ar de las micas y U-Pb en los apatitos indican una etapa de enfriamiento bastante larga después de este periodo de formación (cristalización de los circones) de las últimas pegmatitas. Las edades están distribuidas sin patrón aparente, indicando factores diversos para su preservación (temperatura de cierre, diferentes niveles corticales, etc.). También puede ser otra hipótesis que hubo los calentamientos locales que afectaron las pegmatitas y las mantenían bajo las temperaturas 450-550 °C durante un periodo de tiempo entre 700 y 935 Ma. O puede ser que la química de las micas y apatitos (concentraciones de U, Pb, K y Ar) fue afectada por la circulación de los fluidos. La respuesta más exacta a este problema nos puede dar un estudio termocronológico de los gneises del Complejo Oaxaqueño con los métodos de K-Ar en micas, U-Pb en titanitas y apatitos, construcción de la curva del enfriamiento.

6.2 Conclusiones

- Esta tesis representa el primer trabajo que caracteriza geoquímicamente, petrológicamente y geocronológicamente nueve pegmatitas de la Zona Central y seis de la Zona Norte del Complejo Oaxaqueño.

- De acuerdo con las observaciones del campo, las pegmatitas estudiadas se dividen en tres grupos: migmatíticas, deformadas o metamorfoseadas y post-tectónicas o no deformadas.

- De acuerdo a su composición mineralógica, las pegmatitas se pueden clasificar en seis grupos genéticos: graníticas simples o estériles, graníticas más complejas, carbonatíticas, gabroicas carbonatadas, granodiorítico-dioríticas y gabro-dioríticas.

- Casi todas las pegmatitas tienen algún mineral característico de metamorfismo retrógrado.

- De acuerdo al tiempo de emplazamiento y relación con la última etapa de la Orogenia Grenvilliana (Orogenia Zapoteca) las pegmatitas se pueden dividir en pre-tectónicas (1160-1190 Ma), sintectónicas (975-1004 Ma) y post-tectónicas (<975 Ma).

- La química de los circones indicó que durante la Orogenia Azteca (1260-1180 Ma) circulaban los fundidos magmáticos más ricos en REE que durante las orogenias posteriores.

- Los circones de la Zona Norte químicamente son más dispersos en elementos de REE, Y y Th que los de la Zona Central. También la química de los circones nos relevó la dependencia reversa entre la dispersión de las tierras raras y la dispersión de la temperatura en los circones. Esto puede significar dos cosas: a) que las pegmatitas de la Zona Norte se enfriaron más rápido y las tierras raras se introdujeron aleatoriamente en la red cristalina de los circones en comparación con la Zona Central; b) o es debido a un efecto cinético desconocido, cuando el Ti entra en la red cristalina de una manera regular y las tierras raras de una manera aleatoria.

- En conjunto, la química de los circones, las relaciones de los isótopos estables en las calcitas y la composición química de las micas, comprueba que todas las pegmatitas estudiadas tienen origen magmático; incluso las de edad pre-tectónica que

fueron metamorfoseadas durante la Orogenia Zapoteca, fueron expuestas a la circulación de fluidos magmáticos.

- Las pegmatitas carbonatíticas, a pesar de que tienen su composición bastante máfica y rica en Ca, cristalizaron bajo condiciones bastante oxidadas en comparación con las otras pegmatitas, tal vez la cantidad elevada de fluidos jugó un papel importante en el estado de oxidación del magma parental.

- La pegmatita El Muerto también se formó en las condiciones ambientales muy oxidadas a partir de un magma muy evolucionado y contaminado en elementos radiactivos durante su viaje hasta la corteza superior.

- El estudio de los isótopos estables en las calcitas obtenidas de las pegmatitas nos comprobó que el origen de las pegmatitas La Panchita, La Ofelia 183-2car, La Ejutla y Cruz de Piedra es a partir de un magma piroxenítico primitivo contaminado, el mármol “epolino” es sedimentario y las vetas posteriores son hidrotermales. El origen menos contaminado en ^{13}C lo tiene la pegmatita La Panchita y el más contaminado La Ofelia.

- La mayoría de las pegmatitas (La Joya, Santa Rosa, 183-2car, la Ofelia, OC22-4AB y La Panchita) tiene mica del tipo flogopita magmática rica en Mg y solamente las pegmatitas graníticas El Muerto y La Presa tienen mica del tipo biotita magmática.

- La Orogenia Olmeca en el territorio del Complejo Oaxaqueño no se pudo identificar con las edades en los circones de las pegmatitas estudiadas, concluimos que durante este evento la actividad magmática fue mínima. Pero la Orogenia Azteca y Zapoteca se caracterizan por una actividad magmática bastante considerable.

- La pegmatita La Panchita, que tiene una asociación mineralógica poco común, tiene análogos en el territorio del Cinturón Grenvilliano en territorio de Quebec occidental y Ontario oriental, Canadá. La formación de la escapolita en vez de la anortita en esta pegmatita está causada por el contenido excesivo de volátiles durante la cristalización del dique piroxenítico.

- Las pegmatitas de composición gabroicas carbonatadas, granodiorítico-dioríticas y gabro-dioríticas y las carbonatíticas son sintectónicas y se formaron durante la Orogenia Zapoteca (975-1000 Ma), bajo las condiciones de la colisión continental. Las pegmatitas de composición carbonatítica asociadas con los diques piroxeníticos se forman del magma piroxenítico contaminado por cantidades significativas de los fluidos generados

y atrapados durante el metamorfismo granulítico. Este tipo del magma proviene del manto superior como resultado de la reacción entre manto peridotítico y magma derivado de la fusión parcial de la corteza oceánica de composición eclogítica.

- La composición mineralógica de las pegmatitas gabroicas carbonatadas, granodiorítico-dioríticas y gabro-dioríticas está relacionada con la interacción de las rocas encajonantes con fundido magmático (granítico o piroxenítico, no se sabe) y con los gases (por ejemplo, CO₂) que circulaban en este lugar en el dado momento de su formación.

- Las pegmatitas de composición granítica se formaron después de la Orogenia Zapoteca, entre ~934 y 975 Ma, como el producto de la fusión parcial de las rocas de la corteza inferior–superior y contaminación durante su ascenso a través de la corteza superior.

- Los datos de geocronología K-Ar en las micas y U-Pb en los apatitos parecen indicar que el enfriamiento regional después de la orogenia Zapoteca no fue homogéneo, pero se desconoce cómo explicarlo en estos momentos.

6.3 Propuestas para futuros trabajos

1. Evaluar la relación entre la dispersión de elementos y la dispersión de temperatura en los circones.
2. Observar el movimiento de los elementos en las rocas encajonantes de las pegmatitas de acuerdo con la distancia de los últimos.
3. Estudiar en los perfiles perpendiculares a los cuerpos pegmatíticos la distribución de elementos, movimiento de los elementos mayores y de traza. Estudiar las condiciones de la cristalización fraccionada.
4. Estudio de la roca total de manera clásica y/o estudio más profundo de los circones de las pegmatitas con el objetivo de estimar la química del fundido parental y las condiciones de generación del magma (geodinámica) y la relación entre los diferentes magmas parentales de los cuerpos pegmatíticos, así como comparar los resultados de estos estudios.
5. Datar la intrusión cuarzo-feldespática que está en contacto con los diques piroxeníticos (Joya, Panchita, La Ofelia) y comparar sus edades con las edades de las pegmatitas/diques piroxeníticos, si son contemporáneos o de diferentes edades, dado que observamos cierta relación entre la mineralización y la formación de la escapolita en el dique piroxenítico y el dique cuarzo-feldespático.
6. Datar otros minerales (apatitos, titanitas) para poder reconstruir la curva de enfriamiento por métodos termocronológicos.

BIBLIOGRAFIA

- Abrecht, J., & Hewitt, D. A., 1980, Ti-substitutions in synthetic Fe-biotites. In Geological Society of America, Abstract with Programs (Vol. 12, p. 377).
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204 Pb. *Chemical geology*, 192(1), 59-79.
- Anderson, A. J., Clark, A. H., & Gray, S., 2001, The occurrence and origin of zabuyelite (Li₂CO₃) in spodumene-hosted fluid inclusions: implications for the internal evolution of rare-element granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 39(6), 1513-1527.
- Anderson, T. H. & Silver, L. T., 1971, Age of granulite metamorphism during the Oaxacan Orogeny, Mexico. In: Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs, 492.
- Arenas-Hernandez, M., 1999, Geología de la pegmatita —Lofelia”, Zimatlan Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 113 pp.
- Ashworth, L., 2014, Mineralised pegmatites of the Damara Belt, Namibia: fluid inclusion and geochemical characteristics with implications for post-collisional mineralization: University of the Witwatersrand, Johannesburg, Doctoral dissertation.
- Baker, A. J., & Fallick, A. E., 1989, Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesterålen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(5), 1111-1115.
- Barker, A. J., 2013, Introduction to metamorphic textures and microstructures. Routledge.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Mercadier, J., Tartese, R., Venneman, T., ... & Cuney, M., 2017, Magmatic and hydrothermal behavior of uranium in syntectonic leucogranites: the uranium mineralization associated with the Hercynian Guérande granite (Armorican Massif, France). *Ore Geology Reviews*, 80, 309-331.
- Barrera, T., 1946, Guía geológica de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Memorias, 101 p.
- Beard, J. S., & Day, H. W., 1986, Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California. *American Mineralogist*, 71(9-10), 1085-1099.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. I., 2002a, Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1), 45-69.
- Belousova, E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. L., 2002b, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to mineralogy and petrology*, 143(5), 602-622.
- Blattner, P., & Cooper, A. F., 1974, Carbon and oxygen isotopic composition of carbonatite dikes and metamorphic country rock of the Haast Schist terrain, New Zealand. *Contributions to mineralogy and petrology*, 44(1), 17-27.
- Bloomfield, K., & Ortega-Gutiérrez, F., 1975, Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño. Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología., 95: 23-48.

- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G. M., & Lundstrom, C. C., 2003, Introduction to U-series geochemistry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 52(1), 1-21.
- Burnham, A. D., & Berry, A. J., 2017, Formation of Hadean granites by melting of igneous crust. *Nature Geoscience*.
- Cameron, E. N., 1949, Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol., Monograph*, 2, 115.
- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A.H. & Page, L.R., 1949, Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology Monograph* 2.
- Cameron, E. N., Larabee, D. M., McNair, A. H., Page, L. R., Shainin, J. J., & Steward, G. W., 1954 Pegmatite investigations, 1942–1945, New England US Geol. Surv. Prof. Paper, 255, 296.
- Carvalho, B. B., Sawyer, E. W., & Janasi, V. A., 2017, Enhancing maficity of granitic magma during anatexis: entrainment of infertile mafic lithologies. *Journal of Petrology*, 58(7), 1333-1362.
- Cawood, P. A., & Pisarevsky, S. A. (2006). Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic?. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 753-759.
- Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., Corona-Esquivel, R., 1990. Oaxaca Fault: Cenozoic reactivation of the suture between the Zapoteco and Cuicateco terranes, Southern Mexico. *Geol. Soc. Am., Cordilleran Sect. Meet., Abstr. Progr.*, p. 13.
- Centeno-García, E., Sanchez-Zavala, J.L., Patchett, J., Isachsen, C., Sour-Tovar, F., Ortega Gutierrez, F., 1997, Stratigraphy, Nd isotopes, sediment provenance, and paleogeography of Paleozoic sequences in southern Mexico. In: Bradshaw, J.D., Weaver, S.D. (Eds.), *International Conference on Terrane Geology. Conference Abstracts*. Department of Geological Sciences, University of Canterbury; Royal Society of New Zealand; Institute of Geological and Nuclear Sciences, Christchurch, New Zealand, pp. 42–45.
- Černý, P., 1991a, Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite deposits. *Geoscience Canada* 18, 29 - 46.
- Černý, P., 1991b, Rare-element granitic pegmatites. Part II: regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada* 18, 49 - 62.
- Černý, P. & Ercit, T.S., 2005, The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist* 43(6), 2005 - 2026.
- Chapman, J. B., Gehrels, G. E., Ducea, M. N., Giesler, N., & Pullen, A., 2016, A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon. *Chemical Geology*, 439, 59-70.
- Claiborne, L. L., Miller, C. F. and Wooden, J. L., 2010, Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 160, 511–531.
- Connelly, J. N., 2001, Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172(1), 25-39.
- Cooper, K. M., Eiler, J. M., Asimow, P. D., & Langmuir, C. H., 2004, Oxygen isotope evidence for the origin of enriched mantle beneath the mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(3), 297-316.

- Coplen, T. B., Brand W. A., Gehre M., Gröning M., Meijer Harro A. J., Toman B., Verkouteren R. M., 2006a, After two decades, a second anchor for the VPDB $\delta^{13}\text{C}$ scale. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 20: 3165-3166.
- Coplen, T. B., Brand, W. A., Gehre, M., Gröning, M., Meijer, H. A., Toman, B., & Verkouteren, R. M., 2006b, New guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ measurements. *Analytical Chemistry*, 78(7), 2439-2441.
- Coplen, T. B., 1988, Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 72(4), 293-297.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Corriveau, L., Heaman, L. M., Marcantonio, F., & van Breemen, O., 1990, 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4), 473-485.
- Craig, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et cosmochimica acta*, 12(1-2), 133-149.
- Currie, J. B., 1951, The occurrence and relationships of some mica and apatite deposits in southeastern Ontario. *Economic Geology*, 46(7), 765-778.
- Davidson, A., 1984, Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield. *Precambrian tectonics illustrated*, 17, 263-279.
- De Beaumont, L. E., 1847, Note sur les émanations volcaniques et métallifères. Imprimerie de L. Martinet.
- De Schmid, H. S., 1912, Mica, its occurrence, exploitation and uses. Canada Mines Branch, Publication no. 118, 411 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1962, Sheet Silicates, *Rock-Forming Minerals*, Vol. 3.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 2003, *Rock-Forming Minerals: Micas*. Geological Society of London.
- Degeling, H. S., 2003, Zr equilibria in metamorphic rocks. Unpublished PhD Thesis, Australian National University, 231 pp.
- Deines, P., & Gold, D. P., 1973, The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7), 1709-1733.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., Jr. & Otto, J. B., 1971, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico, and Northern Mexico. In: *The geologic framework of the Chihuahua Tectonic belt, Midland, Texas*. West Texas Geological Society, 1-14.
- Dostal, J. Keppie, J.D., Macdonald, H., Ortega-Gutiérrez, F., 2004, Sedimentary origin of Calcareous Intrusions in the 1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico: Tectonic Implications. *International Geology Review*. 46: 1-13.
- Easton, R. M., 1986, Geochronology of the Grenville province. *The Grenville Province*, 127-173.
- Elías Herrera, M., 1983, Pegmatitas (etapa de reconocimiento). Proyecto del Concejo de Recursos Minerales (C.R.M.): Gerencia de Estudios Especiales, Departamento de Investigación Aplicada.

- Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario (1,2); p. 83 –109
- Ellsworth, H. V., 1932, Rare-element minerals of Canada (No. 11-12). FA Acland, printer to the king.
- Engel, A. J., & Engel, C. G., 1960, Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Part II, Mineralogy. Geological Society of America Bulletin, 71(1), 1-58.
- Faure, G., & Mensing, T. M., 2005, Isotopes: principles and applications. John Wiley & Sons Inc.
- Fedotova, A. A., Bibikova, E. V., & Simakin, S. G., 2008, Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochemistry international*, 46(9), 912-927.
- Fenn, P. M., 1986, On the origin of graphic granite. *American Mineralogist*, 71, 325-330.
- Ferry, J. M., & Watson, E. B., 2007, New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437.
- Fersman, A. E., 1926, Minerals of the Kola Peninsula. *The American Mineralogist*, 11, 289-298.
- Fersman, A.E., 1940, Pegmatitas: Editorial de la Academia de las Ciencias de la URSS. (en ruso)
- Fersmann, A., 1931, Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 41(1), 64-83.
- Ford, K. L., 1982, Uraniferous pegmatites of the Sharbot Lake area. Ontario: Geological Survey of Canada, Paper, 81-23.
- Foster, M. D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral micas (No. 354-B).
- Fowler, A. D., & Doig, R., 1983, The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(1), 92-104.
- Fries Jr, C., Schmitter, E., Damon, P. E., Livingston, D. E., & Erickson, R., 1962a, Edad de las rocas metamórficas en los Cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas. *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 64, 55-69.
- Fries, C. J., Schmitter-Villada, E., Damon, P. E. y Livingston, D. E., 1962b, Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. *UNAM, Boll. Inst. Geol.* 64(3), 45-53.
- Fries, C., Rincon-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronología: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín*, 73, 57-133.
- Fries, C., Rincón-Orta, C., Silver, L. T., McDowell, F.W., Solorio-Munguía, J., Schitter-Villada, E., Cserna, Z., 1974 (1975), Nuevas aportaciones a la geocronología de la Faja Tectónica Oaxaqueña: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v 26, p 157-182
- Frost, B. R., 1991, Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 1-9.

- Gardiner, N. J., Hawkesworth, C. J., Robb, L. J., Whitehouse, M. J., Roberts, N. M., Kirkland, C. L., & Evans, N. J., 2017, Contrasting granite metallogeny through the zircon record: a case study from Myanmar. *Scientific Reports*, 7(1), 748.
- Garlick, G. D., & Epstein, S., 1967, Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(2), 181-214.
- Garrison, J. R., Jr., Ramirez-R., C. & Long, L. E., 1980, Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. In: *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean* (edited by Pilger, R. H., Jr.).
- Gehrels, G., 2012, Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances*, 45-62.
- Gillis, R. J., Gehrels, G. E., Ruiz, J., & Flores de Dios González, L. A., 2005, Detrital zircon provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 182(1), 87-100.
- Ginsburg, A. I., & Rodionov, G. G., 1960, On the depth of formation of granitic pegmatites. *Geol. Rudn. Mestorozhd*, 45-54.
- Ginsburg, A.I. 1984. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. *International Geological Congress 27th, Proceedings 15*, 245-260.
- Glover, A.S., Rogers, W.Z. & Barton, J.E., 2012, Granitic Pegmatites: Storehouses of Industrial Minerals. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 8(4), 269 - 273.
- González Reyna, J., 1961, Las pegmatitas graníticas de Santa Ana, Tlaxiahuaca, Oaxaca, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 24, 39-50.
- Grove, T. L., De Wit, M. J., Dann, J. C., 1997, Komatiites from the komati type section, Barberton, South Africa. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 35(1), 438-456.
- Guidotti, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 357-467.
- Haghenbeck Correa, E.L., 1993, Estudio mineralógico de los cuerpos pegmatíticos del área de Zimatlán, estado de Oaxaca. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Halpern, M., Guerrero-Garcia, J., Ruiz-Castellanos, M., 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico: a progress report: *UGM Ann. Meet. Abs.* p.30-32.
- Haüy, R. J., 1801, *Traité de minéralogie* (Vol. 1). Bachelier.
- Heaman, L. M., Lumbers, S. B., & Vertolli, V., 1988, The timing of carbonatite emplacement within the CMB, Ontario. In *Friends of the Grenville meeting (Gananoque)*(abstr.).
- Heaman, L. M., McNutt, R., & Krogh, T. E., 1986, Geological significance of U-Pb and Rb-Sr ages for two pre-tectonic granites from the Central Metasedimentary Belt, Ontario. *The Grenville Province: Geological Association of Canada Special Paper*, 31, 209-221.
- Heinrich, E. W., 1946, Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. *American journal of science*, 244(12), 836-848.
- Heinrich, E. W., 1966, *The geology of carbonatites*. Rand Monolly and Co., Chicago III.

- Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A., 2005, The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Hewitt, D. F., 1967a, Uranium and thorium deposits of southern Ontario. Ont. Dep. Mines, Mineral. Res. Circ. 4.
- Hewitt, D. F., 1967b, Phosphate in Ontario. Ont. Dep. Mines, Mineral. Res. Circ. 6.
- Hinton, R. W., & Upton, B. G. J., 1991, The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(11), 3287-3302.
- Hitchcock, C. H., 1883, The Early History of the North American Continent. *Science*, 2(30), 293-297.
- Hoffman, P. F., 1991, Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252, 1409-1412.
- Hogarth, D. D., 1966, Intrusive Carbonate Rock near Ottawa, Canada. *Miner. Soc. India, IMA Vol*, 45-53.
- Hogarth, D. D., & LaPointe, P., 1984, Amphibole and pyroxene development in fenite from Cantley, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 22(2), 281-295.
- Hoskin, P. W., & Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Hudson, J. D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society*, 133(6), 637-660.
- Jahns, R. H., 1955, The study of pegmatites (No. 754). Division of the Geological Sciences, California Institute of Technology.
- Jahns R.H., & Burnham, C.W., 1969, Experimental studies of pegmatite genesis I: A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology* 64, 843 – 864.
- Jeffries, T., Fernández-Suárez, J., Corfu, F., Gutiérrez Alonso, G., 2003, Advances in U-Pb geochronology using a frequency quintupled Nd:YAG based laser ablation system ($\lambda = 213$ nm) and quadrupole based ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, Vol. 18, p. 847–855, doi: 10.1039/b300929g.
- Karlstrom, K. E., Åhäll, K. I., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., & Geissman, J. W. (2001). Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, 111(1-4), 5-30.
- Kelley, K. A., & Cottrell, E., 2009, Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, 325(5940), 605-607.
- Kelley, S. P., & Wartho, J. A., 2000, Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science*, 289(5479), 609-611.
- Keppie J. D. & Dostal J., 2007. Rift-related in the 1.2-1.3 Ga granulites of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: evidence for a rifts arc on the northwestern margin of Amazonia. *Proceedings of the Geologists Association*. 118: 63-74.
- Keppie, D. J. & Ortega-Gutiérrez, F., 2010, 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*. 29: p. 21-27

- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3), 165-181.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. & Lopez, R., 2003. Geochronology and Geochemistry of Grenvillian igneous sites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 120: 365-389.
- Keppie, J. D., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Lee, J. K., Lopez, R., & Hames, W. E., 2004. U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Tectonic implications. *Geological Society of America Memoirs*, 197, 771-781.
- Kovalev, V. P., Tikunov, U. V., Mikhalev, S. K., Laguta, O. N., 1989, Variaciones de contenido de U y Th en las rocas superficiales y profundas del trapp de la Plataforma Sibérica: Geoquímica de los elementos raros, de tierras raras durante los procesos de formación de la roca y de mineralización. *Nauka*. 3-15. (en ruso)
- Kushiro, I., Syono, Y., & Akimoto, S. I., 1967, Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 3, 197-203.
- Kusky, T. M., 2014, *Encyclopedia of earth science*. Infobase Publishing.
- Labotka, T. C., 1983, Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic hornfels from northeastern Minnesota. *American Mineralogist*, 68, 900-914.
- Landes, K. K., 1938, Origin of the Quebec phlogopite-apatite deposits. *Am Mineral*, 23, 360-390.
- Lang, A. H., Griffith, J. W., & Steacy, H. R., 1962, Canadian deposits of uranium and thorium (No. 16). Dept. of Mines and Technical Surveys, Canada.
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. y Sampson, D. E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research* 94(1-2), 73-99.
- Lentz, D. R., & Kretz, R., 1989, Preliminary study of the petrogenesis of uranium-, molybdenum- and REE-bearing granite pegmatites in the CMB of the Grenville Province; Geological Association of Canada—Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 14, p. A34.
- Lentz, D., 1991, Radioelement distribution in U, Th, Mo, and rare-earth-element pegmatites, skarns, and veins in a portion of the Grenville Province, Ontario and Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(1), 1-12.
- Lentz, D., 1992, Petrogenesis and geochemical composition of biotites in rare-element granitic pegmatites in the southwestern Grenville Province, Canada. *Mineralogy and Petrology*, 46(3), 239-256.
- Lentz, D., 1996, U, Mo, and REE mineralization in late-tectonic granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canada. *Ore Geology Reviews*, 11(4), 197-227.
- Lentz, D. R., 1999, Carbonatite genesis: a reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting. *Geology*, 27(4), 335-338.
- Lentz, D. R., & Suzuki, K., 2000, A low F pegmatite-related Mo skarn from the southwestern Grenville province, Ontario, Canada: Phase equilibria and petrogenetic implications. *Economic Geology*, 95(6), 1319-1337.

- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochob, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natopov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration and breakup of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research* 160, 179–210.
- Lindgren, W., 1937, Succession of minerals and temperatures of formation in ore deposits of magmatic affiliations. *Trans. Am. Inst. Mining & Metall. Eng.*, 126, 356-376.
- Linnen, R.L., Lichtervelde, M. & Černý, P., 2012, Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 8(4), 275 - 280.
- London, D., 1992, The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 30(3), 499-540.
- London, D., 2008, *Pegmatites: Ottawa, Canada, Mineralogical Association of Canada*, 347 pp.
- London, D. & Kontak, D.J., 2012, Granitic Pegmatites: Scientific Wonders and Economic Bonanzas. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 8(4), 257 - 261.
- London, D., & Morgan, G. B., 2012, The pegmatite puzzle. *Elements*, 8(4), 263-268.
- Ludwig K.L., 2012, User's Manual for Isoplot 3.75 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel; Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5; 75 pp.
- Macías Romo, C., 2003, Manual de procedimientos para la técnica de separación de minerales. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Mahmood, A., 1983, Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. *Mineralogical Magazine*, 47(344), 365-369.
- Martin, R.F. & De Vito, C., 2005, The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canadian Mineralogist*, 43, 2027 - 2048.
- Martínez-Bermúdez, J.J., 1955, Reconocimiento geológico de la región pegmatítica de Telixtlahuaca, Oax.: Tesis profesional, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Masson, S. L., & Gordon, J. B., 1981, Radioactive mineral deposits of the Pembroke-Renfrew area. Ministry of Natural Resources.
- McCrea, J. M., 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18(6), 849-857.
- McDougall, T.M., Harrison, 1999, *Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method*, Oxford University Press, USA.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S., 1995, The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Melgarejo, J. C., & Prol-Ledesma, R. M., 1999, Th and REE deposits in the Oaxaca Complex in southern Mexico, in Stanley, C. J., *Mineral deposits: Processes to precessing: Rotterdam, Netherlands, Balkema*, p. 389.–392.
- Mercadier, J., Cuney, M., Lach, P., Boiron, M. C., Bonhoure, J., Richard, A., Leisen, M., & Kister, P., 2011, Origin of uranium deposits revealed by their rare earth element signature. *Terra Nova*, 23(4), 264-269.

- Mezger, K., Essene, E. J., Van Der Pluijm, B. A., & Halliday, A. N., 1993, U-Pb geochronology of the Grenville Orogen of Ontario and New York: constraints on ancient crustal tectonics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(1), 13-26.
- Miller, R. R., 1984, Tectonic significance of nephelinebearing rocks in the Haliburton-Bancroft area of the Grenville Province. *Geol. Assoc. Cano-Mineral. Assoc. Cano program Abstr*, 9, 89.
- Mitchell, R. H., & Bergman, S. C., 1991, *Petrology of lamproites*. Springer Science & Business Media. VIDELA V DEER.
- Mitchell, R. H., & Vladykin, N. V., 1996, Compositional variation of pyroxene and mica from the Little Murun ultrapotassic complex, Aldan Shield, Russia. *Mineralogical Magazine*, 60(6), 907-925.
- Mitchell, R. H., 1995, Melting experiments on a sanidine phlogopite lamproite at 4–7 GPa and their bearing on the sources of lamproitic magmas. *Journal of Petrology*, 36(5), 1455-1474.
- Moore, E. M., 1991, Southwest US-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, 19(5), 425-428.
- Mora, C.I., Valley, J.W. and Ortega-Gutiérrez, F., 1986, The Temperature and Pressure Conditions of Grenville-age Granulite-Facies Metamorphism of the Oaxacan Complex, Southern Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, V. 6, 2: 222-242, en —*Reista*”, Insituto de Geología de la Universidad Nacional Autonoma de México. 6 No. 2.
- Morales-Alvarado, M., 1999, Caracterización geoquímica de la pegmatita El Muerto, Oaxaca, México. Tesis de la maestría. Instituto de Geofísica. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Moyd, L., 1990, Davis Hill near Bancroft, Ontario: An Occurrence of Large Nepheline, Biotite and Albite-Antiperthite Crystals in Calcite-cored Vein-Dikes. *Mineralogical Record*, 21(3), 235-248.
- Mungall, J. E., 1989, Geochemistry of carbonatite and alkali pyroxenite, Bancroft terrane, Grenville province, Ontario, Master's thesis, Department of Geological Sciences McGill University, Montreal 72 pp
- Munoz, J. L., 1984, F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 469-493.
- Murillo-Muñeton, G. & Anderson, J. L., 1994, Thermobarometry of Grenville (?) granulite from La Mixtequita Massif, southern Mexico. In: *Geological Society of America, Annual Meeting* 26, 76.
- Neilson, M. J., & Haynes, S. J., 1973, Biotites in calc-alkaline intrusive rocks. *Mineralogical Magazine*, 39(301-304), 251-253.
- Newton, R. C., 1986, Fluids of granulite facies metamorphism. In *Fluid—Rock Interactions during Metamorphism* (pp. 36-59). Springer, New York, NY.
- Newton, R. C., Smith, J. V., & Windley, B. F., 1980, Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288(5786), 45-50.
- Nockolds, S. R., 1947,. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, 245(7), 401-420.
- Ortega-Gutierrez, F., 1977, Los Mármoles Intrusivos del complejo Oaxaqueño. *Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Revista*, 1, 1: 28-32.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, El gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas. UNAM, Inst. Geología, Revista 2(1), 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of Southern Mexico. *Precambrian Research* 23, 377-393.
- Ortega-Gutierrez, F., Anderson, T.H., Silver, L. T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian of southern Mexico: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 9, 1121-1122.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J. & Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology* 23, 1127-1130.
- Ortega-Obregón, C., Abdullin, F., Solari, L., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., 2018. Apatite U–Pb dating: analytical protocols and some examples of its application. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, en prensa.
- Pantoja-Alor, J., & Robinson R.A., 1967, Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, *Science*. 157: 1033-1035.
- Parrish, R. R., & Noble, S. R., 2003, Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution—thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 183-213.
- Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J. & Hergt J., 2011, Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*, 26, 2508–2518.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S., 2012, VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Pettke, T., Audétat, A., Schaltegger, U. and Heinrich, C. A., 2005, Magmatic-to-hydrothermal evolution in the W–Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chem. Geol.* 220, 191–213. Taylor S. R. and McLennan S. M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Pi i Puig, T., 2005, Estudio mineralógico, geoquímico y geocronológico de los yacimientos de Fluorita de Taxco (Guerrero) y Zacualpan (Edo de México). Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 252 pp.
- Priem, H. N. A., Kroonenberg, S. B., Boelrijk, N. A. I. M., & Hebeda, E. H., 1989, Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian research*, 42(3-4), 315-324.
- Prol-Ledesma, R. M., Melgarejo, J. C., & Martin, R. F., 2012, The El Muerto —NYF” granitic pegmatite, Oaxaca, Mexico, and its striking enrichment in allanite-(Ce) and monazite-(Ce). *The Canadian Mineralogist*, 50(4), 1055-1076.
- Qiu, J. T., Yu, X. Q., Santosh, M., Zhang, D. H., Chen, S. Q., & Li, P. J., 2013, Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, northwest Zhejiang, SE China. *Mineralium Deposita*, 48(5), 545-556.

- Radulescu, I. G., Rubatto, D., Gregory, C., & Compagnoni, R., 2009, The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of ~~—~~“every micaschists”. *Lithos*, 110(1-4), 95-108.
- Ramberg, H., 1956, Pegmatites in west Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, 67(2), 185-214.
- Révész, K. M., & Landwehr, J. M., 2002, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of CaCO_3 measured by continuous flow isotope ratio mass spectrometry: statistical evaluation and verification by application to Devils Hole core DH-11 calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16(22), 2102-2114.
- Revesz, K. M., Landwehr, J. M., & Keybl, J., 2001, Measurement of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Isotopic Ratios of CaCO_3 Using a Thermoquest Finnigan GasBench II Delta Plus XL Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometer With Application to Devils Hole Core DH-11 Calcite. U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-257
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., ... & Robert, J. L., 1998, Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46(5), 586-595.
- Rihvanov, L. P., Poceluev, A. A., Sarnaev, S. I., Yazikov, E. G., Arbuzov, S. I., Ershov, V. V., Belyaev, A. A., 1989, Вариации радиогеохимического фона в эндогенных образованиях: Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в пороодо-и рудообразующих процессах. Наука. Variaciones del ruido geoquímico Geoquímica de los elementos raros, de tierras raras durante los procesos de formación de la roca y de mineralización. Nauka. 130-148.
- Rimsaite, J., 1982, Mineralogical and petrochemical properties of heterogeneous granitoid rocks from radioactive occurrences in the Grenville Structural Province, Ontario and Quebec (No. GSCAN-P--81-23).
- Rivers, T., 2008, Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research*, 167(3), 237-259.
- Robert, J. L., 1976, Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17, 213-227.
- Rockhold, J. R., Nabelek, P. I., & Glascock, M. D., 1987, Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 487-496.
- Rose, E. R., 1960, Rare earths of the Grenville Sub-Province. Ontario and Québec: Geological Survey of Canada, Paper, 59-10.
- Rowe, R. B., 1958, Niobium (columbium) deposits of Canada (No. 18). E. Cloutier, Queen's printer.
- Rubatto, D., & Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In *Cathodoluminescence in geosciences* (pp. 373-400). Springer Berlin Heidelberg.
- Rubatto, D., & Hermann, J., 2007, Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Elements*, 3(1), 31-35.
- Ruiz Castellanos, M., 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of southern México. Texas Univ., Dallas (USA).

- Ruíz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A. y Murillo-Muñeton, G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia- Southern Mexico connections in the Proterozoic. In: *Laurentia - Gondwana Connections before Pangea* (edited by Ramos, V. A. y Keppie, J. D.). Special Papers 336. Geological Society of America Special Papers, 183-197.
- Samperton, K. M., Bell, E. A., Barboni, M., Keller, C. B., & Schoene, B., 2017, Zircon age-temperature-compositional spectra in plutonic rocks. *Geology*, 45(11), 983-986.
- Sandoval, M. A., Prol-Ledesma, R. M., & Melgarejo, J. C., 2005, Geochemistry of micas in the El Muerto allanite-monazite pegmatite, Oaxaca, Mexico. *Boletín de Mineralogía*, 16, 45-56.
- Santos, R. V., 1995, Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7), 1339-1352.
- Sato, M., 1978, Oxygen fugacity of basaltic magmas and the role of gas-forming elements. *Geophysical Research Letters*, 5(6), 447-449.
- Satterly, J., 1956, Radioactive Mineral Occurrences in the Bancroft Area: Ont. Dept. Mines 65th Ann. Rept, 65(pt 6), 1-181.
- Sawyer, E. W., Cesare, B., & Brown, M., 2011, When the continental crust melts. *Elements*, 7(4), 229-234.
- Scaillet, B., & Gaillard, F., 2011, Earth science: Redox state of early magmas. *Nature*, 480(7375), 48-49.
- Schaaf, P., Schulze-Schreiber, C.H., 1998, Pegmatites in the Oaxacan Complex, Southern Mexico, Isotopic dating and genetical aspects: Published as a supplement to *Eos*, Transactions, AGU, 79(45).
- Schoene, B., & Bowring, S. A., 2007, Determining accurate temperature-time paths from U-Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(1), 165-185.
- Schulze-Schreiber, C. H., 2011, *Petrología y geoquímica de las rocas de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de "Oaxaquia"*. Tesis Doctoral. Instituto de Geología. Postgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Schulze-Schreiber, C., Keppie, J.D., Ortega Rivera, A., Ortega-Gutierrez, F., Lee, J.W.K., 2004. Mid- Tertiary cooling ages in the Precambrian Oaxacan Complex of Southern Mexico: indication of exhumation and inland arc migration: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 203-211.
- Scoon, R. N., & Mitchell, A. A., 2004, The platiniferous dunite pipes in the eastern limb of the Bushveld Complex: review and comparison with unmineralized discordant ultramafic bodies. *South African Journal of Geology*, 107(4), 505-520.
- Sheppard, S. M., & Schwarcz, H. P., 1970, Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 26(3), 161-198.
- Shnukov, S. E., Andreev, A. V., Savenok, S. P., 1997, Admixture elements in zircons and apatites: a tool for provenance studies of terrigenous sedimentary rocks en EUG IX conference 23-27 March 1997: Strasbourg, France, European Union of Geosciences, Abstract 65/4P16:597.

- Silver, L. T., Anderson, T. H. y Ortega-Gutiérrez, F., 1994, The "thousand" year old orogeny of southern and eastern Mexico. In: Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs, 26. GSA, A48.
- Simmons, W. B., & Webber, K. L., 2008, Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20, 421-438.
- Simmons, W. B., Webber, K. L., Falster, A.U., & Nizamoff, J. W., 2003, *Pegmatology: Pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis*. New Orleans, LA: Rubellite Press.
- Simmons, W.B., Pezzotta, F., Shigley, J.E. and Beurlen, H., 2012, Granitic pegmatites as sources of coloured gemstones. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology* 8(4), 281 - 287.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G. M., Arndt, N. T., Chung, S. L., ... & Gurenko, A. A., 2007, The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823), 412-417.
- Sokolov, U.M., 1970, Las pegmatitas metamórficas con moscovita. M., 190 c. (en ruso)
- Solari, L. A., Dostal, J., Gutiérrez, F. O., & Keppie, J. D., 2001, The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1(1), 149-161.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Hames, W. E., & Lee, J. K. W., 2004, Phanerozoic structures in the Grenvillian northern Oaxacan complex, southern Mexico: result of thick-skinned tectonics. *International Geology Review*, 46(7), 614-628.
- Solari, L.A, Lopez, R., Cameron, L.K., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., 1998, Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes from the northern portion of the 1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico. Published as a supplement to EOS, Transactions, AGU vol 79, num 45.
- Solari, L.A., 2001, Una breve reseña de los complejos metamórficos precámbricos de edad Grenvilliana en México, y su significado tectónico. Tesis Doctoral. Instituto de Geología. Postgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003, 990 Ma and 1, 100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics* 365, 257–282.
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., & Reyes-Salas, M., 2014, Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1301-1315.
- Solari, L. A., & Tanner, M. (2011). UPb. age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 83-91.
- Solé, J., 2009, Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 23, 3579–3590.
- Solé, J., 2014, In situ determination of K–Ar ages from minerals and rocks using simultaneous laser-induced plasma spectroscopy and noble gas mass spectrometry. *Chemical Geology*, 388, 9-22.

- Solé, J., Enrique, P., 2001, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440:199-205.
- Spence, H. S., 1930, Pegmatite minerals of Ontario and Quebec. *Am. Mineral*, 15, 480-496.
- Spencer, C. J., Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Prave, A. R., Roberts, N. M., Horstwood, M. S., & Whitehouse, M. J., 2015, Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny. *Geoscience Frontiers*, 6(3), 357-372.
- Stakes, D. S., & O'Neil, J. R., 1982, Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2), 285-304.
- Stacey, J. T., & Kramers, I., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Sudovikov, N.G., 1964, Metamorfismo regional y algunos problemas de la petrología, L., 550 c.13B. (en ruso)
- Taylor, H. P., 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 19(1), 1-71.
- Taylor, D. J., McKeegan, K. D., & Harrison, T. M., 2009, Lu-Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4), 157-164.
- Thomas, R., Davidson, P. and Beurlen, H., 2012, The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research. *Mineralogy and Petrology* 106, 55 - 73.
- Tohver, E., Teixeira, B., van der Pluijm, B., Geraldès, M.C., Bettencourt, J.S., Rizzotto, G., 2006, Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia. *Geology* 34, 669-672.
- Tolson Jones, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario (1,2); p. 111 -122
- Trail, D., Watson, E. B., & Tailby, N. D., 2011, The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480(7375), 79-82.
- Trail, D., Watson, E. B., & Tailby, N. D., 2012, Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70-87.
- Troitzsch, U., Ellis, D. J., 2004, High P-T study of solid solutions in the system ZrO₂-TiO₂: the stability of srilankite. *Eur J Mineral* 16:577-584.
- Troitzsch, U., Ellis, D. J., 2005, The ZrO₂-TiO₂ phase diagram. *J Mat Sci* 40:4571-4577
- Tronnes, R. G., Edgar, A. D., & Arima, M., 1985, A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2323-2329.
- Trueman, D. L. & Černý, P., 1982, Exploration for rare-element granitic pegmatites. In *Granitic Pegmatites*. In *Science and Industry* (P. Černý, ed.) Mineralogical Association of Canada, short Course Handbook 8, 463-493.
- Valley, J.W., 1986, Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks: *Reviews in Mineralogy*, v. 16, p. 445-489.
- Varlamoff, N., 1972, Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and minerals deposits. *Mineralium Deposita* 7, 202 - 216.

- Vielzeuf, D., Clemens, J. D., Pin, C., & Moinet, E., 1990, Granites, granulites, and crustal differentiation. In *Granulites and crustal evolution* (pp. 59-85). Springer Netherlands.
- Vlasov, K. A., 1953, Clasificación de pegmatitas de acuerdo con su textura y génesis.
- Vlasov, K. A., 1961, Principles of classifying granite pegmatites and their textural-paragenetic types. *Izvestiya Acad Sci USSR Geol Ser*, 1, 5-20.
- Von Knorring, O. & Condliffe, E. (1987). Mineralised pegmatites in Africa. *Geological Journal* 22 (thematic issue), 253 - 270.
- Wass, S. Y., Henderson, P., & Elliott, C. J., 1980, Chemical heterogeneity and metasomatism in the upper mantle: evidence from rare earth and other elements in apatite-rich xenoliths in basaltic rocks from eastern Australia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 297(1431), 333-346.
- Watson, E. B., Wark, D. A., Thomas, J. B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib Mineral Petrol* 151:413–433.
- Webber, K. L., Simmons, W. B., & Falster, A. U., 1999, Biotite as tectonic discriminant for anorogenic and orogenic pegmatites. The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites (Denver). *Can. Mineral.*, 37, 839-841.
- Weber, B. & Kohler, H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research* 96, 245-262.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010. U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico–Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm: *Precambrian Research*, 182(1), 149-162.
- White, W. M., 2013, *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Wyllie, P. J., & Tuttle, O. F., 1960, The System CaO-CO₂-H₂O and the Origin of Carbonatites. *Journal of Petrology*, 1(1), 1-46.
- Wynne-Edwards, H. R., 1972, The Grenville Province. Variations in tectonic styles in Canada. Edited by RA Price and RJW Douglas. Geological Association of Canada, Special Paper, 11, 263-334.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004, Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib Mineral Petrol* 148:471–488.
- Zavarickiy, A. N., 1947, Pegmatitas como productos intermedios entre las rocas volcánicas y las vetas mineralizadas. *Zap. VMO*, (1 ch 76), 36-50. (en ruso)
- Zhang, W., Lentz, D. R., Thorne, K. G., & McFarlane, C., 2016, Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west-central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77, 82-96.

Anexo 1

Los análisis isotópicos de Sr se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; las de Rb en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables mientras que el Finnigan con 8. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Rb y Sr se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y 60 para Sr por cada muestra. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 SE(M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710239 \pm 12$ ($\pm 1\sigma_{abs}$, $n = 18$).

La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb y Sr es de $\pm 4.5\%$ y $\pm 1.8\%$ respectivamente.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.05 ng Rb, 0.46 ng Sr (blancos de procedimiento total).

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
(LUGIS)

12/02/2014

	Muestra	Código	Tipo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 SD*	2 SE (Ma)	n	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
		(LUGIS)								
	Std SRM 987	SrT055	standard	0.710240	37	10	58			
1	Ap Pan	4682 VS CR	apatito	0.704616	28	8	57			
2	Ap Pan B	4786 VS ID	apatito	0.704630	31	8	57	13.46	1435.8	0.027

*) En las dos últimas cifras.

n = número de relaciones medidas por corrida

1 sd = 1 desviación estándar

2 SE(M) = 2sd/raiz n

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zona Central																			
166-3																			
Zircon_039_2	1500	89,8	0,06	0,0698	0,004	1,473	0,075	0,1526	0,003	0,39291	916	18	919	31	930	120	916	18	0,33
Zircon_041	567	113,1	0,20	0,0712	0,004	1,572	0,080	0,1601	0,003	0,30882	957	17	959	32	960	110	957	17	0,21
Zircon_042	1645	104,4	0,06	0,0697	0,004	1,501	0,076	0,1557	0,003	0,30421	934	17	932	30	920	120	934	17	-0,21
Zircon_043	1141	55,4	0,05	0,0695	0,004	1,488	0,075	0,1545	0,003	0,25174	926	16	925	31	910	110	926	16	-0,11
Zircon_044	1161	41,9	0,04	0,0694	0,004	1,461	0,075	0,1515	0,003	0,30519	910	17	914	31	920	130	910	17	0,44
Zircon_045	694	150,4	0,22	0,0719	0,004	1,596	0,081	0,1583	0,003	0,31710	947	18	968	32	980	110	947	18	2,17
Zircon_046	547	95,9	0,18	0,0703	0,004	1,569	0,081	0,1569	0,003	0,20354	940	17	959	34	930	120	940	17	1,98
Zircon_047	496	158,8	0,32	0,0729	0,004	1,620	0,088	0,1594	0,003	0,28194	953	19	977	34	1000	120	953	19	2,46
Zircon_048	367	64,2	0,17	0,0708	0,004	1,517	0,082	0,1531	0,003	0,24732	918	19	936	33	950	120	918	19	1,92
Zircon_049	421	51,4	0,12	0,0786	0,005	1,676	0,091	0,1523	0,003	0,40069	914	17	998	33	1160	120	914	17	8,42
Zircon_050	437	150,2	0,34	0,0717	0,004	1,592	0,084	0,1598	0,003	0,01193	955	18	966	33	980	120	955	18	1,14
Zircon_053	1835	113,5	0,06	0,0700	0,004	1,494	0,078	0,1514	0,003	0,42973	909	18	928	32	940	130	909	18	2,05
Zircon_054	1547	109,4	0,07	0,0705	0,004	1,505	0,077	0,1544	0,003	0,70523	925	18	934	29	950	110	925	18	0,96
Zircon_055	1023	65,1	0,06	0,0697	0,004	1,457	0,076	0,1499	0,003	0,66698	900	18	912	31	920	120	900	18	1,32
Zircon_056	499	114,4	0,23	0,0726	0,004	1,634	0,084	0,1625	0,003	0,25948	971	18	984	31	1000	120	971	18	1,32
Zircon_057	497	90,5	0,18	0,0719	0,004	1,579	0,082	0,1590	0,004	0,57859	951	20	964	34	980	120	951	20	1,35
Zircon_058	386	85,1	0,22	0,0871	0,006	1,910	0,120	0,1574	0,003	0,26669	942	19	1082	43	1370	130	1370	130	12,94
Zircon_059	1653	105,8	0,06	0,0740	0,004	1,601	0,089	0,1570	0,003	0,15890	940	17	969	34	1040	120	940	17	2,99
Zircon_060	584	119,9	0,21	0,0704	0,004	1,566	0,084	0,1593	0,003	0,44250	953	19	956	34	940	120	953	19	0,31
Zircon_061	1573	142,3	0,09	0,0713	0,004	1,569	0,090	0,1590	0,004	0,48280	951	20	958	36	980	140	951	20	0,73
Zircon_062	538	141,6	0,26	0,0790	0,005	1,645	0,095	0,1523	0,003	0,67114	914	19	988	36	1170	120	914	19	7,49
Zircon_063	1186	83,7	0,07	0,0714	0,004	1,520	0,078	0,1555	0,004	0,03823	932	19	938	31	970	120	932	19	0,64
Zircon_066	1685	112,6	0,07	0,0719	0,004	1,526	0,078	0,1535	0,003	0,45220	921	17	941	31	990	120	921	17	2,13
Zircon_067	519	138,4	0,27	0,0720	0,004	1,602	0,083	0,1623	0,003	0,20952	969	18	973	32	980	120	969	18	0,41

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_068	776	50,4	0,06	0,0708	0,004	1,513	0,076	0,1574	0,003	0,23475	942	17	936	31	950	120	942	17	-0,64
Zircon_069	967	86,3	0,09	0,0819	0,005	1,756	0,095	0,1580	0,003	0,26746	946	18	1031	36	1240	120	946	18	8,24
Zircon_070	1359	68,3	0,05	0,0701	0,004	1,471	0,074	0,1535	0,003	0,47724	921	16	918	30	930	110	921	16	-0,33
Zircon_071	442	87,8	0,20	0,0717	0,004	1,562	0,081	0,1602	0,003	0,15510	958	18	955	32	970	120	958	18	-0,31
Zircon_072	716	140,1	0,20	0,0765	0,005	1,604	0,087	0,1536	0,004	0,29703	921	21	970	33	1110	110	921	21	5,05
Zircon_073	757	122,8	0,16	0,0707	0,004	1,529	0,078	0,1583	0,003	0,37974	947	17	942	31	950	120	947	17	-0,53
Zircon_075	505	182,9	0,36	0,0704	0,004	1,562	0,082	0,1623	0,003	0,10081	969	17	954	33	930	120	969	17	-1,57
Zircon_076_2	1862	112,4	0,06	0,0705	0,004	1,445	0,073	0,1499	0,003	0,56079	901	17	909	33	940	110	901	17	0,88
176-1																			
<i>bordes</i>																			
D_176_1_1	257	117,2	0,46	0,0731	0,002	1,629	0,053	0,1609	0,004	0,72589	962	21	981	20	1009	42	962	21	1,94
D_176_1_2	227	99,2	0,44	0,0737	0,003	1,646	0,062	0,1636	0,004	0,64910	977	22	1001	21	1003	36	977	22	2,40
D_176_1_4	256	149,4	0,58	0,0702	0,002	1,593	0,060	0,1621	0,004	0,46179	968	21	969	24	954	36	968	21	0,10
D_176_1_5	326,1	121	0,37	0,0709	0,003	1,656	0,057	0,1652	0,004	0,48196	986	24	995	24	966	34	986	24	0,90
D_176_1_6	158,4	55,9	0,35	0,0719	0,003	1,652	0,068	0,1649	0,004	0,07887	984	23	988	26	988	46	984	23	0,40
D_176_1_7	186	72,6	0,39	0,0724	0,003	1,638	0,059	0,1649	0,004	0,67344	985	23	984	23	1004	59	985	23	-0,10
D_176_1_9	209	76,9	0,37	0,0716	0,003	1,582	0,054	0,1612	0,004	0,24479	963	24	961	21	981	30	963	24	-0,21
D_176_1_10	167	67,5	0,40	0,0705	0,003	1,640	0,062	0,1665	0,004	0,17350	993	23	984	23	970	51	993	23	-0,91
D_176_1_11	145,9	59,9	0,41	0,0730	0,003	1,676	0,065	0,1658	0,004	0,26477	989	23	1002	23	1008	55	989	23	1,30
D_176_1_12	158	51,9	0,33	0,0736	0,003	1,638	0,083	0,1639	0,005	0,42632	978	25	982	30	998	41	978	25	0,41
D_176_1_13	288	203,7	0,71	0,0713	0,003	1,630	0,056	0,1640	0,004	0,35964	979	22	981	23	969	38	979	22	0,20
D_176_1_14	159,7	61,28	0,38	0,0711	0,003	1,607	0,059	0,1643	0,004	0,28990	981	22	979	22	954	39	981	22	-0,20
D_176_1_15	223	99,7	0,45	0,0718	0,003	1,625	0,060	0,1610	0,004	0,51998	962	21	978	24	985	44	962	21	1,64
D_176_1_16	275	180	0,65	0,0720	0,002	1,635	0,057	0,1654	0,004	0,29256	987	23	985	21	963	44	987	23	-0,20
D_176_1_17	140	52	0,37	0,0728	0,003	1,664	0,068	0,1662	0,004	0,11183	991	23	993	26	995	50	991	23	0,20
D_176_1_19	248	118,1	0,48	0,0717	0,002	1,647	0,050	0,1645	0,004	0,23980	982	21	988	19	972	38	982	21	0,61

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
D_176_1_20	197,9	105,1	0,53	0,0730	0,003	1,630	0,064	0,1593	0,004	0,09033	953	21	980	25	1022	58	953	21	2,76
D_176_1_21	520	149,7	0,29	0,0712	0,002	1,632	0,057	0,1624	0,004	0,89255	970	25	981	24	974	42	970	25	1,12
D_176_1_22	177	61,4	0,35	0,0731	0,003	1,654	0,084	0,1626	0,005	0,40562	971	28	989	31	1044	51	971	28	1,82
D_176_1_23	284	163,7	0,58	0,0737	0,002	1,707	0,052	0,1644	0,004	0,33479	983	22	1010	20	1024	38	983	22	2,67
D_176_1_24	270,7	172,8	0,64	0,0727	0,002	1,647	0,053	0,1645	0,004	0,32931	982	22	987	20	1021	44	982	22	0,51
D_176_1_25	173,3	72,9	0,42	0,0710	0,003	1,621	0,060	0,1634	0,004	0,21159	976	22	977	23	951	33	976	22	0,10
D_176_1_28	382	210,5	0,55	0,0722	0,002	1,624	0,057	0,1634	0,004	0,47986	976	21	978	23	989	39	976	21	0,20
<i>núcleos</i>																			
D_176_1_3	1175	88,7	0,08	0,0775	0,002	2,121	0,056	0,1965	0,005	0,45806	1156	24	1156	18	1128	40	1156	24	0,00
D_176_1_8	212	99,6	0,47	0,0795	0,003	2,107	0,066	0,1923	0,005	0,32652	1134	25	1151	21	1194	26	1134	25	1,48
183-2																			
A_183_2_1	137	65,1	0,48	0,0738	0,004	1,597	0,077	0,1609	0,004	0,16998	962	21	974	29	1030	42	962	21	1,23
A_183_2_2	162	129,5	0,80	0,0733	0,003	1,565	0,047	0,1566	0,004	0,15813	938	20	956	19	1012	42	938	20	1,88
A_183_2_3	167,2	82,4	0,49	0,0722	0,003	1,592	0,060	0,1627	0,004	0,19556	972	22	974	24	1002	48	972	22	0,21
A_183_2_4	179,4	92,4	0,52	0,0731	0,003	1,626	0,067	0,1630	0,004	0,45416	973	21	978	25	1022	30	973	21	0,51
A_183_2_5	99,6	46,6	0,47	0,0745	0,004	1,639	0,078	0,1634	0,004	0,25619	976	23	997	27	1073	50	976	23	2,11
A_183_2_7	131,1	77,8	0,59	0,0714	0,003	1,562	0,064	0,1609	0,004	0,29248	962	21	959	26	986	45	962	21	-0,31
A_183_2_8	154	80,5	0,52	0,0717	0,003	1,607	0,062	0,1653	0,004	0,36557	986	22	971	26	967	39	986	22	-1,54
A_183_2_9	126,5	93,8	0,74	0,0728	0,003	1,628	0,066	0,1656	0,004	0,61071	988	22	979	25	1039	48	988	22	-0,92
A_183_2_10	75,2	39	0,52	0,0735	0,004	1,638	0,092	0,1632	0,004	0,06864	975	24	987	33	1080	68	975	24	1,22
A_183_2_11	182	85,5	0,47	0,0733	0,003	1,594	0,053	0,1606	0,004	0,12327	960	22	967	21	1014	45	960	22	0,72
A_183_2_12	130,2	100,9	0,77	0,0720	0,003	1,626	0,065	0,1661	0,004	0,60242	991	22	978	25	980	50	991	22	-1,33
A_183_2_13	187,8	132,1	0,70	0,0715	0,003	1,552	0,056	0,1597	0,004	0,11036	955	22	950	22	976	42	955	22	-0,53
A_183_2_14	121,1	56,2	0,46	0,0762	0,004	1,683	0,082	0,1608	0,004	0,40447	961	23	1004	31	1113	62	961	23	4,28
A_183_2_15	211,5	144,8	0,68	0,0695	0,003	1,533	0,048	0,1596	0,004	0,36219	954	21	942	19	936	46	954	21	-1,27
A_183_2_16	259	183	0,71	0,0756	0,003	1,667	0,055	0,1645	0,004	0,06362	982	21	995	21	1091	48	982	21	1,31

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
A_183_2_17	141	73,3	0,52	0,0742	0,003	1,612	0,059	0,1618	0,004	0,67545	966	22	974	23	1034	43	966	22	0,82
A_183_2_18	205	168,7	0,82	0,0704	0,002	1,551	0,048	0,1592	0,004	0,39450	952	21	950	19	951	37	952	21	-0,21
A_183_2_19	140,2	95,1	0,68	0,0715	0,003	1,574	0,067	0,1615	0,004	0,03920	965	22	958	26	962	40	965	22	-0,73
A_183_2_20	152,6	69,7	0,46	0,0734	0,003	1,556	0,070	0,1594	0,004	0,30654	954	22	957	29	1026	42	954	22	0,31
A_183_2_21	122,6	61	0,50	0,0740	0,004	1,642	0,084	0,1670	0,004	0,04381	995	23	990	31	1023	40	995	23	-0,51
A_183_2_22	117	95,7	0,82	0,0747	0,003	1,603	0,070	0,1612	0,004	0,35381	963	22	973	26	1073	41	963	22	1,03
A_183_2_23	143	114	0,80	0,0802	0,004	1,748	0,070	0,1593	0,004	0,14128	953	21	1025	25	1202	47	953	21	7,02
A_183_2_24	193,7	156,4	0,81	0,0720	0,003	1,610	0,056	0,1640	0,004	0,26828	979	21	973	22	992	40	979	21	-0,62
A_183_2_25	112,6	81,5	0,72	0,0738	0,003	1,586	0,062	0,1600	0,004	0,10936	957	22	963	24	1015	61	957	22	0,62
A_183_2_26	121,3	88	0,73	0,0734	0,003	1,577	0,058	0,1618	0,004	0,65537	967	22	960	23	986	51	967	22	-0,73
A_183_2_27	239	150	0,63	0,0724	0,003	1,624	0,056	0,1654	0,004	0,71886	987	22	981	22	994	39	987	22	-0,61
A_183_2_28	170,3	105,8	0,62	0,0725	0,003	1,628	0,072	0,1656	0,004	0,57347	988	23	983	28	1022	45	988	23	-0,51
A_183_2_29	189	180	0,95	0,0738	0,003	1,600	0,053	0,1612	0,004	0,10993	963	22	969	22	1061	46	963	22	0,62
A_183_2_30	256	124,4	0,49	0,0712	0,002	1,568	0,052	0,1629	0,004	0,27586	973	22	957	20	970	47	973	22	-1,67
A_183_2_31	166	148	0,89	0,0718	0,003	1,583	0,059	0,1605	0,004	0,06038	960	22	962	24	984	47	960	22	0,21
A_183_2_32	139,1	88,8	0,64	0,0719	0,003	1,605	0,066	0,1644	0,004	0,59168	981	22	975	27	1002	45	981	22	-0,62
A_183_2_33	121,5	71,2	0,59	0,0748	0,003	1,683	0,066	0,1631	0,004	0,64102	974	23	1000	25	1077	42	974	23	2,60
213-1																			
C_213_1_1	115,9	64,7	0,56	0,0722	0,004	1,608	0,085	0,1629	0,004	0,16614	973	22	970	32	1015	56	973	22	-0,31
C_213_1_2	113,8	71,3	0,63	0,0727	0,003	1,665	0,067	0,1663	0,004	0,62762	991	23	994	25	1015	49	991	23	0,30
C_213_1_3	100	63	0,63	0,0724	0,003	1,659	0,063	0,1672	0,004	0,03338	997	24	995	24	1001	36	997	24	-0,20
C_213_1_4	163	140	0,86	0,0717	0,003	1,587	0,071	0,1620	0,005	0,32156	968	28	963	27	975	45	968	28	-0,52
C_213_1_5	79,6	39,1	0,49	0,0728	0,004	1,652	0,091	0,1637	0,004	0,12948	977	25	986	34	1047	60	977	25	0,91
C_213_1_6	141,2	119,5	0,85	0,0712	0,003	1,638	0,062	0,1649	0,004	0,40989	984	21	983	24	954	35	984	21	-0,10
C_213_1_8	82,3	44,4	0,54	0,0712	0,003	1,621	0,072	0,1632	0,004	0,26863	975	24	976	28	958	48	975	24	0,10
C_213_1_9	137	109	0,80	0,0734	0,003	1,710	0,066	0,1655	0,004	0,15834	987	21	1014	26	1062	43	987	21	2,66

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
C_213_1_10	110,3	69,8	0,63	0,0733	0,003	1,652	0,071	0,1597	0,004	0,10910	955	21	988	28	1010	50	955	21	3,34
C_213_1_11	138	87,4	0,63	0,0722	0,003	1,579	0,081	0,1630	0,004	0,17856	977	24	960	30	963	59	977	24	-1,77
C_213_1_12	77,9	38,9	0,50	0,0734	0,004	1,646	0,075	0,1636	0,004	0,57684	977	24	986	29	1038	64	977	24	0,91
C_213_1_13	72,5	34,4	0,47	0,0737	0,004	1,717	0,082	0,1653	0,004	0,18726	986	23	1017	30	1068	65	986	23	3,05
C_213_1_15	91,4	52,1	0,57	0,0686	0,003	1,588	0,061	0,1615	0,004	0,64477	965	22	964	24	881	53	965	22	-0,10
C_213_1_16	111,3	54	0,49	0,0710	0,004	1,612	0,081	0,1640	0,004	0,49753	979	22	977	33	990	44	979	22	-0,20
C_213_1_17	88,3	51,4	0,58	0,0731	0,004	1,650	0,092	0,1632	0,004	0,12030	974	24	985	35	993	64	974	24	1,12
C_213_1_19	135,6	91,8	0,68	0,0734	0,003	1,640	0,064	0,1639	0,004	0,42125	978	22	984	25	989	42	978	22	0,61
C_213_1_20	127,7	81,4	0,64	0,0739	0,003	1,647	0,072	0,1644	0,004	0,42111	981	22	993	27	1014	56	981	22	1,21
C_213_1_21	86,1	41,8	0,49	0,0697	0,003	1,638	0,075	0,1704	0,005	0,17025	1014	25	990	29	949	45	1014	25	-2,42
C_213_1_22	140,2	92,2	0,66	0,0722	0,003	1,633	0,064	0,1632	0,004	0,29562	974	23	981	26	989	33	974	23	0,71
C_213_1_24	119,2	67,9	0,57	0,0729	0,003	1,716	0,073	0,1725	0,005	0,62685	1026	25	1012	27	1001	66	1026	25	-1,38
C_213_1_25	81,5	44,6	0,55	0,0726	0,003	1,785	0,079	0,1741	0,005	0,03209	1035	26	1037	29	1045	49	1035	26	0,19
C_213_1_27	161	101	0,63	0,0710	0,003	1,552	0,060	0,1546	0,004	0,25890	927	22	949	24	959	50	927	22	2,32
C_213_1_28	111,3	66,8	0,60	0,0732	0,003	1,689	0,089	0,1656	0,004	0,49277	988	24	1001	32	1046	74	988	24	1,30
C_213_1_29	91,4	44,2	0,48	0,0747	0,003	1,805	0,072	0,1743	0,005	0,05436	1035	27	1046	25	1086	43	1035	27	1,05
C_213_1_30	106,7	60,5	0,57	0,0719	0,002	1,623	0,057	0,1648	0,004	0,38615	983	23	978	22	987	46	983	23	-0,51
C_213_1_31	137,9	104,2	0,76	0,0716	0,003	1,631	0,066	0,1650	0,005	0,28780	985	25	985	24	977	45	985	25	0,00
C_213_1_32	124	77,5	0,63	0,0715	0,003	1,646	0,073	0,1644	0,004	0,41552	981	24	985	28	982	40	981	24	0,41
AYQ25-7																			
Zircon_02	73,9	43,9	0,59	0,0737	0,005	1,590	0,110	0,1592	0,004	0,20034	952	20	960	31	1005	74	952	20	0,83
Zircon_03	142,5	126,3	0,89	0,0714	0,003	1,533	0,061	0,1569	0,004	0,02015	939	21	942	25	978	44	939	21	0,32
Zircon_04	96,7	60,8	0,63	0,0720	0,003	1,568	0,082	0,1586	0,004	0,44083	949	24	955	33	1001	43	949	24	0,63
Zircon_05	102,4	61,8	0,60	0,0732	0,003	1,563	0,083	0,1598	0,003	0,24487	955	19	961	30	1002	38	955	19	0,62
Zircon_08	69,4	41,94	0,60	0,0719	0,004	1,520	0,110	0,1554	0,004	0,34679	931	21	936	40	970	72	931	21	0,53
Zircon_13	60,3	34	0,56	0,0679	0,004	1,520	0,090	0,1596	0,004	0,16485	954	23	933	35	864	59	954	23	-2,25

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_14	76	46,6	0,61	0,0710	0,004	1,566	0,087	0,1581	0,003	0,00170	946	18	958	33	1005	59	946	18	1,25
Zircon_15	90,9	55,8	0,61	0,0765	0,004	1,673	0,089	0,1598	0,004	0,44375	956	20	1005	34	1068	57	956	20	4,88
Zircon_16	76	46	0,61	0,0718	0,004	1,571	0,086	0,1599	0,004	0,12165	956	19	961	33	983	57	956	19	0,52
Zircon_17	147,2	123,1	0,84	0,0724	0,003	1,596	0,074	0,1600	0,003	0,55708	957	18	967	29	1014	56	957	18	1,03
Zircon_18	148,3	106,6	0,72	0,0797	0,004	1,764	0,094	0,1602	0,004	0,19327	958	22	1029	35	1228	50	958	22	6,90
Zircon_20	52,6	30,1	0,57	0,0715	0,003	1,628	0,089	0,1639	0,004	0,05846	978	21	979	33	971	57	978	21	0,10
Zircon_21	65,7	42,1	0,64	0,0734	0,003	1,625	0,075	0,1623	0,004	0,14537	969	23	978	28	1046	47	969	23	0,92
Zircon_22	120,2	94	0,78	0,0735	0,003	1,626	0,069	0,1630	0,004	0,25963	973	20	978	26	1038	48	973	20	0,51
Zircon_23	71,2	39,6	0,56	0,0733	0,004	1,647	0,094	0,1643	0,004	0,64425	981	20	987	33	1032	74	981	20	0,61
Zircon_24	86,9	48	0,55	0,0724	0,003	1,637	0,076	0,1641	0,004	0,50888	979	22	983	29	988	35	979	22	0,41
Zircon_25	94,5	57,9	0,61	0,0721	0,003	1,641	0,079	0,1679	0,004	0,27911	1000	20	984	30	996	41	1000	20	-1,63
Zircon_26	59,5	33,2	0,56	0,0707	0,003	1,609	0,088	0,1613	0,004	0,45342	964	22	972	33	1011	43	964	22	0,82
Zircon_27	64,1	36,6	0,57	0,0739	0,003	1,690	0,076	0,1658	0,004	0,29157	989	21	1003	27	1015	39	989	21	1,40
Zircon_28	77,5	44	0,57	0,0708	0,004	1,581	0,089	0,1616	0,003	0,36276	966	18	961	33	939	60	966	18	-0,52
Zircon_29	74,2	45,6	0,61	0,0727	0,003	1,602	0,086	0,1615	0,004	0,22703	965	21	981	34	984	47	965	21	1,63
Zircon_30	91	55,6	0,61	0,0737	0,004	1,633	0,090	0,1601	0,004	0,08985	957	23	979	34	1017	58	957	23	2,25
Zircon_31	69,1	39,1	0,57	0,0795	0,004	1,820	0,100	0,1641	0,004	0,35592	979	22	1061	38	1199	67	979	22	7,73
La Ofelia																			
<i>núcleos</i>																			
Zircon_113	117,1	222,4	1,90	0,0783	0,005	2,140	0,120	0,1970	0,004	0,36210	1159	21	1159	39	1140	120	1140	120	0,00
Zircon_114	60,4	63,2	1,05	0,0786	0,005	2,140	0,140	0,1925	0,005	0,28317	1135	27	1172	50	1160	150	1160	150	3,16
Zircon_115	78,4	92,3	1,18	0,0805	0,005	2,220	0,130	0,1983	0,004	0,03708	1166	22	1184	42	1210	130	1210	130	1,52
Zircon_117	74,4	98,2	1,32	0,0796	0,005	2,130	0,130	0,1950	0,005	0,08861	1148	25	1159	43	1190	130	1190	130	0,95
Zircon_119	128,2	164	1,28	0,0817	0,005	2,230	0,120	0,1970	0,005	0,24226	1159	24	1189	38	1240	120	1240	120	2,52
Zircon_120	50,3	54,2	1,08	0,0796	0,006	2,190	0,150	0,1997	0,005	0,34362	1173	25	1181	48	1190	140	1190	140	0,68
Zircon_121	211,8	75,6	0,36	0,0824	0,005	2,270	0,120	0,2009	0,004	0,13071	1180	22	1208	36	1250	110	1250	110	2,32

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_122	137,2	51,1	0,37	0,0810	0,005	2,240	0,120	0,2022	0,004	0,08521	1187	23	1206	36	1220	120	1220	120	1,58
Zircon_123	1096	243,8	0,22	0,0802	0,005	2,210	0,110	0,1965	0,004	0,67150	1156	21	1183	34	1200	110	1200	110	2,28
Zircon_124	70,7	48,4	0,68	0,0806	0,006	2,200	0,140	0,1969	0,005	0,33474	1158	26	1181	45	1200	120	1200	120	1,95
Zircon_125	64,8	71,7	1,11	0,0790	0,006	2,200	0,140	0,1982	0,005	0,12545	1165	25	1173	45	1170	140	1170	140	0,68
Zircon_126	129	183,7	1,42	0,0770	0,005	2,130	0,120	0,1962	0,004	0,06416	1155	23	1156	37	1130	120	1130	120	0,09
Zircon_127	137,1	183,6	1,34	0,0825	0,005	2,260	0,120	0,1981	0,004	0,27928	1165	22	1201	39	1250	120	1250	120	3,00
Zircon_128	246	265,9	1,08	0,0781	0,005	2,190	0,120	0,1977	0,004	0,43813	1163	21	1179	38	1150	120	1150	120	1,36
Zircon_129	65,3	70,8	1,08	0,0809	0,006	2,260	0,150	0,2013	0,005	0,19809	1182	26	1197	47	1210	140	1210	140	1,25
Zircon_135	99,5	193,6	1,95	0,0784	0,005	2,170	0,130	0,1962	0,004	0,21314	1155	23	1167	43	1160	140	1160	140	1,03
Zircon_136	83	133,6	1,61	0,0774	0,006	2,160	0,150	0,1985	0,005	0,10971	1167	26	1168	45	1130	140	1130	140	0,09
Zircon_137	558	875	1,57	0,0796	0,005	2,230	0,110	0,1988	0,004	0,33463	1169	21	1194	35	1180	120	1180	120	2,09
Zircon_138	132,4	195,4	1,48	0,0798	0,005	2,180	0,130	0,1934	0,004	0,35550	1140	22	1173	41	1180	130	1180	130	2,81
Zircon_140	261,7	442	1,69	0,0810	0,005	2,260	0,120	0,1979	0,004	0,29882	1164	23	1201	36	1230	110	1230	110	3,08
Zircon_141	121,7	40,4	0,33	0,0802	0,005	2,340	0,140	0,2073	0,005	0,25079	1214	25	1222	43	1200	130	1200	130	0,65
Zircon_142	77,7	101,5	1,31	0,0782	0,005	2,150	0,130	0,1958	0,005	0,08266	1153	25	1166	41	1150	140	1150	140	1,11
Zircon_143	363	374	1,03	0,0788	0,005	2,200	0,120	0,1988	0,004	0,45996	1169	21	1183	37	1160	110	1160	110	1,18
Zircon_144	48,3	43,3	0,90	0,0800	0,006	2,370	0,160	0,2111	0,005	0,35084	1235	26	1232	50	1200	140	1200	140	-0,24
Zircon_145	221,6	299,2	1,35	0,0809	0,005	2,260	0,130	0,1972	0,004	0,35345	1160	21	1198	38	1220	120	1220	120	3,17
Zircon_146	45,2	44,9	0,99	0,0792	0,006	2,330	0,170	0,2093	0,006	0,08032	1224	30	1227	50	1140	140	1140	140	0,24
Zircon_147	55,9	59,2	1,06	0,0815	0,006	2,220	0,140	0,2005	0,006	0,13246	1177	30	1181	46	1210	140	1210	140	0,34
Zircon_149	729	146	0,20	0,0795	0,004	2,180	0,110	0,1993	0,004	0,38887	1171	23	1175	35	1180	120	1180	120	0,34
Zircon_02_009	58	37	0,57	0,0809	0,002	2,270	0,060	0,2037	0,002	0,32000	1195	9	1203	19	1219	46	1219	46,0	0,7
Zircon_04_011	148	47	0,28	0,0794	0,001	2,210	0,038	0,2019	0,001	0,38000	1185	7	1184	12	1183	32	1183	32,0	-0,1
Zircon_05_012	57	38	0,59	0,0846	0,002	2,312	0,069	0,1978	0,002	0,27000	1164	8	1216	21	1307	57	1307	57,0	4,3
Zircon_08_016	143	60	0,37	0,0806	0,001	2,203	0,043	0,1984	0,001	0,38000	1167	8	1182	14	1211	36	1211	36,0	1,3
Zircon_09_017	64	41	0,56	0,0821	0,002	2,265	0,065	0,2010	0,002	0,32000	1180	10	1202	20	1248	54	1248	54,0	1,8

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_10_018	84	47	0,49	0,0781	0,002	2,185	0,054	0,2031	0,002	0,35000	1192	9	1176	17	1150	47	1150	47,0	-1,4
Zircon_11_020	135	44	0,29	0,0803	0,001	2,175	0,042	0,1966	0,001	0,38000	1157	8	1173	13	1203	36	1203	36,0	1,4
Zircon_12_021	183	84	0,41	0,0804	0,001	2,284	0,035	0,2059	0,001	0,44000	1207	7	1207	11	1206	28	1206	28,0	0,0
Zircon_18_028	63	60	0,84	0,0837	0,002	2,352	0,071	0,2039	0,002	0,30000	1196	10	1228	22	1285	54	1285	54,0	2,6
Zircon_19_029	178	84	0,42	0,0777	0,001	2,153	0,043	0,2004	0,001	0,27000	1177	6	1166	14	1138	36	1138	36,0	-0,9
Zircon_20_030	101	36	0,32	0,0800	0,001	2,266	0,041	0,2055	0,002	0,45000	1205	9	1202	13	1198	30	1198	30,0	-0,2
Zircon_22_033	454	299	0,58	0,0767	0,001	2,049	0,033	0,1938	0,002	0,59000	1142	10	1132	11	1113	25	1113	25,0	-0,9
Zircon_24_035	158	61	0,34	0,0786	0,001	2,177	0,043	0,2012	0,002	0,40000	1182	9	1174	14	1163	34	1163	34,0	-0,7
Zircon_25_036	81	45	0,49	0,0825	0,002	2,285	0,047	0,2008	0,002	0,37000	1179	8	1208	14	1258	35	1258	35,0	2,4
Zircon_28_040	164	70	0,38	0,0818	0,001	2,308	0,041	0,2048	0,002	0,43000	1201	8	1215	13	1240	30	1240	30,0	1,2
Zircon_30_La	81	57	0,62	0,0783	0,002	2,067	0,053	0,1915	0,002	0,34000	1130	9	1138	17	1156	45	1156	45,0	0,7
<i>bordes</i>																			
Zircon_112_4	113,9	124,9	1,10	0,0739	0,005	1,690	0,100	0,1642	0,004	0,23744	980	22	1005	39	1020	140	980	22	2,49
Zircon_130	75,5	77,7	1,03	0,0725	0,005	1,740	0,110	0,1711	0,004	0,35131	1018	21	1020	39	990	140	1018	21	0,20
Zircon_132	116,7	147,2	1,26	0,0734	0,005	1,670	0,100	0,1622	0,004	0,37065	969	20	995	39	1020	130	969	20	2,61
Zircon_133	66,1	77	1,16	0,0696	0,005	1,560	0,100	0,1596	0,004	0,23774	954	22	948	42	910	150	954	22	-0,63
Zircon_134	263	165,1	0,63	0,0744	0,004	1,713	0,092	0,1631	0,003	0,16924	974	18	1015	36	1050	120	974	18	4,04
Zircon_139	95,2	84,8	0,89	0,0716	0,005	1,720	0,100	0,1647	0,004	0,40729	986	22	1019	38	1030	140	986	22	3,24
Zircon_01_La	52	43	0,73	0,0783	0,002	1,820	0,045	0,1690	0,001	0,36000	1006	8	1053	16	1154	46	1006	8,0	4,5
Zircon_07_015	58	44	0,68	0,0766	0,002	1,719	0,046	0,1625	0,001	0,34000	971	8	1016	17	1112	51	971	8,0	4,4
Zircon_13_022	63	55	0,78	0,0760	0,002	1,759	0,055	0,1680	0,002	0,29000	1001	8	1030	20	1095	57	1001	8,0	2,8
Zircon_14_023	88	76	0,76	0,0740	0,002	1,672	0,049	0,1644	0,002	0,32000	981	9	998	19	1041	53	981	9,0	1,7
Zircon_15_024	57	51	0,79	0,0767	0,002	1,787	0,051	0,1690	0,002	0,32000	1006	8	1041	19	1112	51	1006	8,0	3,4
Zircon_17_027	66	62	0,84	0,0752	0,003	1,748	0,069	0,1683	0,002	0,25000	1003	9	1026	25	1075	73	1003	9,0	2,2
Zircon_23_034	66	64	0,85	0,0770	0,002	1,733	0,047	0,1637	0,002	0,37000	977	9	1021	17	1120	47	977	9,0	4,3
Zircon_27_039	60	52	0,78	0,0774	0,002	1,789	0,050	0,1690	0,002	0,35000	1007	9	1042	18	1131	49	1007	9,0	3,4

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_29_041	80	73	0,81	0,0718	0,002	1,594	0,046	0,1612	0,001	0,27000	963	7	968	18	981	54	963	7,0	0,5
La Panchita																			
Zircon_21_P	201,7	136,9	0,68	0,0717	0,002	1,644	0,089	0,1668	0,004	0,39572	994	21	992	34	989	37	994	21	-0,2
Zircon_22	233	156,5	0,67	0,0720	0,002	1,634	0,089	0,1644	0,004	0,27011	981	21	983	34	991	38	981	21	0,2
Zircon_23	231,1	155,8	0,67	0,0712	0,003	1,627	0,094	0,1651	0,004	0,37741	985	20	979	36	970	48	985	20	-0,6
Zircon_24	236,3	159,3	0,67	0,0692	0,002	1,581	0,088	0,1667	0,004	0,40954	994	21	964	36	921	47	994	21	-3,1
Zircon_25	257	174,5	0,68	0,0717	0,003	1,657	0,095	0,1686	0,004	0,02482	1005	21	991	37	964	43	1005	21	-1,4
Zircon_26	213,7	143,9	0,67	0,0719	0,002	1,657	0,091	0,1676	0,004	0,19820	999	21	991	35	969	38	999	21	-0,8
Zircon_27	249	169,2	0,68	0,0723	0,002	1,644	0,088	0,1657	0,004	0,29679	989	21	987	34	992	32	989	21	-0,2
Zircon_28	248,4	168,8	0,68	0,0703	0,002	1,586	0,087	0,1655	0,004	0,04604	987	20	966	33	919	42	987	20	-2,2
Zircon_29	214,2	81	0,38	0,0707	0,002	1,557	0,086	0,1597	0,004	0,08892	955	20	952	34	935	42	955	20	-0,3
Zircon_30_P	261,8	176,7	0,67	0,0707	0,002	1,616	0,087	0,1676	0,004	0,24405	999	21	978	32	966	40	999	21	-2,1
Zircon_31_P	164,1	68,9	0,42	0,0707	0,002	1,583	0,089	0,1637	0,004	0,30212	977	21	965	34	950	45	977	21	-1,3
Zircon_32	203,2	85,6	0,42	0,0713	0,003	1,594	0,091	0,1620	0,004	0,03324	968	20	966	36	971	46	968	20	-0,2
Zircon_33	211,5	91,9	0,43	0,0703	0,003	1,556	0,087	0,1616	0,004	0,40950	965	20	952	35	943	38	965	20	-1,4
Zircon_34	185,7	79,1	0,43	0,0708	0,003	1,631	0,094	0,1687	0,004	0,23761	1005	21	981	36	927	44	1005	21	-2,4
Zircon_35	239,1	99,7	0,42	0,0722	0,003	1,620	0,093	0,1647	0,004	0,40190	983	21	980	34	965	39	983	21	-0,3
Zircon_36	197,5	79,7	0,40	0,0707	0,002	1,544	0,087	0,1612	0,004	0,17365	964	20	947	35	946	35	964	20	-1,8
Zircon_37	260,3	101,5	0,39	0,0698	0,002	1,547	0,085	0,1609	0,004	0,07872	962	20	948	34	937	37	962	20	-1,4
Zircon_38	216	92,3	0,43	0,0703	0,002	1,596	0,089	0,1658	0,004	0,09966	989	21	970	34	949	34	989	21	-1,9
Zircon_39	262,9	110,6	0,42	0,0717	0,003	1,608	0,093	0,1630	0,004	0,23326	974	20	972	36	974	41	974	20	-0,2
Zircon_40_P	340	140,9	0,41	0,0718	0,002	1,591	0,086	0,1615	0,004	0,06893	965	20	966	34	968	33	965	20	0,1
OC22-4AB																			
<i>bordes</i>																			
Zircon_03	332	74,8	0,23	0,0711	0,002	1,601	0,065	0,1615	0,003	0,34291	965	17	970	20	976	32	965	17	0,52
Zircon_05	1346	111	0,08	0,0784	0,002	1,893	0,060	0,1723	0,003	0,17575	1025	17	1078	18	1155	32	1025	17	4,92

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_10	1719	130,3	0,08	0,0715	0,002	1,657	0,053	0,1654	0,003	0,51876	987	17	992	19	978	30	987	17	0,50
Zircon_11	218,4	43	0,20	0,0774	0,002	1,872	0,071	0,1724	0,004	0,43143	1025	21	1071	24	1127	32	1025	21	4,30
Zircon_23	2290	229	0,10	0,0738	0,002	1,748	0,056	0,1726	0,004	0,74062	1026	19	1026	21	1031	31	1026	19	0,00
Zircon_30	202,4	36,4	0,18	0,0756	0,002	1,867	0,068	0,1803	0,004	0,54820	1069	20	1069	23	1090	34	1069	20	0,00
<i>núcleos</i>																			
Zircon_01_OC	1598	136,4	0,09	0,0798	0,002	2,177	0,068	0,1968	0,004	0,40325	1158	20	1173	22	1194	32	1194	32	1,28
Zircon_02	389	67,8	0,17	0,0746	0,002	2,005	0,075	0,1902	0,005	0,23343	1123	27	1117	26	1063	40	1123	27	-0,54
Zircon_04	1720	228	0,13	0,0785	0,002	2,234	0,073	0,2031	0,004	0,36890	1192	20	1192	22	1162	35	1162	35	0,00
Zircon_07	1765	165,5	0,09	0,0794	0,002	2,247	0,075	0,2021	0,004	0,50625	1187	21	1196	23	1184	30	1184	30	0,75
Zircon_08	1115	101,8	0,09	0,0810	0,002	2,243	0,073	0,1973	0,004	0,45179	1161	20	1194	23	1210	40	1210	40	2,76
Zircon_09	1212	101,4	0,08	0,0795	0,002	2,255	0,069	0,2011	0,004	0,25045	1181	19	1198	22	1186	28	1186	28	1,42
Zircon_12	1207	86,8	0,07	0,0793	0,002	2,230	0,070	0,2023	0,004	0,55016	1188	22	1190	22	1188	28	1188	28	0,17
Zircon_13	1390	134,9	0,10	0,0797	0,002	2,269	0,073	0,2049	0,004	0,34712	1201	20	1203	23	1197	32	1197	32	0,17
Zircon_14	988	74,9	0,08	0,0831	0,002	2,333	0,084	0,2038	0,004	0,54236	1196	22	1222	24	1267	32	1267	32	2,13
Zircon_15	1563	114,7	0,07	0,0800	0,002	2,216	0,075	0,1996	0,004	0,69076	1173	20	1186	23	1200	34	1200	34	1,10
Zircon_17	2260	219	0,10	0,0797	0,002	2,243	0,072	0,2033	0,004	0,53506	1193	23	1194	22	1188	22	1188	22	0,08
Zircon_19	2260	279	0,12	0,0795	0,002	2,232	0,072	0,2037	0,004	0,60093	1195	20	1191	22	1179	27	1179	27	-0,34
Zircon_20	1890	170	0,09	0,0794	0,002	2,236	0,069	0,2040	0,004	0,57698	1197	22	1192	22	1178	32	1178	32	-0,42
Zircon_21	2890	260	0,09	0,0794	0,002	2,266	0,071	0,2072	0,004	0,69554	1214	22	1202	23	1181	29	1181	29	-1,00
Zircon_22	2840	319	0,11	0,0801	0,002	2,289	0,069	0,2070	0,004	0,42522	1213	22	1209	20	1196	21	1196	21	-0,33
Zircon_24	2420	240	0,10	0,0793	0,002	2,236	0,072	0,2042	0,004	0,49204	1198	23	1192	22	1184	30	1184	30	-0,50
Zircon_25	1631	170,2	0,10	0,0819	0,002	2,327	0,075	0,2057	0,004	0,34982	1207	23	1221	22	1242	32	1242	32	1,15
Zircon_26	2150	208	0,10	0,0808	0,002	2,396	0,076	0,2144	0,005	0,65815	1252	24	1241	23	1216	32	1216	32	-0,89
Zircon_27	340	69,2	0,20	0,0796	0,002	2,125	0,082	0,1935	0,004	0,48241	1140	24	1162	26	1186	39	1186	39	1,89
Zircon_28	1990	194	0,10	0,0733	0,002	1,675	0,054	0,1656	0,003	0,60761	988	19	999	21	1018	24	988	19	1,10
Zircon_28_OC	1584	139	0,09	0,0801	0,002	2,259	0,079	0,2051	0,006	0,74706	1203	29	1199	24	1190	37	1190	37	-0,33

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_29	1379	104,7	0,08	0,0803	0,002	2,304	0,074	0,2085	0,004	0,51505	1221	22	1213	22	1198	32	1198	32	-0,66
Zircon_31	1903	174,7	0,09	0,0801	0,002	2,305	0,074	0,2094	0,005	0,70383	1225	24	1214	22	1199	30	1199	30	-0,91
Zircon_32	1479	117,9	0,08	0,0789	0,002	2,219	0,074	0,2034	0,005	0,58014	1194	24	1187	22	1179	21	1179	21	-0,59
Zircon_33	1830	200	0,11	0,0820	0,004	2,421	0,087	0,2138	0,006	0,80661	1249	33	1249	25	1243	85	1243	85	0,00
Zircon_35	1895	245,7	0,13	0,0805	0,002	2,259	0,071	0,2041	0,004	0,50093	1197	22	1199	22	1206	32	1206	32	0,17
Zircon_36	1660	194,9	0,12	0,0796	0,002	2,285	0,078	0,2070	0,004	0,44005	1213	22	1208	23	1184	28	1184	28	-0,41
Zircon_37	472	36,1	0,08	0,0816	0,002	2,436	0,081	0,2169	0,004	0,19729	1265	23	1253	24	1228	32	1228	32	-0,96
Zircon_38	2140	233	0,11	0,0797	0,002	2,221	0,071	0,2026	0,004	0,30487	1189	22	1187	22	1201	28	1201	28	-0,17
Zircon_40	1828	252	0,14	0,0807	0,002	2,294	0,074	0,2070	0,004	0,78618	1213	22	1210	22	1209	33	1209	33	-0,25
Zircon_41	2451	321	0,13	0,0812	0,002	2,319	0,072	0,2079	0,005	0,63260	1217	25	1218	22	1222	33	1222	33	0,08
Zircon_42	1639	150,9	0,09	0,0802	0,002	2,292	0,073	0,2065	0,005	0,75156	1210	24	1210	22	1205	34	1205	34	0,00
Zircon_43	1663	139,5	0,08	0,0796	0,002	2,233	0,072	0,2044	0,005	0,40489	1199	24	1191	23	1184	32	1184	32	-0,67
Zircon_44	1820	173,5	0,10	0,0807	0,002	2,305	0,073	0,2080	0,004	0,56894	1218	22	1214	22	1213	24	1213	24	-0,33
Zircon_45	693	45,9	0,07	0,0776	0,002	2,058	0,073	0,1918	0,005	0,47874	1131	25	1135	23	1144	29	1144	29	0,35
Zircon_46	1603	166,5	0,10	0,0796	0,002	2,266	0,074	0,2065	0,004	0,53234	1210	23	1202	22	1188	28	1188	28	-0,67
Zircon_47	1353	122,7	0,09	0,0799	0,002	2,276	0,077	0,2081	0,005	0,35058	1219	26	1205	23	1195	36	1195	36	-1,16
Zircon_49	1407	148,7	0,11	0,0799	0,002	2,275	0,076	0,2061	0,004	0,79108	1208	21	1204	20	1198	33	1198	33	-0,33
Zircon_50	1790	175,5	0,10	0,0801	0,002	2,245	0,069	0,2039	0,004	0,45930	1196	21	1195	22	1198	35	1198	35	-0,08
Zona Norte																			
Cruz de Piedra																			
Zircon_077_3	589	138,7	0,24	0,0714	0,001	1,614	0,024	0,1641	0,001	0,27648	980	7	975,3	9,2	970	29	980	7	-0,43
Zircon_078	1217	152,2	0,13	0,0722	0,001	1,642	0,019	0,1651	0,001	0,34793	985	7,7	986,2	7,4	989	24	985	7,7	0,10
Zircon_079	1248	184,6	0,15	0,0719	0,001	1,619	0,017	0,1644	0,001	0,63190	981	7,5	977,5	6,5	982	15	981	7,5	-0,37
Zircon_080	835	119	0,14	0,0710	0,001	1,597	0,020	0,1624	0,001	0,33212	970	6,4	968,7	7,7	960	25	970	6,4	-0,13
Zircon_082	1116	216,4	0,19	0,0724	0,001	1,609	0,023	0,1625	0,002	0,61081	971	11	973,2	9	997	22	971	11	0,23
Zircon_083	410	49,7	0,12	0,0718	0,001	1,621	0,031	0,1628	0,002	0,37754	972	9	981	11	981	39	972	9	0,92

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_084	864	152,7	0,18	0,0714	0,001	1,624	0,026	0,1645	0,002	0,26124	982	8,9	981,1	9,6	975	29	982	8,9	-0,05
Zircon_085	592	111,1	0,19	0,0717	0,001	1,603	0,026	0,1639	0,001	0,36534	979	7,4	970,7	9,9	972	31	979	7,4	-0,80
Zircon_086	708	104,5	0,15	0,0719	0,001	1,646	0,024	0,1664	0,001	0,05980	992	6,7	988,9	9	987	32	992	6,7	-0,32
Zircon_087	737	140,9	0,19	0,0717	0,001	1,598	0,023	0,1633	0,002	0,41817	975	8,3	969	8,9	974	26	975	8,3	-0,62
Zircon_088	679	131	0,19	0,0720	0,001	1,634	0,029	0,1643	0,001	0,59074	981	8	983	11	989	31	981	8	0,23
Zircon_089	952	78,1	0,08	0,0701	0,001	1,548	0,027	0,1614	0,002	0,68746	966	9,7	949	11	928	28	966	9,7	-1,81
Zircon_090	556	124,4	0,22	0,0711	0,001	1,626	0,020	0,1654	0,002	0,12977	986	10	979,9	7,6	958	38	986	10	-0,62
Zircon_091	754	160,6	0,21	0,0716	0,001	1,624	0,024	0,1641	0,001	0,09504	979	6,9	980,3	9	976	33	979	6,9	0,10
Zircon_092	1107	277,6	0,25	0,0717	0,001	1,637	0,026	0,1656	0,002	0,61059	988	10	984,1	9,9	976	26	988	10	-0,40
Zircon_095	732	151,1	0,21	0,0721	0,001	1,594	0,021	0,1614	0,001	0,26427	965	6,8	967,4	8,3	991	27	965	6,8	0,29
Zircon_096	652	283,5	0,43	0,0727	0,001	1,670	0,025	0,1675	0,002	0,18846	998	8,2	998,1	9,2	1008	30	998	8,2	-0,01
Zircon_097	695	139,9	0,20	0,0717	0,001	1,588	0,020	0,1608	0,002	0,29216	961	8,3	965,2	8	974	29	961	8,3	0,41
Zircon_099	1612	322,1	0,20	0,0766	0,002	1,690	0,051	0,1613	0,002	0,64411	964	12	1003	19	1107	41	964	12	3,89
Zircon_100	1001	217,1	0,22	0,0724	0,001	1,659	0,026	0,1664	0,001	0,05709	992	7,5	992,8	9,9	996	36	992	7,5	0,04
Zircon_092_1	1721	388	0,23	0,0719	0,001	1,647	0,018	0,1667	0,002	0,38559	994	8,2	988,3	6,9	985	22	994	8,2	-0,57
Zircon_093_1	799	65,1	0,08	0,0730	0,001	1,613	0,024	0,1620	0,001	0,34409	968	7	975	9,4	1011	30	968	7	0,75
Zircon_094_1	825	267,5	0,32	0,0720	0,001	1,638	0,030	0,1667	0,001	0,27838	994	7,6	984	12	989	38	994	7,6	-0,99
Zircon_095_1	711	131,1	0,18	0,0714	0,001	1,600	0,025	0,1639	0,001	0,27825	979	7,7	970	10	965	35	979	7,7	-0,89
Zircon_096_1	352	56	0,16	0,0739	0,001	1,663	0,037	0,1646	0,003	0,59862	982	17	997	13	1034	37	982	17	1,50
Zircon_097_1	620	117,2	0,19	0,0726	0,001	1,642	0,034	0,1653	0,003	0,60419	986	14	986	13	998	33	986	14	0,00
Zircon_098_1	1039	229,6	0,22	0,0725	0,001	1,643	0,020	0,1657	0,001	0,46786	988	7,8	986,5	7,6	996	27	988	7,8	-0,17
Zircon_099_1	1077	235,6	0,22	0,0726	0,001	1,605	0,025	0,1621	0,002	0,40263	968	8,2	973,3	9,5	1002	26	968	8,2	0,51
Zircon_100_1	1685	340	0,20	0,0713	0,001	1,578	0,017	0,1614	0,002	0,43243	964	8,5	961,3	6,7	965	23	964	8,5	-0,31
Zircon_101	441	89,5	0,20	0,0715	0,001	1,634	0,025	0,1646	0,002	0,26620	982	8,8	982,8	9,7	968	34	982	8,8	0,08
Zircon_105	1355	331,2	0,24	0,0718	0,001	1,594	0,019	0,1626	0,002	0,50720	971	8,2	967,5	7,6	980	21	971	8,2	-0,39
Zircon_110	822	110,6	0,13	0,0720	0,001	1,589	0,022	0,1612	0,001	0,29876	964	7,5	965,5	8,8	986	30	964	7,5	0,19

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_045	524	170,8	0,33	0,0715	0,001	1,685	0,030	0,1688	0,002	0,40586	1006	11	1002	11	967	36	1006	11	-0,40
Zircon_046	330,9	47,64	0,14	0,0713	0,002	1,613	0,032	0,1641	0,002	0,06439	980	8,9	976	13	973	45	980	8,9	-0,36
Zircon_047	1210	78,4	0,06	0,0714	0,001	1,598	0,018	0,1628	0,002	0,53685	972	9,3	970,4	6,8	965	22	972	9,3	-0,20
Zircon_048	602	210	0,35	0,0704	0,001	1,631	0,024	0,1684	0,001	0,12951	1003	7,5	983,8	9,9	937	35	1003	7,5	-1,98
Zircon_049	433,4	152,5	0,35	0,0717	0,001	1,700	0,028	0,1695	0,002	0,12972	1010	9,4	1008	10	973	36	1010	9,4	-0,15
Zircon_050	632	219,7	0,35	0,0715	0,001	1,685	0,035	0,1689	0,002	0,40964	1006	11	1002	13	969	35	1006	11	-0,40
Zircon_051	405,6	149,3	0,37	0,0719	0,001	1,671	0,031	0,1682	0,002	0,29721	1002	8,4	997	12	977	40	1002	8,4	-0,49
Zircon_052	594	205,7	0,35	0,0712	0,001	1,646	0,030	0,1683	0,002	0,24359	1003	8,9	987	11	959	37	1003	8,9	-1,61
Zircon_053	680	82,8	0,12	0,0708	0,001	1,636	0,024	0,1663	0,002	0,21776	992	8,5	983,8	9,3	953	33	992	8,5	-0,79
Zircon_054	538	174	0,32	0,0709	0,002	1,639	0,040	0,1671	0,003	0,02374	996	16	985	15	950	57	996	16	-1,12
Zircon_055	615	25,25	0,04	0,0716	0,001	1,619	0,036	0,1634	0,002	0,53969	976	9,6	977	14	984	37	976	9,6	0,15
Zircon_056	870	221	0,25	0,0716	0,001	1,631	0,021	0,1640	0,002	0,41040	979	9	983,3	7,9	976	26	979	9	0,44
Zircon_057	800	204,3	0,26	0,0705	0,001	1,618	0,025	0,1667	0,002	0,46605	994	10	976,8	9,7	939	32	994	10	-1,76
Zircon_058	481	121,5	0,25	0,0719	0,002	1,646	0,032	0,1665	0,001	0,05919	993	7,8	987	12	978	43	993	7,8	-0,58
Zircon_059	527	256,7	0,49	0,0717	0,001	1,644	0,035	0,1661	0,002	0,48104	991	10	987	13	975	32	991	10	-0,41
Zircon_060	459,2	180,1	0,39	0,0731	0,002	1,735	0,040	0,1714	0,002	0,46043	1020	13	1021	15	1014	46	1020	13	0,10
Zircon_061	427	89,1	0,21	0,0708	0,002	1,640	0,040	0,1678	0,002	0,07721	1000	9,9	985	15	945	58	1000	9,9	-1,50
Zircon_062	426	98,6	0,23	0,0709	0,001	1,641	0,038	0,1674	0,001	0,38530	998	7,4	987	14	955	42	998	7,4	-1,09
Zircon_063	1122	16,36	0,01	0,0689	0,001	1,575	0,025	0,1657	0,002	0,29714	988	8,5	960	9,7	893	27	988	8,5	-2,94
Zircon_065	579	273,5	0,47	0,0719	0,001	1,660	0,028	0,1671	0,002	0,45712	998	12	994	11	986	32	998	12	-0,40
Zircon_066	566	142,1	0,25	0,0713	0,001	1,624	0,034	0,1653	0,002	0,50377	986	8	979	13	962	38	986	8	-0,72
Zircon_067	780	106,4	0,14	0,0713	0,001	1,563	0,023	0,1602	0,001	0,33363	958	6	955	9,1	961	29	958	6	-0,27
Zircon_068	607	197,8	0,33	0,0725	0,001	1,685	0,029	0,1689	0,001	0,21465	1006	6,2	1002	11	995	35	1006	6,2	-0,40
Zircon_069	773	85,1	0,11	0,0718	0,001	1,577	0,021	0,1612	0,002	0,23511	964	8,7	961	8,3	976	33	964	8,7	-0,27
Zircon_070	288,7	56,8	0,20	0,0735	0,002	1,684	0,029	0,1680	0,002	0,05274	1001	10	1002	11	1022	40	1001	10	0,10
Zircon_071	635	25,36	0,04	0,0709	0,001	1,600	0,017	0,1656	0,001	0,16642	988	6,6	969,9	6,7	956	26	988	6,6	-1,86

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_072	427,2	100,6	0,24	0,0712	0,001	1,649	0,031	0,1683	0,002	0,31065	1003	9,2	991	12	957	39	1003	9,2	-1,16
Zircon_073	476	157,4	0,33	0,0722	0,002	1,626	0,041	0,1640	0,002	0,25067	979	12	980	16	986	51	979	12	0,10
Zircon_074	375,6	57,7	0,15	0,0713	0,001	1,670	0,031	0,1699	0,002	0,42740	1011	10	1000	11	962	33	1011	10	-1,10
Zircon_075	323,4	68,2	0,21	0,0715	0,002	1,644	0,033	0,1677	0,002	0,16186	999	11	986	13	973	41	999	11	-1,32
Zircon_076	364,5	96,7	0,27	0,0718	0,001	1,639	0,022	0,1664	0,001	0,09271	992	7,8	984,9	8,5	983	31	992	7,8	-0,73
Zircon_077	568	178,6	0,31	0,0717	0,001	1,658	0,025	0,1672	0,002	0,36665	997	8,6	992,2	9,5	973	31	997	8,6	-0,43
Zircon_078	480	176,3	0,37	0,0719	0,001	1,650	0,028	0,1673	0,002	0,21071	997	9,7	989	11	985	35	997	9,7	-0,83
Zircon_079	330,8	103,2	0,31	0,0712	0,001	1,645	0,034	0,1676	0,001	0,23423	999	7,7	986	13	962	40	999	7,7	-1,29
Zircon_080	691	150,2	0,22	0,0708	0,001	1,625	0,028	0,1667	0,002	0,11434	994	9,5	979	11	947	41	994	9,5	-1,51
Zircon_082	382	78,6	0,21	0,0696	0,002	1,607	0,042	0,1681	0,002	0,06818	1001	10	972	16	918	63	1001	10	-2,98
Zircon_083	455	82,1	0,18	0,0727	0,001	1,651	0,030	0,1661	0,001	0,46158	991	6,7	991	12	1001	33	991	6,7	0,05
Zircon_084	478	210,7	0,44	0,0731	0,001	1,654	0,031	0,1661	0,002	0,37269	991	9,1	990	12	1014	31	991	9,1	-0,06
El Muerto																			
Zircon_01_EL	1469	142,2	0,10	0,0697	0,002	1,499	0,077	0,1557	0,003	0,25758	933	19	929,8	31	913,7	31	933	19	-0,34
Zircon_02	1639	163	0,10	0,0698	0,002	1,428	0,074	0,1483	0,003	0,82872	891	19	900,5	31	922,8	25	891	19	1,03
Zircon_03	1561	150,8	0,10	0,0694	0,002	1,468	0,076	0,1540	0,003	0,74274	923	19	917	32	907	39	923	19	-0,69
Zircon_04	1653	153,5	0,09	0,0693	0,002	1,457	0,076	0,1524	0,004	0,78039	916	21	912,4	32	911,4	19	916	21	-0,39
Zircon_06	1287	120,8	0,09	0,0697	0,002	1,505	0,077	0,1572	0,003	0,36794	941	19	932,3	31	919	31	941	19	-0,97
Zircon_07	1625	154,8	0,10	0,0696	0,002	1,488	0,076	0,1565	0,003	0,37849	937	19	925,3	31	903	33	937	19	-1,29
Zircon_08	1551	151,1	0,10	0,0691	0,002	1,478	0,076	0,1558	0,003	0,37358	933	19	921,2	31	903	34	933	19	-1,29
Zircon_09	1532	146,8	0,10	0,0693	0,002	1,445	0,075	0,1516	0,003	0,78637	910	19	907,6	31	909,4	26	910	19	-0,23
Zircon_10	1840	198	0,11	0,0695	0,002	1,534	0,079	0,1613	0,004	0,53119	964	20	946,2	34	906	29	964	20	-1,86
Zircon_11	1489	144,8	0,10	0,0693	0,002	1,483	0,076	0,1557	0,003	0,53299	933	19	923,4	31	905,9	30	933	19	-1,03
Zircon_12	1795	174,4	0,10	0,0687	0,002	1,455	0,075	0,1537	0,003	0,50746	922	19	911,7	31	890,9	28	922	19	-1,12
Zircon_14	1751	177,3	0,10	0,0704	0,002	1,606	0,086	0,1658	0,004	0,86041	989	23	972	34	949	33	989	23	-1,75
Zircon_15	1949	191,1	0,10	0,0688	0,002	1,400	0,071	0,1480	0,003	0,22541	889	18	888,9	30	895,7	29	889	18	-0,06

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_17	1741	151	0,09	0,0695	0,002	1,491	0,076	0,1567	0,003	0,59000	939	19	926,5	31	911,1	27	939	19	-1,30
Zircon_18	1914	192,7	0,10	0,0700	0,002	1,523	0,078	0,1590	0,003	0,37714	951	19	939,4	31	917,5	26	951	19	-1,23
Zircon_19	1546	150	0,10	0,0689	0,002	1,395	0,072	0,1469	0,003	0,01000	883	18	886,4	30	894	31	883	18	0,35
Zircon_20_El	1321	108,4	0,08	0,0683	0,002	1,375	0,071	0,1461	0,003	0,35892	879	18	878,2	30	877	30	879	18	-0,08
Zircon_33_046	2640	595	0,20	0,0685	0,001	1,455	0,020	0,1540	0,001	0,46000	923	5	912	8	883	23	923	5,0	-1,2
Zircon_34_047	2007	506	0,22	0,0689	0,001	1,516	0,021	0,1596	0,001	0,49000	955	6	937	8	895	23	955	6,0	-1,9
Zircon_36_050	2289	595	0,23	0,0688	0,001	1,475	0,020	0,1555	0,001	0,45000	932	5	920	8	892	23	932	5,0	-1,3
Zircon_40_054	3123	666	0,19	0,0684	0,001	1,444	0,023	0,1532	0,002	0,64000	919	9	908	9	880	23	919	9,0	-1,2
Zircon_41_056	4394	932	0,19	0,0680	0,001	1,378	0,021	0,1470	0,001	0,62000	884	8	880	9	869	24	884	8,0	-0,5
Zircon_42_057	2806	580	0,18	0,0683	0,001	1,423	0,022	0,1511	0,001	0,62000	907	8	899	9	878	23	907	8,0	-0,9
Zircon_43_058	3183	559	0,16	0,0686	0,001	1,433	0,021	0,1516	0,001	0,60000	910	8	903	9	886	23	910	8,0	-0,8
Zircon_44_El	3763	531	0,12	0,0683	0,001	1,406	0,021	0,1494	0,001	0,61000	897	8	892	9	877	23	897	8,0	-0,6
Zircon_45_El	1596	185	0,10	0,0688	0,001	1,514	0,022	0,1597	0,001	0,48000	955	6	936	9	892	25	955	6,0	-2,0
Zircon_46_062	2506	349	0,12	0,0689	0,001	1,440	0,020	0,1515	0,001	0,50000	909	6	906	8	896	23	909	6,0	-0,3
Zircon_47_063	1244	276	0,20	0,0693	0,001	1,520	0,022	0,1590	0,001	0,43000	951	6	939	9	908	25	951	6,0	-1,3
Zircon_50_066	1154	334	0,26	0,0692	0,001	1,394	0,020	0,1459	0,001	0,41000	878	5	886	8	905	25	878	5,0	0,9
Zircon_51_068	1082	361	0,30	0,0697	0,001	1,566	0,023	0,1631	0,001	0,44000	974	6	957	9	921	25	974	6,0	-1,8
Zircon_52_069	1454	478	0,29	0,0703	0,001	1,600	0,025	0,1653	0,001	0,43000	986	6	970	10	937	27	986	6,0	-1,6
Zircon_54_071	1116	401	0,32	0,0693	0,001	1,475	0,023	0,1544	0,001	0,55000	926	7	920	9	908	25	926	7,0	-0,7
Zircon_55_072	1247	387	0,27	0,0691	0,001	1,506	0,021	0,1579	0,001	0,40000	945	5	933	9	901	25	945	5,0	-1,3
Zircon_56_074	1169	334	0,25	0,0687	0,001	1,433	0,024	0,1512	0,002	0,61000	908	8	903	10	890	25	908	8,0	-0,6
Zircon_58_076	3020	723	0,21	0,0682	0,001	1,420	0,021	0,1510	0,001	0,48000	907	6	897	9	876	25	907	6,0	-1,1
En el Rio																			
<i>núcleos</i>																			
Zircon_34_B	210	113	0,50	0,0782	0,001	1,933	0,031	0,1794	0,001	0,38000	1064	6	1093	11	1152	29	1152	29,0	2,7
Zircon_37_051	120	56	0,43	0,0793	0,001	2,140	0,041	0,1964	0,001	0,37000	1156	8	1162	13	1181	35	1181	35,0	0,5

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_40_054	126	62	0,45	0,0789	0,002	2,110	0,042	0,1942	0,001	0,31000	1144	6	1152	14	1169	39	1169	39,0	0,7
Zircon_42_057	235	201	0,79	0,0802	0,001	2,137	0,037	0,1936	0,001	0,36000	1141	6	1161	12	1202	31	1202	31,0	1,7
Zircon_43_058	193	72	0,34	0,0787	0,002	2,217	0,046	0,2039	0,001	0,29000	1196	6	1186	15	1164	41	1164	41,0	-0,8
Zircon_46_062	133	64	0,45	0,0792	0,001	1,987	0,039	0,1820	0,001	0,37000	1078	7	1111	13	1177	35	1177	35,0	3,0
Zircon_48_064	216	166	0,71	0,0780	0,001	2,056	0,037	0,1909	0,001	0,32000	1126	6	1134	12	1147	35	1147	35,0	0,7
Zircon_50_066	135	90	0,62	0,0789	0,001	2,112	0,040	0,1947	0,001	0,32000	1147	6	1153	13	1170	35	1170	35,0	0,5
Zircon_51_068	120	56	0,43	0,0791	0,001	2,182	0,042	0,2011	0,001	0,36000	1181	7	1175	13	1175	35	1175	35,0	-0,5
Zircon_53_070	99	55	0,51	0,0794	0,001	2,252	0,044	0,2063	0,002	0,38000	1209	8	1198	14	1183	35	1183	35,0	-0,9
Zircon_54_071	52	20	0,35	0,0815	0,002	1,871	0,054	0,1673	0,002	0,35000	997	9	1071	19	1234	52	1234	52,0	6,9
Zircon_56_074	72	29	0,38	0,0796	0,002	2,034	0,045	0,1857	0,001	0,32000	1098	7	1127	15	1187	41	1187	41,0	2,6
Zircon_58_076	96	38	0,37	0,0816	0,002	2,150	0,049	0,1903	0,002	0,37000	1123	9	1165	16	1235	43	1235	43,0	3,6
Zircon_61_080	187	157	0,77	0,0789	0,001	2,135	0,039	0,1962	0,001	0,35000	1155	7	1160	13	1170	35	1170	35,0	0,4
<i>bordes</i>																			
Zircon_35_048	61	22	0,34	0,0715	0,002	1,637	0,042	0,1665	0,001	0,34000	993	8	985	16	972	49	993	8,0	-0,8
Zircon_36_050	81	29	0,33	0,0743	0,002	1,652	0,041	0,1615	0,001	0,28000	965	6	990	16	1049	48	965	6,0	2,5
Zircon_38_052	734	148	0,19	0,0756	0,001	1,788	0,033	0,1715	0,002	0,52000	1020	8	1041	12	1085	31	1020	8,0	2,0
Zircon_39_053	80	40	0,46	0,0767	0,002	1,874	0,046	0,1772	0,001	0,33000	1052	8	1072	16	1114	45	1052	8,0	1,9
Zircon_41_056	43	14	0,31	0,0734	0,002	1,674	0,053	0,1665	0,002	0,31000	993	9	999	20	1024	60	993	9,0	0,6
Zircon_44_059	54	21	0,36	0,0765	0,002	1,706	0,055	0,1618	0,002	0,30000	967	8	1011	20	1108	58	967	8,0	4,4
Zircon_45_060	51	16	0,29	0,0737	0,002	1,647	0,054	0,1628	0,002	0,31000	973	9	989	21	1034	62	973	9,0	1,6
Zircon_47_063	91	31	0,31	0,0729	0,002	1,689	0,044	0,1685	0,001	0,27000	1004	6	1004	17	1012	50	1004	6,0	0,0
Zircon_49_065	62	23	0,34	0,0754	0,002	1,694	0,048	0,1637	0,001	0,31000	977	8	1006	18	1078	54	977	8,0	2,9
Zircon_52_069	71	25	0,33	0,0740	0,002	1,690	0,048	0,1665	0,001	0,28000	993	7	1005	18	1041	54	993	7,0	1,2
Zircon_55_072	70	25	0,32	0,0703	0,002	1,591	0,040	0,1649	0,001	0,31000	984	7	967	16	937	49	984	7,0	-1,8
Zircon_57_075	149	113	0,70	0,0778	0,001	1,891	0,035	0,1766	0,001	0,38000	1049	7	1078	12	1142	35	1049	7,0	2,7
Zircon_59_077	91	40	0,41	0,0711	0,002	1,602	0,039	0,1638	0,001	0,35000	978	8	971	15	960	48	978	8,0	-0,7

Anexo 2

CONCENTRACIONES				RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_60_078	50	18	0,33	0,0756	0,002	1,738	0,048	0,1676	0,002	0,34000	999	9	1023	18	1085	54	999	9,0	2,3
Zircon_62_081	77	40	0,48	0,0765	0,002	1,717	0,044	0,1633	0,001	0,35000	975	8	1015	16	1108	50	975	8,0	3,9
Zircon_63	40	15	0,35	0,0777	0,002	1,736	0,051	0,1624	0,002	0,33000	970	9	1022	19	1138	57	970	9,0	5,1
La Joya																			
Zircon_001	279,7	142,9	0,51	0,0710	0,003	1,669	0,086	0,1683	0,002	0,21666	1003	8,9	996	33	950	90	1003	9	-0,67
Zircon_002	701	524	0,75	0,0732	0,003	1,718	0,086	0,1703	0,002	0,32237	1014	9,9	1015	32	1017	85	1014	10	0,14
Zircon_003	409,8	238,5	0,58	0,0727	0,003	1,738	0,089	0,1722	0,001	0,11648	1024	7,8	1022	33	1009	90	1024	8	-0,20
Zircon_004	769	413	0,54	0,0731	0,003	1,774	0,089	0,1751	0,002	0,18043	1040	11	1036	33	1014	85	1040	11	-0,39
Zircon_005	1027	690	0,67	0,0719	0,003	1,671	0,086	0,1678	0,002	0,38649	1000	9,9	997	32	980	84	1000	10	-0,27
Zircon_006	550	432,3	0,79	0,0718	0,003	1,658	0,086	0,1684	0,001	0,29029	1003	7,2	992	33	1005	86	1003	7	-1,13
Zircon_007	811	574	0,71	0,0722	0,003	1,661	0,084	0,1679	0,001	0,33180	1000	7,5	993	33	989	85	1000	8	-0,74
Zircon_008	628	385	0,61	0,0733	0,003	1,752	0,087	0,1739	0,001	0,19868	1034	8	1028	34	1019	85	1034	8	-0,54
Zircon_009	295,8	163,8	0,55	0,0723	0,003	1,670	0,088	0,1671	0,002	0,18885	996	12	996	35	988	95	996	12	0,00
Zircon_010	166,1	115	0,69	0,0737	0,004	1,753	0,096	0,1733	0,002	0,25877	1030	12	1031	37	1017	93	1030	12	0,10
Zircon_011	647	487	0,75	0,0733	0,003	1,756	0,086	0,1706	0,002	0,02497	1015	11	1029	33	1018	90	1015	11	1,36
Zircon_012	685	499	0,73	0,0728	0,003	1,758	0,088	0,1740	0,002	0,44877	1034	8,9	1030	32	1007	85	1034	9	-0,38
Zircon_013	398,5	225,3	0,57	0,0711	0,003	1,644	0,086	0,1671	0,002	0,41019	996	8,3	986	33	967	89	996	8	-1,04
Zircon_014	355,6	264,7	0,74	0,0719	0,003	1,668	0,087	0,1670	0,002	0,45786	995	11	995	35	978	90	995	11	0,00
Zircon_015	401	281	0,70	0,0715	0,003	1,692	0,088	0,1682	0,001	0,20665	1002	7,7	1004	34	982	95	1002	8	0,20
Zircon_016	287,8	140,2	0,49	0,0720	0,004	1,657	0,091	0,1675	0,002	0,08788	999	8,9	991	34	973	99	999	9	-0,76
Zircon_017	339,3	142,4	0,42	0,0718	0,003	1,664	0,087	0,1678	0,002	0,08861	1000	8,6	994	33	986	97	1000	9	-0,59
Zircon_018	1330	805	0,61	0,0703	0,003	1,669	0,087	0,1698	0,002	0,19779	1011	11	996	33	935	89	1011	11	-1,51
Zircon_019	988	411	0,42	0,0715	0,003	1,607	0,078	0,1642	0,002	0,18700	980	10	973	31	969	86	980	10	-0,72
Zircon_020	385,8	300,5	0,78	0,0717	0,003	1,721	0,088	0,1724	0,002	0,18626	1025	8,8	1016	34	986	90	1025	9	-0,90
Zircon_021	128,2	85	0,66	0,0703	0,004	1,628	0,094	0,1673	0,002	0,29805	997	9,9	982	37	940	100	997	10	-1,56
Zircon_022	147,3	101	0,69	0,0704	0,004	1,644	0,093	0,1677	0,002	0,09093	999	8,8	985	36	950	110	999	9	-1,44

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_023	150,8	108,9	0,72	0,0713	0,004	1,659	0,099	0,1672	0,002	0,18858	997	8,3	993	37	950	110	997	8	-0,35
Zircon_024	140,8	89,6	0,64	0,0706	0,003	1,665	0,090	0,1673	0,002	0,08598	997	11	994	34	950	110	997	11	-0,30
Zircon_025	916	224,3	0,24	0,0722	0,003	1,678	0,083	0,1665	0,002	0,32945	993	9,8	1000	32	990	85	993	10	0,72
Zircon_026	685	427,7	0,62	0,0727	0,003	1,673	0,084	0,1672	0,001	0,18498	996	6,7	998	32	1007	88	996	7	0,16
Zircon_027	527	295	0,56	0,0722	0,003	1,908	0,095	0,1897	0,003	0,30787	1120	44	1083	35	988	86	1120	14	-3,42
Zircon_028	1198	1180	0,98	0,0719	0,003	1,697	0,084	0,1697	0,002	0,44244	1010	8,5	1007	32	985	88	1010	9	-0,34
Zircon_029	237	128,8	0,54	0,0714	0,003	1,674	0,090	0,1686	0,002	0,32286	1005	12	998	34	972	97	1005	12	-0,70
Zircon_030	1051	414	0,39	0,0710	0,003	1,715	0,084	0,1749	0,002	0,25684	1039	10	1014	33	957	87	1039	10	-2,47
Zircon_032	662	341,4	0,52	0,0709	0,003	1,644	0,081	0,1659	0,001	0,20303	989	7,1	987	31	952	84	989	7	-0,24
Zircon_033	592	288,5	0,49	0,0721	0,003	1,689	0,085	0,1697	0,001	0,17281	1010	7,6	1004	32	986	88	1010	8	-0,63
Zircon_034	296,6	139	0,47	0,0724	0,004	1,716	0,093	0,1713	0,002	0,10383	1019	8,6	1018	36	993	96	1019	9	-0,12
Zircon_035	107,1	66,6	0,62	0,0731	0,004	1,619	0,094	0,1621	0,002	0,18530	968	11	982	37	1020	110	968	11	1,43
Zircon_036	99,4	48,7	0,49	0,0750	0,004	1,681	0,095	0,1631	0,002	0,11140	974	13	1000	37	1060	100	974	13	2,60
Zircon_037	166,5	119	0,71	0,0717	0,004	1,675	0,092	0,1663	0,002	0,02326	991	10	1001	35	1004	99	991	10	1,00
Zircon_038	871	503	0,58	0,0725	0,003	1,671	0,085	0,1684	0,001	0,27590	1003	6,3	1001	33	999	85	1003	6	-0,20
Zircon_039	114,3	125,1	1,09	0,0742	0,004	1,738	0,097	0,1694	0,002	0,24163	1008	11	1020	36	1035	97	1008	11	1,18
Zircon_040	906	552	0,61	0,0715	0,003	1,755	0,087	0,1744	0,002	0,29221	1036	8,9	1029	32	982	85	1036	9	-0,68
Zircon_041	623	349,6	0,56	0,0730	0,003	1,756	0,088	0,1739	0,002	0,13916	1033	9,9	1029	32	1008	89	1033	10	-0,42
Zircon_042	443,7	421,6	0,95	0,0726	0,003	1,720	0,087	0,1707	0,002	0,35305	1016	8,1	1015	33	999	89	1016	8	-0,10
Zircon_043	645	399,5	0,62	0,0733	0,003	1,718	0,087	0,1703	0,001	0,20423	1015	7,7	1015	33	1026	90	1015	8	-0,01
Norte de Santa Rosa																			
<i>núcleos</i>																			
Zircon_001b_1	628	150,5	0,24	0,0746	0,004	1,880	0,100	0,1810	0,004	0,41444	1072	22	1075	35	1050	120	1050	120	0,28
Zircon_002	657	112,9	0,17	0,0781	0,004	2,100	0,110	0,1948	0,004	0,46253	1147	21	1147	36	1150	110	1150	110	0,00
Zircon_003	1144	235	0,21	0,0751	0,004	1,920	0,100	0,1851	0,004	0,68811	1095	22	1088	35	1080	100	1080	100	-0,64
Zircon_004	547	107,5	0,20	0,0779	0,005	2,010	0,110	0,1864	0,004	0,17475	1104	20	1117	34	1150	120	1150	120	1,16

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_005	566	187,4	0,33	0,0752	0,004	2,020	0,100	0,1927	0,004	0,31033	1137	22	1124	35	1070	110	1070	110	-1,16
Zircon_006	196	86	0,44	0,0798	0,005	2,240	0,120	0,2017	0,005	0,30261	1184	24	1191	38	1200	130	1200	130	0,59
Zircon_007	205	87,6	0,43	0,0791	0,005	2,050	0,130	0,1839	0,005	0,47421	1088	28	1129	43	1170	130	1170	130	3,63
Zircon_008	187,7	66,1	0,35	0,0783	0,005	2,090	0,120	0,1919	0,004	0,29339	1132	22	1147	37	1150	120	1150	120	1,31
Zircon_009	465	92,4	0,20	0,0819	0,005	2,080	0,130	0,1840	0,005	0,38671	1089	27	1140	44	1260	110	1260	110	4,47
Zircon_012	492	130	0,26	0,0800	0,005	2,350	0,120	0,2097	0,004	0,16716	1227	22	1228	37	1200	110	1200	110	0,08
Zircon_013	203,9	105,2	0,52	0,0768	0,005	1,980	0,110	0,1843	0,004	0,28501	1090	22	1116	38	1130	120	1130	120	2,33
Zircon_014	699	126,4	0,18	0,0791	0,005	2,300	0,120	0,2061	0,004	0,57962	1208	22	1213	36	1180	110	1180	110	0,41
Zircon_015	361	93,6	0,26	0,0814	0,005	2,130	0,110	0,1867	0,004	0,49632	1104	22	1157	37	1230	110	1230	110	4,58
Zircon_016	208,6	90,2	0,43	0,0859	0,005	2,780	0,150	0,2321	0,005	0,53260	1345	28	1357	39	1340	110	1340	110	0,88
Zircon_018	477	122	0,26	0,0794	0,005	2,190	0,110	0,1978	0,004	0,43722	1164	21	1178	36	1180	120	1180	120	1,19
Zircon_019	357	67,5	0,19	0,0753	0,005	1,920	0,110	0,1838	0,005	0,55334	1088	26	1087	37	1070	120	1070	120	-0,09
Zircon_020	451	271	0,60	0,0767	0,004	2,050	0,110	0,1908	0,004	0,47633	1126	23	1131	36	1120	120	1120	120	0,44
Zircon_021	1092	190,9	0,17	0,0762	0,004	1,970	0,100	0,1855	0,004	0,36307	1097	21	1106	34	1100	110	1100	110	0,81
Zircon_022	36,2	19,34	0,53	0,0771	0,006	2,000	0,140	0,1857	0,006	-0,01433	1098	30	1114	45	1110	140	1110	140	1,44
Zircon_023	964	156	0,16	0,0749	0,004	1,907	0,099	0,1829	0,004	0,61085	1083	20	1083	34	1060	110	1060	110	0,00
Zircon_024	241	80,7	0,33	0,0804	0,005	2,260	0,140	0,2056	0,006	0,55657	1205	30	1204	43	1200	120	1200	120	-0,08
Zircon_025	281	66,3	0,24	0,0784	0,005	2,120	0,120	0,1973	0,004	0,37304	1162	22	1157	37	1150	120	1150	120	-0,43
Zircon_026	308,4	97,6	0,32	0,0824	0,005	2,470	0,140	0,2170	0,005	0,64187	1266	29	1261	40	1250	110	1250	110	-0,40
Zircon_027	145,3	65,7	0,45	0,0810	0,005	2,240	0,120	0,2006	0,004	0,01290	1178	23	1191	38	1210	120	1210	120	1,09
Zircon_029	955	148,9	0,16	0,0799	0,005	2,220	0,110	0,2021	0,004	0,20134	1187	20	1187	35	1200	110	1200	110	0,00
Zircon_030	854	151,2	0,18	0,0796	0,005	2,270	0,110	0,2057	0,004	0,27018	1206	21	1201	35	1190	110	1190	110	-0,42
Zircon_031	1196	181	0,15	0,0803	0,005	2,300	0,120	0,2080	0,004	0,11883	1218	22	1213	35	1200	110	1200	110	-0,41
Zircon_032	1145	125,6	0,11	0,0747	0,004	1,940	0,100	0,1864	0,004	0,73088	1102	21	1093	35	1060	110	1060	110	-0,82
Zircon_034	224	94,7	0,42	0,0802	0,005	2,320	0,130	0,2090	0,005	0,69403	1223	26	1216	41	1220	110	1220	110	-0,58
Zircon_035	198,2	133,5	0,67	0,0812	0,005	2,330	0,130	0,2076	0,004	0,01959	1216	23	1222	41	1230	110	1230	110	0,49

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_036	274	67,5	0,25	0,0842	0,005	2,530	0,150	0,2189	0,005	0,29328	1276	26	1279	42	1290	120	1290	120	0,23
Zircon_037	81,9	35,2	0,43	0,0796	0,006	2,120	0,150	0,1933	0,006	0,33387	1139	31	1150	51	1180	150	1180	150	0,96
Zircon_038_1	217	145,5	0,67	0,0792	0,005	2,320	0,130	0,2121	0,005	0,38169	1240	24	1216	40	1190	100	1190	100	-1,97
<i>bordes</i>																			
Zircon_010	427	422	0,99	0,0700	0,004	1,634	0,085	0,1652	0,004	0,36887	986	19	983	33	930	120	986	19	-0,31
Zircon_011	533	159,4	0,30	0,0743	0,004	1,785	0,093	0,1724	0,004	0,16778	1025	19	1041	33	1050	120	1025	19	1,54
Zircon_017	181,8	85,1	0,47	0,0716	0,004	1,599	0,094	0,1600	0,004	0,15892	956	21	973	34	970	120	956	21	1,75
Zircon_028	390	207,9	0,53	0,0715	0,005	1,680	0,100	0,1670	0,004	0,14117	996	21	1000	38	990	150	996	21	0,40
Zircon_033	56,2	49,1	0,87	0,0734	0,005	1,650	0,110	0,1650	0,004	0,24415	984	23	994	41	1010	150	984	23	1,01
Santa Rosa																			
Zircon_151	362,8	128,4	0,35	0,0714	0,004	1,657	0,087	0,1652	0,003	0,13547	985	18	993	33	960	120	985	18	0,81
Zircon_152	468	214,4	0,46	0,0725	0,004	1,644	0,087	0,1654	0,003	0,45895	987	18	988	33	1000	120	987	18	0,10
Zircon_153	600	142	0,24	0,0726	0,004	1,641	0,086	0,1634	0,003	0,15115	976	17	995	33	1000	120	976	17	1,91
Zircon_154	574	139	0,24	0,0724	0,004	1,649	0,086	0,1654	0,003	0,19337	986	18	990	33	990	120	986	18	0,40
Zircon_155	412	73,3	0,18	0,0708	0,004	1,596	0,082	0,1631	0,003	0,07761	974	18	968	32	950	120	974	18	-0,62
Zircon_156	391,2	68	0,17	0,0711	0,004	1,576	0,082	0,1613	0,003	0,01096	964	17	960	32	960	120	964	17	-0,42
Zircon_157	719	241	0,34	0,0722	0,004	1,615	0,086	0,1640	0,004	0,36176	979	19	975	33	990	120	979	19	-0,41
Zircon_158	1220	86,7	0,07	0,0723	0,004	1,583	0,081	0,1588	0,003	0,44983	950	17	963	32	990	120	950	17	1,35
Zircon_159	1346	99	0,07	0,0744	0,004	1,565	0,086	0,1531	0,004	0,42612	918	20	956	33	1060	110	918	20	3,97
Zircon_161	423	58,2	0,14	0,0787	0,005	1,652	0,099	0,1550	0,005	0,18088	929	27	988	40	1150	120	929	27	5,97
Zircon_162	837	274,9	0,33	0,0720	0,004	1,559	0,080	0,1601	0,003	0,41685	958	17	955	32	990	120	958	17	-0,31
Zircon_163	1623	133,5	0,08	0,0701	0,004	1,524	0,075	0,1586	0,003	0,51259	949	17	940	31	930	110	949	17	-0,96
Zircon_164	182,2	59	0,32	0,0696	0,004	1,524	0,085	0,1626	0,004	0,00987	971	19	942	34	910	130	971	19	-3,08
Zircon_165	352,6	56,6	0,16	0,0725	0,004	1,602	0,082	0,1632	0,003	0,01522	974	18	971	32	1000	110	974	18	-0,31
Zircon_166	482	94,8	0,20	0,0707	0,004	1,542	0,081	0,1598	0,003	0,14265	956	18	949	31	950	120	956	18	-0,74
Zircon_167	346	149	0,43	0,0725	0,004	1,606	0,085	0,1622	0,003	0,38484	969	18	971	34	990	120	969	18	0,21

Anexo 2

	CONCENTRACIONES			RAZONES CORREGIDOS*							EIDADES CORREGIDOS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_168	430	221,3	0,51	0,0715	0,004	1,568	0,082	0,1623	0,003	0,30578	969	18	957	33	970	110	969	18	-1,25
Zircon_169	387,9	62	0,16	0,0721	0,004	1,588	0,083	0,1624	0,003	0,27415	970	19	965	33	990	120	970	19	-0,52
Zircon_171	864	62,3	0,07	0,0724	0,004	1,562	0,081	0,1597	0,003	0,18977	955	17	956	32	990	120	955	17	0,10
Zircon_173	1685	127,5	0,08	0,0722	0,005	1,530	0,089	0,1549	0,003	0,39471	928	16	942	35	990	120	928	16	1,49
Zircon_175	732	167,5	0,23	0,0722	0,004	1,528	0,078	0,1579	0,005	0,06633	945	27	947	33	980	120	945	27	0,21
Zircon_180	594	132,9	0,22	0,0738	0,005	1,630	0,100	0,1618	0,003	0,12687	967	18	981	38	1030	130	967	18	1,43
Zircon_181	1323	106,3	0,08	0,0716	0,004	1,546	0,080	0,1580	0,003	0,53375	946	17	948	32	980	110	946	17	0,21
Zircon_182_5	653	133,6	0,20	0,0706	0,004	1,538	0,080	0,1573	0,003	0,27069	941	18	945	32	940	120	941	18	0,42
Zircon_085	554	114,4	0,21	0,0745	0,004	1,660	0,100	0,1606	0,002	0,64027	960	10	991	40	1081	93	960	10	3,13
Zircon_086	501	105,3	0,21	0,0723	0,003	1,624	0,083	0,1638	0,002	0,24797	978	9,5	979	32	998	89	978	10	0,11
Zircon_087	357	58,9	0,16	0,0706	0,003	1,603	0,082	0,1648	0,001	0,16630	983	7	970	32	946	95	983	7	-1,35
Zircon_088	485	99,5	0,21	0,0716	0,003	1,602	0,081	0,1638	0,001	0,21741	979	7,1	970	32	969	88	979	7	-0,93
Zircon_089	523	100,5	0,19	0,0713	0,003	1,614	0,083	0,1630	0,002	0,39527	973	8,8	976	33	967	86	973	9	0,30
Zircon_090	896	167,9	0,19	0,0780	0,003	1,785	0,091	0,1662	0,002	0,43262	991	13	1040	32	1158	83	991	13	4,71
Zircon_093	348,5	60,9	0,17	0,0712	0,003	1,597	0,085	0,1625	0,001	0,17784	971	8	968	33	975	93	971	8	-0,27
Zircon_094	2495	513	0,21	0,0707	0,003	1,596	0,077	0,1640	0,001	0,16865	979	7,9	968	31	949	84	979	8	-1,12
Zircon_095	445	88,6	0,20	0,0718	0,003	1,637	0,084	0,1663	0,001	0,09951	992	7,5	987	32	975	85	992	8	-0,47
Zircon_096	566	109,2	0,19	0,0714	0,003	1,609	0,085	0,1644	0,002	0,30534	981	9,1	973	33	964	88	981	9	-0,85
Zircon_097	631	203	0,32	0,0758	0,003	1,714	0,095	0,1646	0,002	0,76740	982	12	1013	35	1086	89	982	12	3,06

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zona Central																	
166-3																	
Zircon_039_2	30	13,00	678	0,17	6,20	0,38	4,20	6,10	0,36	34,90	11,08	96,80	19,60	46,40	30,20	3,91	20040
Zircon_041	n/d	16,80	524	0,02	5,76	0,11	1,77	4,40	0,14	23,50	7,20	63,20	16,48	48,90	50,50	7,25	16730
Zircon_042	120	13,35	730	0,02	4,30	0,06	1,34	5,14	n/d	33,50	11,88	100,80	21,27	48,90	32,90	4,01	19020
Zircon_043	63	14,90	466	0,00	2,75	0,04	0,79	3,41	0,01	20,80	7,36	63,80	13,36	32,30	23,08	2,68	20140
Zircon_044	109	14,14	380	n/d	2,34	0,06	0,55	2,05	0,02	14,94	5,75	51,00	11,06	27,40	19,70	2,56	20750
Zircon_045	265	16,10	456	n/d	6,80	0,06	1,53	3,74	0,06	22,50	6,54	56,80	13,92	41,10	40,30	5,91	16310
Zircon_046	180	15,51	477	0,00	4,66	0,06	1,26	3,80	0,01	21,10	6,54	57,70	14,63	43,10	45,10	6,53	16160
Zircon_047	117	15,90	564	n/d	9,18	0,12	2,52	5,79	0,14	26,90	7,91	71,30	17,63	50,30	47,40	5,85	15450
Zircon_048	186	15,90	322	n/d	3,85	0,07	0,85	2,47	0,03	13,07	4,58	39,30	9,96	29,90	33,70	4,72	16820
Zircon_049	309	14,39	317	n/d	3,26	0,03	0,81	2,25	0,02	11,11	3,62	36,20	9,59	29,90	34,00	5,05	16310
Zircon_050	161	15,00	552	0,01	8,96	0,12	2,36	6,17	0,14	25,80	7,46	68,70	17,33	51,20	47,20	6,47	14330
Zircon_053	270	15,50	736	n/d	4,71	0,07	1,15	6,01	0,02	34,90	12,24	106,70	22,07	51,00	34,10	4,09	19340
Zircon_054	230	12,05	689	0,05	5,76	0,28	2,55	5,27	0,25	35,90	11,77	100,60	19,97	45,80	28,90	3,68	18130
Zircon_055	300	13,80	342	n/d	3,07	0,03	0,79	2,64	n/d	18,03	6,18	51,70	10,53	22,78	14,37	1,71	19130
Zircon_056	290	14,40	491	0,04	5,64	0,10	1,76	3,84	0,10	21,30	6,45	58,40	15,68	46,30	48,30	7,18	14570
Zircon_057	252	15,10	489	n/d	4,92	0,08	1,85	4,91	0,07	21,70	7,14	60,40	15,18	45,10	47,10	6,47	15730
Zircon_058	40	15,20	410	n/d	4,54	0,14	1,49	4,42	0,16	19,10	5,48	50,60	12,64	36,70	37,90	5,27	14840
Zircon_059	240	13,86	615	0,22	5,42	0,19	1,71	4,26	0,11	28,30	10,12	82,60	17,52	42,20	29,50	4,00	18070
Zircon_060	49	15,29	391	n/d	5,59	0,05	1,03	3,60	0,07	17,40	5,46	48,60	12,08	35,00	35,50	5,19	15150
Zircon_061	n/d	17,60	910	0,03	4,85	0,14	1,87	8,70	0,19	37,40	13,60	121,80	28,10	79,10	63,50	7,71	19400
Zircon_062	170	15,23	681	0,79	10,39	0,45	4,45	7,06	0,26	28,00	8,55	80,20	21,57	65,10	68,80	9,50	14870
Zircon_063	n/d	19,10	603	n/d	3,92	0,03	1,72	4,82	0,07	29,70	10,00	83,90	17,60	39,90	20,60	1,93	24200
Zircon_066	450	15,70	820	0,85	12,64	1,27	8,80	12,14	1,73	44,90	14,89	123,00	24,47	57,70	41,30	5,00	20330
Zircon_067	307	15,98	397	0,01	8,65	0,09	1,91	3,67	0,09	17,70	5,26	47,30	12,19	36,40	36,10	4,93	14650
Zircon_068	389	13,78	305	n/d	2,61	0,02	0,63	2,97	0,02	15,27	4,87	44,40	9,16	19,29	9,91	1,06	19120

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_069	520	13,08	553	0,00	3,19	0,06	1,51	4,27	0,04	24,70	8,06	73,40	16,63	42,90	30,70	3,68	18020
Zircon_070	490	13,40	570	n/d	3,05	0,05	0,96	3,85	0,02	26,70	9,47	80,20	16,85	39,20	27,60	3,28	19510
Zircon_071	n/d	15,68	469	n/d	4,80	0,07	1,59	4,95	0,06	22,00	6,62	57,90	14,56	41,40	43,30	6,29	16930
Zircon_072	700	15,26	557	0,04	6,60	0,12	1,70	3,69	0,25	21,60	7,03	65,00	16,73	53,40	58,40	8,46	15090
Zircon_073	500	14,89	476	0,01	5,53	0,07	1,19	3,26	0,07	19,31	6,12	56,40	14,70	44,00	45,80	6,80	16350
Zircon_075	356	13,88	610	n/d	9,40	0,10	2,01	6,06	0,14	27,90	8,18	76,70	18,82	56,70	53,30	7,28	13910
Zircon_076_2	280	13,21	737	n/d	4,90	0,05	1,13	5,00	0,05	34,80	11,74	105,40	21,62	51,60	33,90	3,99	19150
176-1																	
<i>bordes</i>																	
Zircon_96_D_122	23		346	0,03	8,04	0,12	1,59	2,78	0,32	11,39	3,26	35,46	12,38	52,05	98,92	19,18	11851
Zircon_97_123	n/d	52,15	302	0,12	6,73	0,13	1,98	2,56	0,31	9,16	2,81	29,64	10,61	46,49	90,57	17,50	10130
Zircon_99_125	n/d	6,11	559	0,06	8,12	0,31	5,29	7,34	0,70	21,97	6,23	62,37	19,88	81,01	145,25	27,59	10941
Zircon_100_126	n/d	n/d	236	0,03	5,68	0,08	1,59	1,98	0,19	8,65	2,20	23,32	7,76	33,21	61,49	11,55	10426
Zircon_101_128	104	13,41	316	0,14	3,75	0,10	1,67	2,12	0,25	8,36	2,63	29,90	10,82	52,48	124,09	27,17	12047
Zircon_102_129	n/d	9,88	317	0,03	6,95	0,20	1,89	2,29	0,28	9,50	2,78	29,98	11,11	48,96	103,21	20,91	11828
Zircon_104_131	n/d	25,18	211	0,06	3,93	0,11	1,65	1,93	0,15	6,66	1,97	20,69	7,39	32,74	68,07	14,12	11330
Zircon_105_132	52	2,16	351	0,04	3,37	0,09	1,61	1,68	0,22	8,90	2,75	32,64	12,17	56,44	126,29	26,69	10188
Zircon_106_134	57	n/d	209	0,01	5,58	0,08	1,60	2,04	0,14	7,32	1,86	21,42	7,22	32,13	62,84	12,82	11723
Zircon_107_135	62	n/d	406	0,07	4,15	0,16	1,68	2,45	0,22	9,99	3,25	37,84	14,53	69,14	153,70	32,24	12334
Zircon_108_136	128	7,52	812	0,04	8,46	0,58	9,09	11,80	1,15	37,80	9,52	91,58	29,43	113,66	201,02	37,00	10699
Zircon_109_137	n/d	n/d	234	0,07	5,92	0,11	1,69	2,21	0,18	7,03	2,21	22,97	8,28	35,70	72,14	14,11	12376
Zircon_110_138	n/d	20,70	302	n/d	6,25	0,15	2,35	2,31	0,30	9,45	2,82	29,30	10,48	45,21	87,89	17,11	11263
Zircon_111_140	n/d	n/d	716	0,04	8,77	0,50	9,08	11,43	1,06	32,64	8,38	81,86	25,77	102,34	176,72	33,14	11275
Zircon_112_141	26	n/d	205	0,05	5,29	0,11	1,76	1,73	0,13	6,62	1,88	19,54	7,16	30,83	62,10	12,28	12228
Zircon_114_143	204	17,14	342	0,08	7,73	0,11	1,97	2,64	0,39	10,45	3,34	35,41	12,10	52,36	97,97	18,65	10863
Zircon_115_144	83	22,90	372	0,04	5,11	0,20	4,17	4,52	0,46	15,37	4,04	41,09	13,76	55,51	102,50	20,05	10153
Zircon_116_146	n/d	32,04	162	0,06	4,78	0,11	1,82	1,65	0,22	5,77	1,46	15,17	5,85	27,38	59,43	12,12	13984
Zircon_117_147	n/d	27,39	256	0,03	5,04	0,13	1,51	1,88	0,18	6,84	2,03	23,69	8,65	39,48	86,81	17,08	12489

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_118_148	29	8,36	645	0,06	8,95	0,30	5,11	7,34	0,69	26,39	6,97	71,63	23,13	94,95	166,69	32,14	12417
Zircon_119_149	169	n/d	710	0,06	7,34	0,29	5,11	7,85	0,94	31,53	8,28	81,30	26,27	105,79	181,64	34,14	11223
Zircon_120_150	83	10,42	368	0,03	5,50	0,14	2,43	2,43	0,29	10,79	3,35	37,76	13,07	57,68	107,52	20,70	10681
Zircon_123_D_154	83	n/d	568	0,03	4,97	0,19	2,15	3,20	0,37	15,92	4,95	55,29	20,27	89,80	191,22	38,73	11515
<i>núcleos</i>																	
Zircon_98_124	68	44,89	469	0,02	3,56	0,13	1,45	2,23	0,09	13,62	4,55	49,05	16,74	74,57	141,82	27,28	13104
Zircon_103_130	n/d	13,55	993	0,09	6,70	0,29	5,75	8,74	1,55	36,17	10,59	110,15	37,34	153,43	278,24	52,74	9200
183-2																	
Zircon_01_A_008	290	36,90	265	0,14	21,82	0,19	3,07	2,88	0,51	7,71	2,37	25,48	8,78	38,37	79,06	15,45	12327
Zircon_02_009	125	n/d	766	0,10	23,65	0,45	7,35	8,63	1,32	31,00	8,51	83,42	26,43	105,67	189,36	35,69	10550
Zircon_03_010	161	n/d	337	0,01	24,45	0,23	2,94	2,41	0,46	9,85	2,75	31,60	11,21	49,32	99,98	19,60	12190
Zircon_04_011	n/d	13,73	347	0,06	24,52	0,20	2,76	2,74	0,45	10,82	3,01	32,67	11,52	49,43	100,63	20,07	11011
Zircon_05_012	78	n/d	208	0,07	14,73	0,16	2,43	1,96	0,31	6,28	1,70	19,55	6,88	30,00	61,76	12,04	10640
Zircon_07_015	n/d	n/d	410	0,11	24,59	0,24	3,34	2,45	0,56	11,24	3,32	37,17	13,61	60,34	120,70	23,51	12097
Zircon_08_016	283	n/d	397	0,15	26,02	0,20	3,29	3,25	0,47	12,24	3,53	37,74	13,27	58,50	114,48	23,01	12040
Zircon_09_017	101	0,80	599	0,10	23,91	0,27	4,50	5,37	0,89	20,15	5,86	61,25	20,84	86,97	160,64	30,87	11538
Zircon_10_018	220	14,36	259	0,17	13,19	0,15	2,58	2,13	0,36	7,88	2,34	24,71	8,62	38,61	77,83	15,64	10960
Zircon_11_020	214	9,50	402	0,07	30,37	0,23	3,85	3,54	0,45	11,72	3,52	39,12	13,41	59,80	121,82	24,64	13643
Zircon_12_021	130	n/d	546	0,07	20,37	0,18	3,01	3,88	0,66	17,21	5,04	54,14	19,20	80,18	148,20	28,21	10726
Zircon_13_022	n/d	10,22	510	0,13	27,53	0,20	3,84	4,12	0,61	16,30	4,48	50,97	17,81	74,69	142,07	27,45	11339
Zircon_14_023	202	26,37	282	0,17	19,46	0,17	2,63	2,30	0,30	7,71	2,75	26,69	9,72	41,65	85,21	17,05	13298
Zircon_15_024	n/d	n/d	829	0,03	26,63	0,19	3,05	4,64	0,75	24,63	7,44	82,79	29,02	120,13	220,82	41,44	11856
Zircon_16_026	217	36,44	859	0,16	27,26	0,29	4,10	5,44	0,92	27,06	8,09	86,56	29,82	124,28	225,91	42,40	12008
Zircon_17_027	401	2,49	389	0,14	23,10	0,21	3,29	3,22	0,39	12,52	3,59	39,88	13,44	59,92	119,97	23,55	13665
Zircon_18_028	130	29,22	890	0,13	26,30	0,74	11,20	12,79	1,80	40,11	10,32	100,48	33,04	130,85	225,82	42,69	9989
Zircon_19_029	172	32,12	447	0,03	20,56	0,16	3,08	3,96	0,59	14,89	4,33	46,70	16,13	67,24	131,25	24,72	10215
Zircon_20_030	117	50,29	261	0,10	20,67	0,18	2,64	2,37	0,33	7,88	2,49	26,51	9,12	40,55	81,70	16,25	12536
Zircon_21_032	n/d	54,66	275	0,14	20,03	0,24	2,64	2,36	0,33	8,63	2,63	28,31	9,80	42,54	86,06	16,92	13552

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_22_033	n/d	n/d	558	0,10	22,22	0,23	4,51	5,82	1,14	22,78	6,13	60,98	20,74	84,30	147,71	28,51	11176
Zircon_23_034	125	11,18	657	0,11	22,26	0,53	7,80	9,03	1,23	27,06	7,52	72,99	23,76	99,34	173,85	32,94	10051
Zircon_24_035	43	17,57	583	0,06	28,10	0,24	4,27	5,04	0,86	19,91	5,77	59,22	20,40	83,82	153,91	29,03	11268
Zircon_25_036	159	n/d	414	0,10	18,27	0,18	3,26	3,63	0,60	14,11	3,98	43,23	14,60	60,23	113,71	22,30	11620
Zircon_26_038	n/d	n/d	618	0,09	22,25	0,31	4,56	6,48	0,86	23,55	6,46	65,89	22,31	90,96	166,01	31,75	11107
Zircon_27_039	98	66,27	480	0,07	30,60	0,29	3,38	3,43	0,64	15,82	4,66	48,88	16,77	71,96	137,54	26,66	12840
Zircon_28_040	n/d	17,15	458	0,06	23,29	0,19	2,68	3,03	0,48	13,91	4,29	44,48	15,90	67,88	131,43	25,67	11302
Zircon_29_041	169	21,29	966	0,17	26,89	1,06	13,17	15,12	2,15	45,22	11,53	109,95	34,82	133,69	230,58	42,29	11178
Zircon_30_042	35	7,07	330	0,06	25,95	0,14	2,19	2,69	0,38	9,13	2,86	30,74	10,93	47,93	97,18	18,92	11617
Zircon_31_044	85	34,11	1043	0,14	23,37	0,78	10,75	13,51	2,18	43,89	12,05	116,00	37,57	149,15	258,54	48,60	11401
Zircon_32_045	444	54,76	492	0,15	21,33	0,25	3,03	4,19	0,59	15,98	4,65	49,46	17,28	73,12	142,11	27,80	12044
Zircon_33_A_046	277	30,47	389	0,10	19,33	0,16	3,17	3,24	0,41	12,32	3,56	39,70	13,80	57,82	110,85	22,05	12384
213-1																	
Zircon_64_C_083	n/d	n/d	293	0,11	16,26	0,15	1,74	2,13	0,44	9,49	2,62	29,30	10,28	45,15	91,63	18,17	11584
Zircon_65_084	160	n/d	488	0,05	17,01	0,18	3,11	3,50	0,58	15,58	4,48	48,51	16,92	74,01	139,43	27,86	12439
Zircon_66_086	6	15,35	406	0,04	14,37	0,15	2,38	2,61	0,51	12,17	3,63	39,30	14,17	61,80	117,54	23,52	11005
Zircon_67_087	n/d	24,69	528	0,09	15,65	0,17	3,34	4,94	0,81	20,05	5,34	56,05	19,04	77,01	140,68	26,85	10573
Zircon_68_088	n/d	18,82	229	0,07	11,16	0,13	1,96	2,08	0,28	6,57	2,01	22,57	8,11	35,07	70,91	14,24	10917
Zircon_69_089	45	14,75	632	0,04	18,42	0,23	3,90	6,53	0,94	22,75	6,31	67,18	22,76	93,29	170,28	32,89	11277
Zircon_71_092	191	9,11	228	0,04	14,48	0,13	1,56	1,53	0,24	7,09	1,99	22,08	7,96	35,98	72,89	14,09	11375
Zircon_72_093	n/d	n/d	585	0,06	17,33	0,23	3,02	4,85	0,96	20,96	5,79	60,72	20,30	84,86	156,36	29,08	10385
Zircon_73_094	n/d	n/d	474	0,03	15,55	0,17	2,49	3,06	0,50	13,48	4,26	46,28	16,82	71,94	136,85	26,41	11140
Zircon_74_095	148	2,54	450	0,05	15,20	0,15	2,30	2,98	0,53	12,96	4,04	43,43	16,03	69,09	129,30	25,62	10823
Zircon_75_096	82	27,14	239	0,02	12,24	0,18	2,11	2,17	0,32	6,57	2,17	23,50	8,45	36,31	75,27	14,87	11916
Zircon_76_098	42	n/d	204	0,05	10,25	0,13	1,63	2,05	0,23	6,22	1,81	20,56	7,47	32,65	66,30	13,15	11122
Zircon_78_100	n/d	1,32	282	0,07	14,67	0,15	2,02	2,49	0,41	8,70	2,76	29,03	10,13	43,70	87,02	17,57	10506
Zircon_79_101	187	17,33	290	0,04	12,83	0,11	1,82	2,07	0,38	9,40	2,51	28,43	10,36	45,93	90,47	18,09	11242
Zircon_80_102	35	n/d	268		15,07	0,15	2,32	2,12	0,34	8,68	2,38	26,52	9,43	41,45	83,20	16,59	11489

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_82_105	18	20,82	507	0,06	15,14	0,18	2,81	4,36	0,63	15,85	4,68	52,16	18,31	77,62	142,86	27,66	10320
Zircon_83_106	84	n/d	469	0,04	15,95	0,20	2,28	3,13	0,60	13,08	4,03	45,18	16,62	71,95	137,05	26,92	11473
Zircon_84_107	76	28,91	223	0,01	10,66	0,15	1,61	1,57	0,28	6,63	2,02	22,23	7,93	34,21	69,13	13,50	10828
Zircon_85_108	43	23,31	429	0,04	16,10	0,14	2,47	3,06	0,50	11,60	3,65	41,84	15,16	65,69	124,35	24,18	10288
Zircon_87_111	20	45,81	362	0,00	16,20	0,09	1,47	1,54	0,44	7,63	2,63	32,73	12,83	61,37	139,29	29,35	12045
Zircon_88_112	42	18,89	284	0,09	11,45	0,14	1,77	1,95	0,51	8,60	2,57	28,43	10,08	43,56	86,21	17,44	10286
Zircon_90_114	n/d	6,56	267	0,07	13,19	0,13	1,66	1,38	0,40	6,10	1,85	23,22	9,10	44,44	106,61	23,63	11084
Zircon_91_116	20	12,54	322	0,08	15,53	0,11	2,05	2,72	0,44	9,36	2,79	31,93	11,32	51,57	105,90	21,08	11048
Zircon_92_117	125	37,34	215	0,05	15,72	0,13	1,90	1,64	0,26	6,83	1,91	21,01	7,40	33,69	66,54	13,12	12111
Zircon_93_118	n/d	14,67	261	0,01	15,48	0,10	1,83	2,11	0,29	8,30	2,47	25,69	9,14	40,08	78,55	15,55	10783
Zircon_94_119	n/d	6,17	529	0,04	14,64	0,10	2,38	4,16	0,75	16,22	5,20	54,84	18,80	80,70	145,82	28,32	9972
Zircon_95_C_120	n/d	23,39	312	0,04	14,89	0,13	1,74	2,04	0,42	9,63	2,97	31,88	10,87	47,90	94,39	18,61	9521
AYQ25-7																	
Zircon_02_009	n/d	22,21	273	0,04	12,64	0,08	1,32	2,05	0,37	8,51	2,48	25,92	9,12	38,32	78,90	14,60	10345
Zircon_03_010	161	20,96	525	0,02	19,49	0,18	3,17	5,34	0,84	21,29	5,71	55,37	17,76	68,51	120,33	21,30	9541
Zircon_04_011	142	n/d	230	0,02	14,91	0,06	1,02	1,30	0,22	5,39	1,66	19,59	7,37	33,70	80,06	16,10	9720
Zircon_05_012	259	11,51	231	0,26	13,85	0,22	1,69	1,90	0,38	7,71	2,08	21,78	7,17	30,39	57,72	10,47	8320
Zircon_08_016	282	11,88	177	0,10	10,94	0,04	0,95	1,32	0,23	5,05	1,59	18,03	5,86	24,83	52,05	10,02	9890
Zircon_13_022	6	12,68	164	0,02	9,05	0,06	0,91	0,98	0,21	4,74	1,35	14,60	5,35	23,43	48,37	9,06	9007
Zircon_14_023	166	7,57	221	0,01	10,16	0,08	1,15	1,54	0,29	6,74	1,99	21,23	7,41	31,44	65,23	12,26	9223
Zircon_15_024	449	23,58	258	0,33	10,65	0,24	2,45	2,58	0,49	8,23	2,34	24,20	8,35	35,32	69,49	13,29	9569
Zircon_16_026	62	182,12	235	0,30	11,16	0,16	1,59	1,54	0,26	6,90	2,02	23,06	7,73	33,32	72,97	13,24	10138
Zircon_17_027	201	19,94	663	0,44	15,49	0,28	2,68	3,75	0,74	17,90	5,70	61,03	21,77	92,18	182,26	33,78	10483
Zircon_18_028	403	26,69	302	0,10	19,69	0,13	1,50	2,37	0,42	10,03	2,91	30,22	10,00	41,71	78,51	14,13	9625
Zircon_20_030	n/d	10,13	158	0,08	12,09	0,07	1,72	1,26	0,21	5,04	1,47	15,87	5,11	21,77	44,48	8,23	10221
Zircon_21_032	691	3,30	194	0,02	11,66	0,08	1,18	1,70	0,23	6,50	1,85	18,78	6,64	26,91	53,25	9,82	8220
Zircon_22_033	183	14,41	492	0,01	13,82	0,05	1,82	2,66	0,52	14,34	4,34	46,74	16,48	66,95	122,76	22,59	9433
Zircon_23_034	56	3,42	169	0,06	13,07	0,06	0,72	0,77	0,15	3,69	1,24	13,53	5,37	25,41	57,38	11,42	8900

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_24_035	134	3,61	177	0,01	11,89	0,05	1,09	1,55	0,18	5,71	1,62	16,83	5,85	24,71	48,73	9,17	9409
Zircon_25_036	n/d	16,65	293	0,02	16,62	0,07	1,03	1,42	0,24	6,30	2,08	23,53	9,22	42,97	96,85	19,28	9352
Zircon_26_038	143	23,90	205	0,02	12,16	0,05	0,67	1,13	0,20	4,10	1,46	16,97	6,53	30,38	68,93	13,72	9795
Zircon_27_039	400	16,57	203	0,01	11,18	0,05	0,78	1,01	0,18	4,40	1,31	16,56	6,28	29,90	68,83	13,39	8806
Zircon_28_040	384	10,30	193	0,00	11,88	0,06	0,76	0,99	0,19	4,14	1,41	15,89	5,90	27,66	63,99	12,29	8009
Zircon_29_041	206	7,80	284	0,03	14,08	0,06	1,06	1,79	0,31	6,27	1,96	23,80	8,84	40,42	92,45	18,40	9216
Zircon_30_042	41	15,47	296	0,15	14,79	0,14	1,43	1,79	0,31	7,02	2,09	24,66	9,37	43,80	97,07	19,02	9127
Zircon_31_044	n/d	27,72	220	0,01	14,41	0,06	0,90	1,08	0,21	4,75	1,50	17,94	7,07	32,13	74,68	14,93	9900
La Ofelia																	
<i>núcleos</i>																	
Zircon_113	361	21,00	2083	0,05	47,60	1,14	17,00	22,30	2,53	81,70	21,86	220,10	72,80	297,80	503,00	94,50	10290
Zircon_114	n/d	14,90	916	n/d	25,80	0,15	2,48	4,14	0,59	23,70	7,16	82,20	31,30	137,70	276,00	54,70	9150
Zircon_115	n/d	16,40	659	n/d	26,30	0,07	1,24	2,50	0,33	13,37	4,47	48,80	18,90	84,90	164,10	35,60	6670
Zircon_117	n/d	17,20	1656	0,05	28,98	0,49	7,87	11,40	1,51	49,70	14,28	158,00	55,80	227,70	417,70	78,70	8120
Zircon_119	391	15,86	1130	0,01	33,54	0,11	2,80	5,55	0,69	28,50	9,03	105,40	39,40	168,50	323,00	62,50	9750
Zircon_120	255	17,20	803	n/d	25,63	0,10	1,57	3,46	0,53	18,00	6,06	70,70	27,22	120,60	241,40	48,10	9570
Zircon_121	692	13,40	2288	0,10	26,16	0,12	2,47	7,35	0,95	46,70	16,36	200,90	79,40	358,00	731,00	140,60	10930
Zircon_122	104	18,40	490	n/d	11,73	0,03	0,80	1,96	0,43	10,49	3,45	42,00	16,06	73,30	159,60	32,15	10530
Zircon_123	626	16,00	2779	0,05	38,70	0,07	1,57	6,03	0,47	42,90	17,05	225,40	93,70	440,00	973,00	195,50	16900
Zircon_124	144	17,10	632	n/d	25,35	0,04	1,14	2,45	0,43	12,30	4,64	55,10	20,80	97,50	193,50	38,50	10190
Zircon_125	136	17,60	937	n/d	29,60	0,12	2,01	4,01	0,56	21,10	6,83	81,40	31,29	141,70	282,00	56,40	10180
Zircon_126	244	14,42	1871	n/d	38,94	0,19	4,06	10,14	1,42	54,90	16,75	183,70	66,30	275,40	486,00	91,10	9540
Zircon_127	353	17,40	1151	n/d	40,40	0,10	2,96	6,12	0,66	31,00	9,71	107,70	39,10	167,60	318,00	62,90	9330
Zircon_128	244	16,70	742	0,00	27,21	0,05	1,16	2,55	0,28	13,70	4,75	59,20	23,24	109,80	245,70	51,40	13370
Zircon_129	167	18,20	943	n/d	29,60	0,10	1,98	4,67	0,64	22,80	7,57	85,60	32,40	140,20	269,00	51,40	9470
Zircon_135	334	18,95	1995	0,05	45,50	1,07	16,30	22,60	2,86	79,40	20,84	214,40	72,20	286,00	489,00	89,20	9390
Zircon_136	279	17,60	1929	0,01	35,80	0,32	6,97	14,07	1,90	65,30	19,42	198,50	69,40	280,60	481,00	88,80	9030
Zircon_137	245	19,10	2256	0,04	55,30	0,46	7,59	14,90	2,44	68,70	20,02	217,50	76,90	320,80	584,00	106,80	11630

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_138	395	19,20	2287	n/d	48,10	0,21	5,27	11,80	1,44	66,70	20,54	226,50	81,40	346,00	603,00	111,90	10190
Zircon_140	448	16,70	1899	n/d	44,70	0,23	4,26	9,49	1,35	54,00	16,22	183,20	64,90	275,30	496,00	93,60	11090
Zircon_141	118	14,20	562	n/d	23,62	0,03	0,48	1,70	0,42	8,70	3,53	46,20	19,40	93,70	206,80	43,30	10950
Zircon_142	325	19,70	1540	0,03	34,60	0,57	8,02	11,60	1,53	46,20	13,65	149,60	52,70	226,10	417,00	79,20	9870
Zircon_143	286	18,38	922	n/d	26,11	0,06	1,89	4,09	0,56	20,90	6,54	79,50	29,98	136,40	269,50	55,70	11850
Zircon_144	146	17,90	590	n/d	22,97	0,06	1,07	2,61	0,33	13,40	4,48	51,10	19,61	90,30	183,80	36,60	9510
Zircon_145	313	18,33	1471	0,03	58,90	0,25	4,71	10,53	1,49	43,70	13,13	145,80	51,30	219,70	407,00	77,20	10630
Zircon_146	215	17,30	736	n/d	24,30	0,08	1,69	2,99	0,48	17,40	5,62	67,00	25,26	112,50	226,90	44,50	9690
Zircon_147	286	16,90	1088	n/d	26,34	0,07	2,40	5,60	0,63	27,20	8,83	105,20	37,30	167,10	321,00	62,50	8860
Zircon_149_4	437	12,30	1295	n/d	27,80	0,07	1,18	2,94	0,33	19,10	7,63	100,10	42,20	209,70	495,00	107,10	12460
Zircon_04_011	n/d	13,62	590	0,17	13,02	0,22	3,82	2,69	0,34	9,11	3,57	46,09	20,10	104,57	249,67	52,03	12627
Zircon_05_012	n/d	42,86	614	0,13	13,94	0,20	3,72	4,00	0,53	12,26	4,29	54,89	20,79	99,17	203,08	39,93	13023
Zircon_08_016	39	47,21	765	0,15	16,65	0,21	4,22	3,43	0,58	14,92	5,51	69,03	26,98	130,73	272,19	52,43	12152
Zircon_09_017	n/d	39,30	663	0,16	13,63	0,22	3,83	2,94	0,53	13,55	4,93	59,05	23,24	111,04	224,41	43,18	12195
Zircon_10_018	108	28,96	751	0,11	17,12	0,19	3,64	3,47	0,56	16,67	5,50	67,93	26,50	123,52	254,56	49,11	12867
Zircon_11_020	228	10,85	737	0,15	19,11	0,21	3,13	3,53	0,77	15,71	5,43	66,12	25,45	120,13	238,55	45,84	10925
Zircon_12_021	97	n/d	1617	0,15	47,94	0,27	4,14	6,27	0,76	33,20	11,43	143,06	56,67	269,41	545,48	103,36	12516
Zircon_22_033	116	40,07	4526	0,15	59,23	0,82	15,30	28,35	3,27	137,47	41,65	463,12	165,98	709,94	1241,50	231,81	14012
Zircon_25_036	44	9,90	653	0,14	13,73	0,17	3,02	2,97	0,56	13,98	4,75	60,51	23,82	113,02	235,35	45,70	11485
Zircon_28_040	n/d	n/d	1455	0,08	46,73	0,18	4,78	5,85	0,65	27,23	10,19	131,00	53,45	255,52	533,08	102,80	14207
Zircon_30_LaOfelia	n/d	45,78	737	0,19	17,74	0,22	3,99	3,58	0,42	15,03	5,62	67,92	27,00	131,28	261,41	51,53	16395
<i>bordes</i>																	
Zircon_112_4	207	13,08	1217	0,02	38,50	0,10	1,62	4,76	0,46	26,50	8,92	104,30	41,20	186,10	356,00	70,30	10360
Zircon_130	116	15,70	492	0,05	24,80	0,09	1,34	1,96	1,57	11,10	3,37	41,70	16,35	75,80	157,60	31,60	10100
Zircon_132	206	15,50	659	n/d	40,80	0,10	1,68	2,80	0,45	15,70	5,21	58,10	22,50	99,40	201,40	40,00	9880
Zircon_133	156	16,10	667	n/d	38,90	0,08	1,78	3,20	0,42	15,16	5,12	60,40	22,36	102,30	204,50	41,40	10490
Zircon_134	55	18,60	453	0,01	29,70	0,07	0,90	1,98	0,48	9,18	3,37	39,60	15,00	71,70	146,60	26,79	10770
Zircon_139	356	14,00	894	n/d	33,20	0,11	1,87	3,10	0,37	18,80	6,22	75,20	30,50	135,50	272,00	54,70	9790

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_01_LaOfelia	210	n/d	496	0,18	11,23	0,21	4,31	3,19	0,57	12,36	3,95	44,99	16,91	71,09	119,21	21,47	12212
Zircon_07_015	n/d	34,51	552	0,12	9,42	0,20	3,99	3,20	0,69	11,63	4,02	48,96	19,25	92,26	196,23	37,91	13050
Zircon_13_022	n/d	70,26	600	0,14	14,44	0,22	3,14	4,54	0,79	17,67	5,56	59,14	20,94	85,24	131,50	23,60	13370
Zircon_14_023	n/d	14,69	658	0,13	11,98	0,26	3,15	2,58	0,48	11,38	4,22	54,02	21,89	109,18	233,94	46,87	15091
Zircon_15_024	16	49,05	598	0,22	10,79	0,26	3,73	3,35	0,69	13,71	4,68	56,15	21,13	91,53	163,93	30,19	12691
Zircon_17_027	n/d	62,42	712	0,12	9,68	0,23	3,58	3,28	0,90	14,12	5,04	62,91	25,34	120,79	262,36	53,05	15957
Zircon_23_034	45	n/d	665	0,11	10,77	0,23	3,59	3,88	0,48	13,26	4,54	56,18	23,27	112,40	239,15	48,73	15111
Zircon_27_039	n/d	23,14	603	0,13	10,90	0,15	3,31	3,44	0,72	12,79	4,56	57,55	21,97	101,13	199,73	38,19	13273
Zircon_29_041	n/d	n/d	652	0,12	11,33	0,19	2,69	2,81	0,41	12,41	4,48	55,33	22,83	108,51	234,50	48,10	14685
La Panchita																	
Zircon_21_PAN	152	28,54	224	0,03	6,66	0,08	0,97	1,11	0,42	3,98	1,34	15,72	6,54	32,60	78,20	15,94	5120
Zircon_22	108	21,06	264	0,23	9,93	0,17	1,87	1,41	0,61	5,47	1,60	20,17	7,57	38,00	88,90	18,75	5800
Zircon_23	25	21,33	244	n/d	8,01	0,07	0,90	1,00	0,47	4,79	1,61	17,70	7,32	37,30	90,00	18,34	5770
Zircon_24	n/d	28,26	257	0,00	8,08	0,05	0,92	0,98	0,47	4,99	1,64	18,46	7,70	37,70	93,20	18,67	5770
Zircon_25	n/d	24,51	274	0,02	8,84	0,07	1,14	1,37	0,49	5,01	1,85	20,30	8,58	41,10	100,70	20,30	6320
Zircon_26	90	16,11	234	n/d	7,27	0,05	0,77	0,91	0,39	4,58	1,47	17,00	6,91	34,80	85,20	17,02	5270
Zircon_27	n/d	29,74	273	0,20	8,89	0,11	1,27	1,62	0,51	5,79	1,81	19,90	8,22	40,70	98,60	19,93	6140
Zircon_28	n/d	22,25	262	n/d	8,23	0,04	0,96	1,26	0,44	5,76	1,62	19,60	8,09	40,20	95,20	19,84	6160
Zircon_29	n/d	32,86	119	0,10	6,55	0,05	0,50	0,46	0,15	1,77	0,71	8,05	3,31	17,70	46,90	10,17	5880
Zircon_30_PAN	n/d	23,69	279	0,02	8,75	0,08	1,09	1,54	0,39	5,57	1,67	21,00	8,39	42,50	105,30	20,97	6510
Zircon_31_PAN	69	33,12	211	0,02	4,60	0,02	0,36	0,55	0,29	3,42	1,13	14,66	6,43	33,50	85,10	18,23	6490
Zircon_32	n/d	20,28	260	n/d	5,52	0,03	0,70	0,71	0,26	4,79	1,39	18,80	7,72	40,80	105,80	22,23	7970
Zircon_33	32	23,53	285	n/d	6,00	0,04	0,56	0,89	0,37	3,79	1,42	19,00	8,19	42,00	113,80	23,66	7920
Zircon_34	n/d	25,80	235	0,01	5,48	0,04	0,63	0,78	0,22	3,66	1,15	16,50	7,21	35,80	95,00	20,24	7410
Zircon_35	n/d	20,11	304	n/d	6,16	0,03	0,54	0,97	0,34	4,62	1,62	20,10	8,97	47,70	122,90	26,38	8600
Zircon_36	140	34,96	233	n/d	4,71	0,03	0,35	0,55	0,22	3,67	1,14	16,20	7,09	36,60	97,20	20,53	6600
Zircon_37	23	23,54	296	n/d	6,12	0,03	0,45	0,75	0,25	4,82	1,53	20,80	8,59	46,40	126,30	26,40	8990
Zircon_38	n/d	23,56	276	0,00	5,92	0,02	0,53	0,69	0,30	3,51	1,52	19,20	8,25	42,50	113,90	24,00	8220

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_39	n/d	32,57	323	0,02	6,70	0,04	0,65	0,87	0,39	5,33	1,68	20,50	9,65	51,20	131,60	28,32	9280
Zircon_40_PAN	n/d	33,36	401	n/d	7,58	0,04	0,69	0,80	0,45	6,01	2,16	27,00	11,67	60,90	160,60	34,60	10690
Zircon_01_Panch	1610	22,00	195	0,03	7,94	0,05	0,65	0,55	0,30	3,48	1,10	13,90	6,02	28,80	83,10	14,41	5920
Zircon_02	1450	5,00	184	0,02	8,14	0,05	0,82	0,82	0,27	2,96	1,08	13,51	5,41	28,60	79,20	14,20	5940
Zircon_03	110	33,00	184	0,02	8,07	0,06	0,91	0,66	0,22	3,02	1,12	13,45	5,60	27,80	78,30	14,46	5920
Zircon_04	130	16,00	176	0,02	7,99	0,05	0,90	0,75	0,32	3,28	1,05	13,90	5,78	28,50	80,60	14,08	5970
Zircon_05	n/d	21,00	390	1,55	10,04	1,08	8,11	3,98	1,39	11,40	2,47	24,30	9,21	38,90	92,00	16,32	6110
Zircon_06	1230	21,00	165	0,02	7,62	0,05	0,82	0,74	0,27	3,37	1,06	13,66	5,49	27,70	77,90	14,12	5740
Zircon_07	160	1,00	169	0,03	7,87	0,07	0,89	0,59	0,26	3,09	1,03	13,23	5,48	27,90	74,80	13,78	5680
Zircon_08	230	23,00	166	0,02	7,91	0,05	0,83	0,71	0,31	3,27	1,06	12,80	5,48	27,50	74,20	13,47	5730
Zircon_09	380	16,00	165	0,03	7,51	0,04	1,10	0,89	0,22	2,87	1,07	12,72	5,43	27,90	75,20	14,19	5600
Zircon_10	n/d	17,00	137	0,04	6,26	0,04	0,62	0,34	0,16	2,70	0,81	10,93	4,37	21,57	56,50	10,99	5580
Zircon_11	1060	3,00	174	0,05	7,61	0,03	0,61	0,39	0,28	3,47	1,16	14,43	5,34	26,70	72,90	13,41	5840
Zircon_12	360	2,00	177	0,02	7,97	0,03	0,93	0,88	0,26	2,92	1,09	12,80	5,64	28,30	76,50	14,22	6000
Zircon_13	270	19,00	160	0,02	7,47	0,04	0,71	0,54	0,30	2,71	0,91	12,60	5,13	26,50	70,80	12,95	5990
Zircon_14	n/d	18,00	156	0,02	7,26	0,05	0,74	0,83	0,25	2,70	0,93	11,83	4,67	25,70	70,10	13,12	6180
Zircon_15	n/d	1,00	185	0,02	8,61	0,03	0,88	0,46	0,27	3,16	1,03	13,73	6,02	29,90	81,40	15,15	5980
Zircon_17	180	12,00	191	0,01	8,24	0,07	0,83	0,81	0,29	3,03	1,19	13,76	5,83	28,60	77,30	15,02	6330
Zircon_18	100	9,00	188	0,02	8,42	0,06	0,78	0,81	0,23	3,69	1,08	14,20	5,58	29,30	79,20	14,64	6260
Zircon_19	90	18,00	186	0,04	8,06	0,10	0,96	0,97	0,29	3,63	1,13	14,42	5,63	28,70	76,40	14,68	6330
Zircon_20	n/d	26,00	191	0,02	8,14	0,04	0,82	0,89	0,31	3,45	1,05	13,90	5,80	29,40	80,00	14,90	6320
Zircon_21	920	11,00	274	0,48	9,75	0,46	3,72	2,51	0,68	6,30	1,63	18,40	7,54	36,00	88,00	15,86	6410
Zircon_22	260	21,00	241	0,31	9,86	0,27	2,88	1,80	0,84	5,59	1,51	16,90	6,98	35,00	87,20	16,05	6260
Zircon_23	n/d	7,00	197	0,00	8,93	0,04	0,76	0,89	0,35	3,68	1,27	15,13	6,24	32,10	85,10	15,40	6400
Zircon_24	30	27,00	201	0,03	9,15	0,06	0,68	1,01	0,28	3,26	1,26	14,30	6,31	31,70	83,60	15,73	6290
Zircon_25	n/d	18,00	199	0,03	9,48	0,08	1,05	0,77	0,25	4,05	1,21	15,30	6,69	32,70	86,30	15,31	6160
Zircon_26	460	20,00	197	0,02	8,94	0,04	0,74	0,89	0,26	3,57	1,12	14,30	6,26	32,20	80,40	16,03	6300
Zircon_27	n/d	21,00	204	0,00	9,03	0,08	0,98	0,72	0,38	4,21	1,10	15,70	6,26	31,30	88,50	15,92	6500

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_28	117	17,00	195	0,02	8,98	0,02	0,96	0,65	0,30	3,57	1,30	14,78	6,39	31,60	82,50	15,21	6310
Zircon_29	10	16,00	215	0,03	8,85	0,06	0,81	0,90	0,35	4,85	1,36	16,20	6,86	35,00	89,70	16,87	6400
Zircon_30	n/d	18,00	306	0,05	9,28	0,07	1,46	1,46	0,48	6,27	2,00	25,70	9,69	49,40	118,50	21,77	6270
Zircon_31	737	10,00	308	0,04	9,13	0,08	1,66	1,21	0,60	6,45	2,03	23,70	9,94	44,70	118,50	21,49	6170
Zircon_32	288	25,00	303	0,03	9,29	0,08	1,10	1,66	0,53	6,54	1,97	24,60	9,63	48,60	118,00	22,20	6190
Zircon_33	20	12,00	322	0,04	9,31	0,10	1,13	1,92	0,57	6,84	2,14	24,60	10,30	48,20	119,60	22,02	6280
Zircon_34	n/d	1,00	321	0,02	9,15	0,08	1,18	1,61	0,59	6,76	2,00	24,60	9,52	47,70	119,40	22,18	6140
Zircon_35	n/d	13,00	333	0,01	9,18	0,07	1,20	1,65	0,59	6,55	2,12	25,10	9,68	47,20	118,40	22,22	6280
Zircon_36	426	0,90	302	0,06	9,00	0,08	1,22	1,32	0,59	6,39	2,05	24,60	9,79	46,70	120,80	21,47	6340
Zircon_37	130	11,00	329	0,06	10,01	0,10	1,53	1,31	0,61	7,14	2,09	25,30	10,11	47,90	123,60	22,21	6510
Zircon_38	45	10,00	322	0,03	9,59	0,08	1,26	1,48	0,60	6,61	2,02	24,10	9,78	47,90	123,70	22,02	6580
Zircon_39	102	6,00	307	0,02	9,39	0,07	1,21	1,66	0,48	6,75	2,11	24,40	9,93	48,90	123,50	21,61	6430
Zircon_40	n/d	24,00	296	0,02	8,98	0,07	1,35	1,34	0,52	6,64	1,85	23,30	9,65	46,10	116,10	21,21	6400
Zircon_41	448	15,00	309	0,04	9,77	0,08	1,17	1,43	0,51	6,80	1,96	24,00	10,04	49,60	119,60	22,65	6560
Zircon_44	n/d	9,00	324	0,04	9,38	0,04	1,10	1,57	0,67	6,26	2,11	24,20	9,99	49,70	123,70	21,70	6570
Zircon_45	n/d	5,00	329	0,06	9,77	0,10	1,07	1,58	0,51	6,54	1,99	24,50	10,03	50,60	128,50	22,87	6710
Zircon_46	235	12,00	328	0,12	9,38	0,13	1,68	1,78	0,61	7,20	2,18	26,10	10,27	50,40	122,80	23,37	6900
Zircon_48	n/d	17,00	317	0,02	9,33	0,09	1,45	1,86	0,52	7,17	2,01	24,80	9,88	49,40	122,00	22,30	7040
Zircon_49	126	11,00	289	0,01	9,46	0,09	1,26	1,67	0,58	6,15	1,85	24,10	9,23	47,10	114,40	21,01	6710
Zircon_50	23	13,00	293	0,04	8,93	0,08	1,38	1,32	0,46	6,79	1,84	22,90	9,25	47,20	115,40	21,53	6710
OC22-4AB																	
<i>bordes</i>																	
Zircon_03_010	205	23,85	514	0,05	4,24	0,10	1,24	1,58	0,05	7,88	2,85	38,58	15,27	77,92	198,56	38,38	11066
Zircon_05_012	558	6,29	1137	0,09	2,46	0,10	1,17	2,07	0,41	15,05	6,90	92,70	37,19	172,95	383,93	70,69	12442
Zircon_10_018	673	8,96	1691	0,03	1,80	0,05	1,15	2,46	0,08	21,47	10,27	138,70	54,81	258,11	558,81	102,19	11790
Zircon_11_020	n/d	56,94	1000	0,04	2,41	0,12	1,85	3,05	0,05	17,50	6,85	86,63	33,62	156,70	356,14	66,74	20051
Zircon_23_034	1133	n/d	1316	0,19	2,06	0,10	1,20	2,50	0,08	18,93	8,65	114,20	43,29	198,28	427,62	77,14	7090
Zircon_30_042	435	20,46	648	0,10	2,15	0,10	1,23	1,98	1,37	11,00	4,20	53,31	20,74	97,32	217,43	41,81	10742

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
<i>núcleos</i>																	
Zircon_01_OC22	358	25,06	2007	0,12	3,26	0,16	2,46	3,94	0,70	27,73	12,67	164,47	64,92	299,32	657,81	121,88	15183
Zircon_02_009	551	2,29	1247	0,04	1,80	0,07	1,06	1,76	0,05	11,81	5,71	84,45	39,11	224,56	731,91	147,55	13225
Zircon_04_011	355	14,45	2194	0,00	4,43	0,09	1,65	4,65	0,18	36,00	15,64	197,63	73,13	319,71	630,52	112,07	12473
Zircon_07_015	830	3,29	1974	0,03	2,04	0,09	1,52	4,23	0,13	28,68	12,90	169,52	65,35	297,49	638,21	115,85	10574
Zircon_08_016	263	11,09	1366	0,05	2,94	0,13	1,82	2,94	0,76	20,49	8,96	113,52	44,16	205,89	457,00	84,43	14806
Zircon_09_017	315	19,13	1066	0,01	2,54	0,05	1,00	1,92	0,05	14,44	6,52	88,46	34,88	162,33	357,03	65,86	12428
Zircon_12_021	517	8,87	1311	0,03	2,06	0,06	1,09	2,49	0,09	17,02	8,22	108,42	43,02	204,66	466,18	85,67	14146
Zircon_13_022	383	18,74	1267	0,00	2,67	0,10	1,34	2,28	0,52	18,77	8,22	108,06	41,92	192,30	435,89	80,63	13100
Zircon_14_023	262	4,29	893	0,06	2,58	0,10	1,25	1,76	1,25	11,56	5,46	73,88	28,62	137,83	316,45	57,77	11654
Zircon_15_024	632	4,33	1232	0,02	1,85	0,06	1,00	1,86	0,19	15,93	7,32	100,10	39,84	192,56	440,83	82,28	12274
Zircon_17_027	634	n/d	2017	0,03	2,73	0,08	1,08	2,75	0,06	22,36	11,05	154,59	64,52	323,89	802,20	153,48	15088
Zircon_19_029	694	15,68	2155	0,04	2,70	0,14	2,29	6,58	0,16	39,74	16,07	195,38	71,65	317,15	660,30	118,09	11770
Zircon_20_030	671	11,39	1518	0,02	2,15	0,06	1,18	3,21	0,10	21,85	9,81	128,93	49,49	227,65	487,95	89,78	11638
Zircon_21_032	419	10,56	2061	0,08	4,38	0,15	2,25	5,06	0,41	32,38	14,20	180,28	68,17	315,20	706,75	129,93	13341
Zircon_22_033	1191	16,98	2980	0,28	4,11	0,27	3,07	6,31	0,71	46,24	19,86	257,11	99,18	446,38	968,44	176,65	12317
Zircon_24_035	814	2,87	2288	0,21	2,75	0,13	2,09	4,67	0,13	32,67	14,81	196,74	76,68	351,02	776,48	144,35	12766
Zircon_25_036	531	n/d	1371	0,23	8,36	0,29	2,88	3,61	2,17	21,17	8,96	117,39	45,60	208,82	463,36	85,95	12958
Zircon_26_038	905	10,45	3202	0,02	2,83	0,15	2,01	5,59	0,27	45,71	20,59	274,16	105,86	488,70	1059,54	195,27	16074
Zircon_27_039	478	4,20	909	0,05	1,76	0,09	1,27	2,56	0,09	14,37	5,86	77,34	30,18	141,91	331,00	62,49	12629
Zircon_28_OC22	877	8,55	1499	0,19	4,41	0,21	1,69	3,34	0,59	21,70	9,71	125,61	47,80	224,18	479,89	91,40	12018
Zircon_29_041	1213	1,40	1867	0,04	1,89	0,05	1,08	2,68	0,09	24,96	10,83	150,31	58,83	277,26	604,64	113,81	12889
Zircon_31_044	1497	21,24	2392	0,44	5,52	0,47	3,38	5,83	0,95	34,91	15,25	204,35	76,98	357,42	771,84	147,77	12549
Zircon_32_045	1336	12,74	1690	0,23	5,58	0,28	2,48	3,37	2,23	22,98	10,15	139,09	54,25	256,51	557,02	105,22	11213
Zircon_33_046	1705	33,24	3452	1,18	6,57	0,51	5,89	7,75	2,08	51,64	21,69	292,26	111,50	510,26	1103,70	213,13	15321
Zircon_35_048	930	12,62	2847	0,04	3,89	0,23	4,46	9,74	0,20	59,25	23,19	275,43	96,38	412,96	801,99	144,81	12863
Zircon_36_050	834	35,03	3166	0,03	3,88	0,16	3,29	6,97	0,15	54,02	22,76	282,54	104,12	460,29	954,76	177,05	16828
Zircon_37_051	85	18,04	536	0,01	1,61	0,04	0,55	0,61	0,05	6,67	3,11	41,55	17,25	81,64	190,08	37,06	13386

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_38_052	1406	19,16	2231	0,89	6,02	0,56	3,90	5,53	1,71	35,14	14,61	194,45	72,92	338,34	727,79	138,65	12231
Zircon_40_054	838	18,74	2279	0,34	5,88	0,39	4,02	8,24	1,27	47,69	18,23	218,49	75,43	323,36	620,84	113,94	10724
Zircon_41_056	631	29,56	3372	0,06	4,57	0,31	5,33	12,12	0,30	72,16	26,80	319,26	112,64	478,54	915,55	167,30	15887
Zircon_42_057	1588	2,71	2492	0,08	2,92	0,18	2,05	4,39	0,82	35,63	15,62	210,58	81,46	372,76	794,69	148,25	11485
Zircon_43_058	1306	14,01	2135	0,24	7,11	0,20	2,32	3,95	0,83	28,67	13,02	176,70	68,92	318,83	693,05	132,20	12884
Zircon_44_059	1725	30,21	3553	0,03	3,39	0,11	2,11	5,85	0,25	51,82	21,73	297,75	113,57	525,00	1130,66	216,00	17264
Zircon_45_060	629	7,21	876	0,13	3,55	0,12	0,90	1,68	0,32	11,42	5,25	68,47	27,73	132,31	311,04	60,75	11348
Zircon_46_062	2063	40,58	3958	0,02	3,78	0,09	2,83	7,30	0,20	58,66	25,64	338,20	131,83	596,89	1291,98	242,80	20265
Zircon_47_063	1510	4,01	2512	0,03	2,22	0,07	1,59	4,66	0,16	36,03	15,58	212,04	81,32	378,79	792,54	148,74	13457
Zircon_49_065	1427	n/d	2466	0,11	3,32	0,17	2,06	5,34	0,78	37,11	15,89	209,01	79,83	362,50	784,27	147,52	13604
Zircon_50_066	1461	12,74	2288	0,22	2,63	0,11	1,52	4,68	0,25	33,48	14,37	194,24	73,11	340,21	729,22	138,30	12166

Zona de Norte

Cruz de Piedra

Zircon_077_3	n/d	13,94	350	n/d	9,45	0,06	0,83	1,77	0,12	9,41	2,79	29,80	10,06	43,50	83,70	17,11	13370
Zircon_078	40	12,09	413	0,37	7,60	0,42	2,33	2,34	0,32	9,31	2,81	31,90	11,87	52,60	115,90	25,03	16900
Zircon_079	270	10,11	387	n/d	6,13	0,03	0,64	1,70	0,18	8,64	2,84	30,22	10,72	50,10	108,80	23,45	17640
Zircon_080	391	10,97	422	0,01	5,70	0,05	0,47	1,52	0,09	8,36	2,64	31,70	11,67	55,90	121,70	26,46	14890
Zircon_082	149	13,06	755	0,16	6,86	0,24	2,14	2,85	0,70	14,60	5,02	57,30	21,52	96,80	197,90	41,70	14850
Zircon_083	290	12,33	118	0,01	3,32	0,00	0,18	0,36	0,02	2,00	0,78	8,73	3,32	15,28	35,90	7,71	14200
Zircon_084	210	11,77	653	0,06	5,77	0,06	0,68	2,19	0,26	12,50	4,23	50,50	18,81	85,40	183,10	37,30	13670
Zircon_085	81	12,71	295	0,01	7,19	0,03	0,55	1,26	0,21	7,61	2,30	23,71	8,39	35,90	76,10	15,60	13300
Zircon_086	70	13,23	415	0,00	6,17	0,04	1,09	1,90	0,11	8,62	3,00	31,40	11,99	54,20	115,90	24,94	13440
Zircon_087	190	12,10	354	n/d	7,11	0,04	0,82	1,73	0,14	8,63	2,76	30,40	10,40	45,60	95,90	18,88	13210
Zircon_088	380	12,29	342	n/d	7,80	0,03	0,78	1,93	0,16	8,45	2,75	29,70	9,99	42,70	90,40	17,85	13320
Zircon_089	30	12,70	194	n/d	3,27	0,00	0,14	0,54	0,52	3,12	1,24	14,24	5,25	25,80	69,70	16,18	18860
Zircon_090	180	11,10	319	0,00	8,84	0,04	0,84	1,66	0,12	8,58	2,72	28,80	9,38	40,90	81,10	15,84	12340
Zircon_091	n/d	11,44	689	n/d	7,06	0,06	0,84	2,44	0,14	13,70	4,76	54,80	19,99	88,50	180,60	36,60	13750

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_092	190	11,42	881	n/d	5,91	0,04	1,40	3,86	0,32	22,30	6,91	76,40	25,52	110,50	218,50	44,40	16490
Zircon_095	120	12,59	360	n/d	7,32	0,06	0,92	2,50	0,12	9,84	2,87	31,30	10,70	45,60	93,70	19,17	13260
Zircon_096	300	14,40	1115	0,06	17,17	0,99	14,70	17,10	0,59	51,80	12,66	115,80	34,76	132,30	214,80	39,19	11280
Zircon_097	120	13,15	470	n/d	8,16	0,04	0,48	2,06	0,16	9,23	3,22	36,70	13,70	59,80	128,30	25,39	13950
Zircon_098	180	12,30	879	0,10	7,28	0,10	1,52	2,60	0,22	16,70	5,94	69,60	25,97	116,00	238,90	47,70	17110
Zircon_099	140	13,60	861	2,45	12,50	1,58	8,60	5,90	1,83	19,20	5,54	68,50	25,00	114,00	242,50	49,60	18130
Zircon_100	150	11,70	803	0,04	7,45	0,13	1,40	3,54	0,27	16,90	5,82	66,80	23,56	104,30	215,80	41,70	14200
Zircon_092_1	n/d	12,60	1185	n/d	7,94	0,34	6,06	10,00	0,56	37,80	10,45	106,60	34,80	146,30	294,00	57,60	16680
Zircon_093_1	n/d	12,41	288	1,61	10,79	1,21	7,52	4,33	1,93	10,11	2,50	24,80	8,22	34,60	72,30	14,77	18660
Zircon_094_1	n/d	11,00	983	n/d	9,25	0,58	9,02	11,05	0,61	37,90	9,73	94,90	29,70	120,30	218,50	41,40	13250
Zircon_095_1	140	12,14	448	n/d	7,59	0,03	0,55	1,76	0,13	9,73	3,02	34,20	12,86	56,20	125,50	26,02	13940
Zircon_096_1	n/d	12,41	267	n/d	6,59	0,03	0,38	1,04	0,10	5,85	1,88	21,30	7,91	35,80	67,90	13,00	12520
Zircon_097_1	77	11,32	551	0,12	14,32	0,12	1,20	2,00	0,30	10,56	3,52	40,90	15,56	71,10	137,80	27,28	12370
Zircon_098_1	119	11,56	820	0,74	8,54	0,56	4,31	5,25	0,70	21,40	6,68	70,90	24,08	103,80	199,80	41,10	14340
Zircon_099_1	91	13,40	862	0,58	12,28	1,14	7,26	6,29	0,84	23,40	6,72	73,80	24,75	104,20	208,50	40,90	14940
Zircon_100_1	250	10,64	965	n/d	9,92	0,05	0,90	3,49	0,41	21,90	6,97	80,20	28,30	124,60	253,50	50,90	17060
Zircon_101	133	11,28	309	n/d	10,62	0,01	0,79	1,54	0,17	7,67	2,60	27,20	9,57	38,30	67,80	12,01	12000
Zircon_102	n/d	12,00	321	n/d	7,30	0,02	0,69	1,29	0,08	8,12	2,52	28,30	9,99	40,30	74,90	14,04	13410
Zircon_105	115	12,60	1012	n/d	7,44	0,07	1,56	4,04	0,25	25,90	8,26	87,50	30,61	127,10	254,80	50,70	15580
Zircon_106	155	12,71	316	n/d	8,18	0,07	1,33	2,41	0,11	9,73	2,72	28,80	9,52	39,30	76,00	14,68	12340
Zircon_110	74	12,68	386	0,03	4,97	0,05	0,78	1,37	0,13	7,65	2,46	28,12	10,85	50,90	118,10	26,33	15730
Zircon_111_3	n/d	13,86	648	2,03	12,60	1,75	11,20	8,70	1,45	16,70	5,33	55,30	19,70	88,50	189,70	38,20	15260
Zircon_045	84	14,60	404	n/d	13,54	0,11	2,04	3,13	0,11	13,50	3,76	37,10	12,59	49,30	87,50	17,17	12480
Zircon_046	63	12,00	179	n/d	4,56	0,02	0,17	0,51	0,06	3,92	1,27	14,77	5,26	23,05	49,80	10,78	14190
Zircon_047	222	11,39	584	0,44	4,83	0,34	2,80	5,60	0,52	17,40	5,30	55,00	18,00	79,00	163,00	34,50	17910
Zircon_048	99	15,05	469	n/d	15,67	0,15	3,22	5,07	0,23	16,80	4,75	43,90	14,14	58,10	98,80	18,67	12390
Zircon_049	68	14,92	519	0,02	13,53	0,09	2,19	4,77	0,23	18,20	4,97	50,20	15,72	62,90	113,80	21,49	12510
Zircon_050	n/d	13,70	507	n/d	16,05	0,24	3,54	5,25	0,30	18,60	4,79	48,70	15,67	62,00	108,80	20,70	13850

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_051	185	13,26	491	0,02	13,72	0,11	1,95	3,60	0,13	16,50	4,46	46,00	15,27	60,20	105,20	20,31	11280
Zircon_052	99	14,67	466	n/d	15,78	0,18	2,76	4,57	0,18	18,30	4,91	46,00	14,68	58,10	101,30	19,26	12580
Zircon_053	31	13,90	334	n/d	4,09	0,01	0,42	1,38	0,14	6,91	2,25	25,00	9,75	46,60	104,10	23,24	15430
Zircon_054	n/d	14,90	730	n/d	12,49	0,09	2,83	4,63	0,28	21,50	6,20	69,00	23,00	91,00	163,00	28,70	13640
Zircon_055	43	9,48	191	n/d	2,23	0,01	0,11	0,46	0,05	2,71	1,17	13,94	5,39	25,60	62,00	14,67	16360
Zircon_056	36	12,93	881	n/d	8,06	0,06	1,22	3,81	0,27	20,89	6,99	73,30	26,39	113,30	208,40	42,42	13950
Zircon_057	41	13,50	834	0,04	8,31	0,10	1,37	3,06	0,19	19,80	6,23	68,00	24,84	106,30	199,50	41,16	14040
Zircon_058	136	17,32	610	0,01	15,05	0,19	3,41	5,32	0,31	22,17	6,26	60,80	19,73	75,70	129,00	24,46	12990
Zircon_059	71	14,50	1207	0,04	20,15	0,85	17,30	24,10	0,87	66,20	15,90	141,00	39,90	142,70	197,70	36,90	12170
Zircon_060	10	18,50	772	0,03	18,46	0,34	7,15	11,94	0,44	33,90	8,67	85,40	25,80	90,90	144,20	26,20	13430
Zircon_061	172	13,47	324	n/d	7,79	0,05	0,90	1,62	0,10	8,22	2,65	27,80	10,01	40,60	81,60	17,09	12750
Zircon_062	94	14,13	352	n/d	8,34	0,07	1,03	1,96	0,10	8,89	2,87	29,50	10,18	46,10	90,50	17,95	13470
Zircon_063	5	12,02	219	n/d	1,35	0,00	0,12	0,58	0,06	2,72	1,05	15,59	5,43	29,80	81,50	19,24	19140
Zircon_065	31	13,40	1253	0,06	20,51	1,10	18,40	22,80	0,88	71,50	16,75	141,80	41,68	149,80	207,80	38,50	12220
Zircon_066	43	14,18	403	n/d	11,04	0,10	1,38	3,05	0,14	11,60	3,62	37,40	12,18	52,10	97,40	19,82	13990
Zircon_067	56	12,07	437	n/d	5,94	0,04	0,64	1,82	0,14	8,96	3,10	35,20	12,66	57,50	127,00	27,25	15140
Zircon_068	72	13,00	474	n/d	14,50	0,14	2,38	4,64	0,22	17,35	4,61	45,70	14,52	59,50	103,60	19,72	13230
Zircon_069	499	12,90	2094	4,51	8,88	2,81	22,20	39,20	5,48	110,60	39,30	335,00	76,10	236,00	273,00	44,50	16020
Zircon_070	n/d	14,74	232	n/d	6,71	0,03	0,64	1,12	0,09	5,92	1,80	19,40	6,79	30,20	59,60	12,01	14960
Zircon_071	194	10,35	193	n/d	1,79	0,01	0,15	0,37	0,05	2,37	1,06	12,45	5,09	25,70	64,30	15,05	15920
Zircon_072	9	14,17	418	n/d	9,59	0,10	1,43	2,90	0,18	12,36	3,58	36,40	12,27	54,00	100,60	21,02	13160
Zircon_073	51	13,90	361	n/d	12,89	0,06	1,23	3,30	0,17	12,51	3,42	33,50	10,86	46,10	77,10	16,17	12320
Zircon_074	69	12,94	189	n/d	4,90	0,01	0,32	0,72	0,05	4,61	1,47	15,76	5,52	24,19	52,10	11,10	14110
Zircon_075	n/d	14,43	251	n/d	6,57	0,05	0,76	1,62	0,06	6,31	2,09	21,67	7,31	30,68	63,40	13,11	14620
Zircon_076	49	14,75	356	n/d	9,33	0,07	0,96	2,11	0,13	10,33	2,84	30,60	10,34	44,10	84,90	17,31	13290
Zircon_077	106	15,56	415	0,00	13,77	0,09	1,62	3,37	0,19	14,16	3,99	38,80	12,67	50,30	91,20	18,16	13610
Zircon_078	65	15,60	465	0,00	16,91	0,15	2,59	4,86	0,22	19,00	5,22	49,60	14,81	57,10	85,60	15,82	12960
Zircon_079	90	17,32	444	n/d	13,71	0,11	2,11	3,94	0,17	16,76	4,61	45,00	14,04	55,10	88,10	16,50	12510

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_080	n/d	14,90	399	n/d	9,44	0,07	1,07	2,18	0,16	11,20	3,31	34,70	11,46	51,00	99,20	20,51	15000
Zircon_082	66	12,70	320	n/d	7,29	0,06	0,88	2,13	0,17	9,01	2,55	26,50	9,51	39,30	82,00	15,95	13900
Zircon_083	137	14,51	370	0,00	6,77	0,07	0,90	2,19	0,14	9,90	2,85	31,50	10,49	46,10	90,70	19,43	13290
Zircon_084_139-5	135	13,56	1006	0,05	17,29	0,57	10,22	15,00	0,60	50,00	12,83	110,40	32,70	119,40	170,70	31,40	12770
El Muerto																	
Zircon_01_EL	168	11,00	718	0,03	18,26	0,04	0,56	0,63	0,10	6,31	3,21	47,80	21,93	113,90	290,80	59,50	20460
Zircon_02	190	3,00	831	0,15	20,45	0,08	0,73	0,82	0,10	7,29	3,60	55,10	24,77	127,10	331,10	67,60	23030
Zircon_03	150	10,00	757	0,11	19,63	0,06	0,55	0,72	0,05	6,47	3,26	49,10	21,62	118,20	311,00	63,50	21810
Zircon_04	163	22,00	789	0,10	18,97	0,05	0,48	0,95	0,07	6,13	3,38	51,70	23,13	122,20	332,00	66,70	22360
Zircon_06	235	2,00	602	0,01	16,09	0,04	0,37	0,37	0,06	5,08	2,65	37,90	17,04	93,60	253,70	52,80	19330
Zircon_07	53	n/d	772	0,05	20,21	0,05	0,39	0,85	0,10	6,83	3,36	51,30	23,01	124,10	327,00	66,60	22790
Zircon_08	24	n/d	766	0,14	19,67	0,12	0,79	0,55	0,12	7,19	3,35	49,40	22,53	120,20	316,40	63,90	21430
Zircon_09	10	n/d	747	0,07	18,52	0,03	0,31	0,50	0,05	5,58	3,17	47,60	21,32	114,10	299,90	63,90	20380
Zircon_10	n/d	n/d	976	1,41	26,10	0,63	3,50	3,29	0,20	11,80	5,11	69,10	29,20	151,70	386,00	78,30	24270
Zircon_11	164	4,00	759	0,02	18,87	0,04	0,28	0,46	0,09	5,83	3,27	48,50	21,98	116,10	304,00	60,40	19650
Zircon_12	144	n/d	903	0,04	20,97	0,02	0,40	0,78	0,12	7,46	3,72	58,00	26,31	139,90	358,00	74,50	22930
Zircon_14	81	n/d	920	0,22	22,21	0,18	1,13	1,32	0,14	9,30	4,02	59,90	26,50	140,50	359,00	75,30	22910
Zircon_15	n/d	n/d	970	0,16	23,74	0,06	0,81	0,90	0,12	9,31	4,28	61,40	28,62	151,30	399,00	81,90	24700
Zircon_17	80	10,00	982	0,25	24,39	0,18	1,10	1,11	0,15	8,09	4,14	64,30	28,50	148,30	387,00	79,10	24040
Zircon_18	80	6,00	749	0,28	19,60	0,17	1,10	1,00	0,10	6,48	3,17	48,30	21,10	114,60	312,90	64,10	22770
Zircon_19	143	97,00	511	0,03	12,82	0,03	0,27	0,25	0,06	3,30	1,91	29,30	14,10	80,50	248,80	55,00	21710
Zircon_20_El Muerto	n/d	2,00	490	25,00	61,00	5,80	26,00	6,10	0,45	8,70	2,53	28,90	13,34	75,00	277,00	68,80	27060
Zircon_33_046	n/d	n/d	2238	0,28	100,26	0,21	3,94	5,88	0,83	33,50	13,34	177,37	72,61	364,67	837,49	167,07	26112
Zircon_34_047	n/d	16,58	1886	0,17	91,82	0,21	3,31	5,03	0,55	28,88	11,24	152,07	61,47	301,29	683,71	137,17	22604
Zircon_36_050	n/d	47,99	2649	622,51	1215,25	111,86	391,25	68,89	3,67	86,30	21,40	229,83	86,74	408,53	888,60	175,14	23614
Zircon_40_054	2	17,51	2306	0,12	91,14	0,16	2,56	4,75	0,50	31,38	13,52	184,58	76,45	377,71	847,73	167,82	22172
Zircon_41_056	n/d	4,79	3210	0,12	122,88	0,27	4,03	6,09	0,78	42,20	18,47	251,80	105,15	527,36	1194,82	242,42	32950
Zircon_42_057	115	7,94	2002	0,05	76,29	0,23	2,51	4,42	0,38	27,27	11,55	159,25	65,79	327,82	752,48	152,26	22046

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_43_058	26	5,12	2081	0,15	67,52	0,14	2,73	4,13	0,39	25,63	11,83	161,98	69,24	350,57	803,16	164,24	24869
Zircon_44_El_059	n/d	n/d	2275	940,97	1729,70	149,42	512,18	68,17	3,09	70,08	16,27	188,69	75,14	380,89	871,08	176,93	29000
Zircon_45_El_060	67	1,91	918	0,06	26,18	0,22	2,70	2,08	0,27	10,04	4,61	68,56	30,04	159,53	387,99	80,48	27307
Zircon_46_062	n/d	40,69	1679	1,11	51,07	0,58	4,62	4,39	0,54	20,24	9,44	131,26	54,94	284,17	688,61	140,14	33820
Zircon_47_063	n/d	41,38	1377	0,12	75,51	0,29	4,32	4,35	0,37	22,02	8,52	114,25	45,87	223,49	516,32	102,89	28995
Zircon_50_066	n/d	56,41	1678	286,36	618,17	56,57	246,55	44,50	2,72	60,76	13,80	149,45	55,90	262,82	566,31	115,88	19095
Zircon_51_068	4	37,69	1627	0,22	110,29	0,25	4,20	5,83	0,61	30,14	11,30	136,83	54,84	261,49	557,57	110,56	19585
Zircon_52_069	n/d	68,71	2213	0,12	145,97	0,37	5,15	7,67	0,95	41,80	15,02	185,47	73,39	349,83	755,05	149,66	27294
Zircon_54_071	n/d	n/d	1595	0,28	111,82	0,31	4,77	6,51	0,56	29,01	10,70	133,86	53,49	257,56	564,27	111,63	20507
Zircon_55_072	6	50,97	1695	0,27	108,03	0,31	3,65	5,44	0,62	28,87	11,00	143,44	56,53	271,03	588,08	116,41	20651
Zircon_56_074	n/d	n/d	1523	0,20	95,04	0,33	3,89	4,79	0,46	24,66	9,71	123,62	50,24	247,26	551,83	109,75	19044
Zircon_58_076	46	19,06	2288	773,63	1628,45	171,43	646,15	114,94	5,75	102,14	20,82	206,47	75,41	362,24	798,25	163,89	21346
En el Rio																	
<i>núcleos</i>																	
Zircon_34_B_047	n/d	17,31	612	0,08	25,24	0,18	2,22	3,05	0,34	15,71	4,65	52,72	20,24	96,03	209,78	42,73	12561
Zircon_37_051	n/d	n/d	974	1,70	32,44	0,82	5,28	3,72	0,78	20,31	6,94	86,13	34,10	160,55	340,59	68,30	11834
Zircon_40_054	12	21,52	774	0,05	25,63	0,12	2,76	3,07	0,49	16,52	5,89	71,37	27,26	124,57	261,95	51,44	11419
Zircon_42_057	n/d	30,93	2758	0,10	58,52	0,83	13,55	20,47	2,78	84,66	25,60	279,63	100,47	437,79	806,66	155,32	11654
Zircon_43_058	123	23,50	476	0,11	20,51	0,12	2,03	2,18	0,37	9,75	2,97	38,53	15,99	78,40	198,55	41,44	12324
Zircon_46_062	n/d	33,01	1491	0,06	26,90	0,30	3,37	5,69	1,07	32,30	10,87	135,65	53,45	241,27	487,48	96,96	12234
Zircon_48_064	n/d	48,36	2364	0,07	40,40	0,66	11,30	17,52	2,53	77,37	22,91	247,74	87,79	371,85	670,97	127,15	12124
Zircon_50_066	90	n/d	1295	0,13	31,12	0,24	4,29	6,95	1,29	33,30	11,56	131,42	48,60	209,65	403,32	76,42	10480
Zircon_51_068	25	19,69	817	0,05	27,71	0,16	2,92	3,58	0,58	17,81	6,12	76,08	29,31	137,43	283,98	57,54	12549
Zircon_53_070	n/d	n/d	984	0,08	30,57	0,15	2,79	4,09	0,50	20,34	7,21	91,15	35,12	164,38	339,27	67,10	11375
Zircon_54_071	n/d	26,34	179	0,17	4,77	0,14	2,00	1,51	0,41	4,77	1,64	16,56	5,81	26,41	58,44	11,63	11026
Zircon_56_074	96	10,20	483	0,05	15,07	0,10	1,50	1,73	0,31	9,67	3,56	43,65	17,19	80,69	178,10	35,18	9655
Zircon_58_076	n/d	n/d	303	0,06	14,06	0,11	1,37	1,31	0,21	5,90	2,05	25,18	10,06	50,70	120,67	25,40	10748
Zircon_61_080	n/d	29,33	2281	0,08	39,45	0,51	9,34	15,99	2,50	72,21	22,30	240,65	85,38	363,05	635,12	122,52	11366

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
<i>bordes</i>																	
Zircon_35_048	n/d	35,53	211	0,06	5,39	0,10	2,25	1,37	0,27	5,01	1,79	18,42	6,98	33,08	73,95	15,50	11826
Zircon_36_050	104	24,10	211	0,09	3,67	0,10	2,11	2,01	0,33	4,96	1,49	17,30	6,86	32,04	73,68	14,94	10685
Zircon_38_052	29	32,87	580	0,73	24,26	0,20	1,97	1,81	0,35	7,39	2,85	40,77	19,42	104,27	285,42	60,23	12654
Zircon_39_053	15	n/d	447	0,07	13,82	0,15	2,48	2,61	0,47	10,97	3,79	43,19	15,90	71,36	143,43	29,06	11329
Zircon_41_056	n/d	n/d	145	0,04	3,85	0,10	1,77	0,84	0,22	3,57	1,16	12,90	4,69	22,29	50,57	10,20	10079
Zircon_44_059	200	n/d	132	0,06	2,96	0,12	1,49	1,19	0,26	3,57	1,15	12,18	4,40	19,05	39,88	8,32	9745
Zircon_45_060	n/d	n/d	164	0,04	3,98	0,13	1,70	1,30	0,30	3,48	1,36	13,57	5,26	25,28	58,43	12,18	9916
Zircon_47_063	134	40,46	171	0,15	3,75	0,12	1,52	1,52	0,18	4,07	1,33	14,28	5,57	25,82	60,06	12,01	11208
Zircon_49_065	123	33,70	171	0,09	5,57	0,11	2,06	1,42	0,23	4,75	1,40	15,89	5,83	27,30	57,61	11,77	10960
Zircon_52_069	33	n/d	122	0,06	3,56	0,09	1,90	1,36	0,16	3,66	0,98	10,20	3,95	18,59	43,17	8,89	10342
Zircon_55_072	23	n/d	126	0,04	3,28	0,08	1,87	1,35	0,31	3,18	1,03	10,95	4,08	19,50	43,20	8,95	10151
Zircon_57_075	n/d	n/d	1564	0,04	34,20	0,17	4,30	8,26	1,43	41,49	13,68	157,56	58,08	249,05	470,48	89,93	11868
Zircon_59_077	117	37,09	244	0,12	4,20	0,24	2,31	1,88	0,36	5,96	1,88	20,02	7,79	36,37	82,07	17,77	10972
Zircon_60_078	21	n/d	146	0,09	3,56	0,18	1,68	1,36	0,20	3,72	1,19	12,61	4,71	22,23	49,02	10,38	10812
Zircon_62_081	86	19,12	450	0,04	6,67	0,24	3,63	3,69	1,05	13,81	3,95	42,50	14,96	66,62	133,55	27,03	9592
Zircon_63_B_082	179	5,98	131	0,04	3,02	0,18	1,62	1,24	0,22	4,21	1,16	12,79	4,37	19,54	40,31	8,18	9442
La Joya																	
Zircon_001_129-4	397	20,00	294	n/d	27,20	0,06	1,47	1,47	0,27	7,25	2,02	24,50	8,90	43,40	101,50	19,77	9600
Zircon_002	233	24,70	738	0,03	53,60	0,51	6,90	7,00	1,14	22,30	6,10	63,70	22,20	98,20	212,00	41,90	9590
Zircon_003	140	21,62	126	n/d	7,28	0,03	0,36	0,69	0,11	2,71	0,87	10,22	3,82	19,07	46,80	9,62	9460
Zircon_004	228	23,50	373	0,04	47,10	0,14	1,35	2,01	0,36	8,30	2,44	29,40	10,09	51,10	119,70	25,80	12520
Zircon_005	230	22,00	512	0,03	58,30	0,38	3,55	4,49	0,67	13,80	3,71	38,50	14,44	66,80	155,40	33,60	11040
Zircon_006	320	9,70	1172	0,11	42,20	1,14	11,50	11,60	1,93	38,90	10,73	102,90	36,30	155,40	318,60	63,20	9830
Zircon_007	140	10,70	1054	0,09	49,30	0,78	10,50	11,26	1,63	30,90	8,67	89,70	31,10	139,80	287,10	58,10	10820
Zircon_008	n/d	17,62	231	0,07	16,76	0,16	1,24	1,32	0,39	3,90	1,17	15,90	6,83	37,20	100,20	22,79	9490
Zircon_009	85	15,28	819	n/d	15,00	0,09	1,60	2,16	0,37	11,80	4,15	59,50	25,30	122,70	247,90	47,80	9760
Zircon_010	18	18,60	674	0,06	22,84	0,28	3,46	5,83	0,96	22,00	6,32	63,50	21,83	91,70	162,30	31,25	10300

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_011	256	17,41	962	0,08	48,20	1,16	11,70	11,70	1,50	32,30	8,93	87,60	30,00	132,70	287,00	52,40	10420
Zircon_012	228	21,90	584	0,05	57,80	0,27	2,97	3,68	0,74	14,58	4,23	46,60	16,93	76,60	177,70	37,80	11260
Zircon_013	122	15,00	93	0,01	7,11	0,02	0,31	0,82	0,09	2,01	0,63	7,59	2,63	11,99	31,30	6,53	6370
Zircon_014	212	15,55	1015	0,11	39,38	1,14	13,42	11,90	1,94	33,40	9,50	94,90	31,34	135,30	259,00	50,90	9360
Zircon_015	138	27,70	560	0,06	44,20	0,42	4,61	4,92	0,84	16,70	4,85	48,60	17,30	74,10	149,10	30,48	9600
Zircon_016	149	22,50	495	0,01	26,57	0,08	1,17	1,89	0,25	8,04	2,70	33,10	14,09	71,60	168,90	37,80	9190
Zircon_017	146	17,90	226	0,01	24,73	0,09	0,89	0,98	0,24	4,51	1,53	16,92	6,65	32,36	81,90	17,29	9770
Zircon_018	170	22,40	426	2,47	56,10	2,36	21,60	10,30	3,83	17,60	3,68	34,20	12,30	54,50	126,00	24,70	9690
Zircon_019	72	17,50	292	0,34	23,90	0,18	2,37	1,88	0,18	4,00	1,82	20,00	8,22	43,50	101,10	21,00	12370
Zircon_020	5	12,91	1051	0,08	40,40	1,01	10,44	11,45	1,64	34,60	9,33	97,20	33,10	138,00	272,50	53,40	9790
Zircon_021	257	13,79	715	0,00	10,63	0,07	1,76	3,57	0,71	20,38	6,32	67,60	24,17	98,80	169,40	32,44	9150
Zircon_022	131	16,16	858	0,04	13,04	0,15	2,03	4,49	0,93	24,40	7,35	81,40	28,37	115,30	201,30	37,95	10660
Zircon_023	219	14,70	871	0,00	14,75	0,15	2,13	4,91	0,94	26,20	7,88	84,00	29,11	119,20	203,90	38,34	10390
Zircon_024	137	23,20	813	n/d	12,51	0,09	1,90	3,84	0,98	20,80	7,20	75,40	26,54	112,20	191,30	36,67	10250
Zircon_025	n/d	14,33	216	n/d	7,97	0,04	0,12	0,73	0,09	3,80	1,38	15,85	6,14	32,10	82,00	17,61	10980
Zircon_026	46	15,77	519	0,13	26,40	0,41	4,32	4,50	0,71	15,70	4,57	47,40	16,00	69,90	139,00	27,30	10260
Zircon_027	118	19,80	132	0,25	11,84	0,35	2,72	1,69	0,17	3,56	1,09	11,29	3,78	18,15	40,30	8,28	9550
Zircon_028	201	21,40	1129	0,13	67,20	1,24	14,11	12,77	1,97	36,30	9,95	96,10	33,68	148,30	331,00	67,90	11740
Zircon_029	98	16,75	297	0,08	18,28	0,10	1,48	1,58	0,30	7,24	2,25	24,20	9,12	42,40	90,50	18,10	9530
Zircon_030	7	16,10	217	0,44	22,00	0,17	1,85	0,88	0,30	3,80	1,31	16,10	6,43	31,70	74,10	15,92	11260
Zircon_032	117	21,50	209	n/d	23,95	0,04	0,56	1,09	0,17	3,71	1,26	14,06	5,71	31,07	81,70	18,49	10620
Zircon_033	41	20,91	166	n/d	12,74	0,04	0,42	0,66	0,16	3,04	1,27	13,47	5,10	23,60	57,00	12,29	9860
Zircon_034	71	22,30	302	n/d	29,79	0,11	1,04	1,37	0,20	6,22	2,04	22,46	8,74	41,30	100,20	21,30	10570
Zircon_035	156	17,10	178	n/d	8,37	0,02	0,68	0,89	0,14	4,48	1,45	15,90	5,64	25,00	52,50	10,52	8030
Zircon_036	176	25,40	489	0,02	10,93	0,10	1,50	2,79	0,49	13,24	4,21	44,10	15,24	65,90	123,90	24,75	10570
Zircon_037	185	17,50	887	n/d	14,19	0,09	2,56	5,94	0,81	25,40	7,86	84,80	29,33	117,90	202,30	38,21	10330
Zircon_038	77	19,30	252	n/d	15,27	0,04	0,49	0,95	0,10	2,97	1,08	15,20	7,02	39,40	124,60	32,40	9020
Zircon_039	35	18,90	187	0,13	8,59	0,07	1,41	1,69	0,26	5,19	1,47	16,86	5,88	25,70	55,50	11,00	8830

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_040	77	15,20	2069	0,34	47,70	1,45	12,70	11,50	1,77	37,50	12,96	154,60	60,80	276,00	546,00	109,40	9880
Zircon_041	172	15,84	271	n/d	28,13	0,08	0,92	1,51	0,19	5,73	1,89	19,18	7,84	36,80	98,00	21,23	11330
Zircon_042	150	13,70	1935	0,22	45,00	1,22	15,69	22,20	3,57	79,70	20,76	198,80	64,80	252,80	430,00	80,60	8990
Zircon_043_129-4	67	20,86	220	n/d	19,62	0,05	0,77	0,96	0,17	4,35	1,33	15,27	6,44	31,13	79,60	17,25	10220
Norte de Santa Rosa																	
<i>núcleos</i>																	
Zircon_001b_1	273	32,50	909	0,15	5,76	0,27	2,92	3,40	1,47	20,90	7,64	84,20	29,10	123,70	239,00	46,70	14320
Zircon_002	n/d	25,00	696	n/d	3,33	0,04	0,61	1,96	0,11	13,36	5,14	61,20	21,89	94,70	185,50	36,30	15740
Zircon_003	360	36,40	1391	0,69	9,94	0,53	4,31	5,15	4,13	25,70	9,62	117,50	46,00	197,00	388,00	76,60	16060
Zircon_004	350	30,40	1053	n/d	6,30	0,07	0,94	2,55	0,28	16,60	6,56	82,60	33,60	162,50	400,00	87,10	16570
Zircon_005	422	30,70	1073	n/d	5,84	0,09	1,21	3,49	0,17	24,80	9,02	103,40	34,90	139,10	226,90	43,50	15900
Zircon_006	325	27,70	619	0,32	6,12	0,16	1,10	1,74	0,28	9,89	3,73	47,10	19,80	95,00	216,00	46,10	14630
Zircon_007	260	26,80	790	0,24	4,89	0,15	1,65	3,15	0,19	14,90	5,36	64,60	24,40	117,20	250,00	53,60	15470
Zircon_008	107	28,40	587	n/d	3,01	0,04	0,75	1,67	0,15	11,22	3,93	48,50	18,66	84,00	182,70	39,20	16190
Zircon_009	140	26,60	769	n/d	3,89	0,07	0,47	1,82	0,09	10,80	4,39	56,00	24,94	126,90	304,80	61,70	15740
Zircon_012	155	25,20	1242	n/d	4,53	0,09	1,40	3,66	0,15	27,40	9,19	109,70	39,30	172,30	316,00	60,60	15900
Zircon_013	480	22,30	916	n/d	4,91	0,07	0,84	2,81	0,18	15,30	5,62	71,70	29,50	138,00	300,60	63,20	12220
Zircon_014	406	26,10	589	0,11	3,70	0,15	1,23	2,05	0,35	9,66	3,88	46,50	18,92	91,40	217,00	47,90	14650
Zircon_015	203	30,70	626	n/d	3,46	0,09	0,88	2,29	0,19	15,90	5,36	62,30	19,86	80,30	143,90	26,10	14410
Zircon_016	166	23,20	595	0,04	4,51	0,02	0,59	1,68	0,19	10,39	3,75	46,30	18,97	87,80	197,00	42,10	13450
Zircon_018	215	24,90	840	n/d	4,07	0,06	0,80	2,46	0,14	17,61	6,65	75,30	26,32	110,30	201,00	37,70	13390
Zircon_019	380	26,40	687	0,07	3,18	0,06	0,80	1,59	0,31	11,44	3,92	51,70	21,50	108,10	256,00	50,80	13620
Zircon_020	110	27,60	714	0,50	3,99	0,24	2,32	2,55	0,74	12,11	4,66	57,90	23,20	116,00	260,00	55,10	13150
Zircon_021	294	27,70	1376	0,75	7,09	0,51	3,48	3,99	2,18	19,60	7,07	95,60	42,50	217,50	557,00	110,30	13590
Zircon_022	229	26,30	436	n/d	1,73	0,04	0,93	1,88	0,08	9,07	3,23	37,10	14,41	63,90	133,90	27,30	11400
Zircon_023	184	23,10	1112	0,05	4,22	0,10	1,22	2,59	0,49	16,70	6,78	87,80	35,30	164,60	351,00	71,50	12730
Zircon_024	349	21,20	503	0,11	3,28	0,08	0,79	2,22	0,29	11,90	3,91	44,60	15,76	66,70	120,00	24,50	10970
Zircon_025	236	22,70	451	n/d	2,68	0,03	0,59	1,48	0,03	10,97	3,93	41,70	13,95	56,10	97,20	18,18	12760

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_026	181	23,20	599	0,11	3,82	0,13	1,35	2,78	1,15	16,40	5,75	58,30	19,58	74,30	122,50	23,13	11050
Zircon_027	32	24,90	560	0,04	3,60	0,07	0,88	1,64	0,56	9,67	3,55	42,30	17,66	84,30	201,60	41,90	11490
Zircon_029	368	24,00	1065	0,11	4,24	0,18	1,96	2,94	2,07	16,36	6,74	87,90	34,13	161,70	348,10	70,30	11890
Zircon_030	146	21,00	844	n/d	3,66	0,03	0,70	2,39	0,13	14,20	5,95	73,50	27,65	122,60	254,70	50,50	12450
Zircon_031	271	22,90	1244	0,22	6,27	0,34	2,61	2,66	1,51	17,80	7,33	95,80	39,30	187,80	426,00	87,30	12410
Zircon_032	423	20,80	1123	0,06	2,60	0,05	0,52	1,37	0,29	13,71	5,99	82,40	35,44	174,60	406,80	85,10	11630
Zircon_034	244	21,20	767	n/d	3,51	0,05	0,69	2,38	0,16	15,80	5,51	65,40	25,10	108,20	218,00	44,50	11110
Zircon_035	144	24,30	1020	n/d	5,26	0,10	2,06	4,45	0,48	23,30	7,59	89,00	33,10	151,90	309,00	60,60	10050
Zircon_036	298	19,30	506	n/d	2,64	0,03	0,43	2,07	0,10	11,20	3,99	45,20	16,19	66,40	115,90	22,90	11240
Zircon_037	125	22,10	366	0,17	2,54	0,09	0,96	1,96	0,59	9,02	2,68	32,80	12,01	54,10	105,00	22,30	10480
Zircon_038_1	121	20,00	525	n/d	3,22	0,06	1,00	2,25	0,06	13,15	4,26	46,40	16,37	75,50	145,20	28,20	11440
<i>bordes</i>																	
Zircon_010	79	34,70	887	n/d	6,29	0,13	2,19	6,56	0,11	26,10	7,71	82,20	28,40	120,50	228,30	46,30	17000
Zircon_011	70	28,20	981	0,21	5,49	0,13	1,65	3,16	0,34	23,00	7,86	90,30	30,60	131,70	224,90	42,30	14730
Zircon_017	110	31,60	149	0,10	4,64	0,12	1,55	1,54	0,57	4,73	1,19	11,33	4,69	22,56	76,70	19,37	14750
Zircon_028	62	26,50	322	0,29	7,20	0,71	4,40	3,78	2,51	10,20	2,95	29,90	10,63	49,90	117,90	26,20	12510
Zircon_033	219	25,10	306	n/d	3,23	0,08	1,44	2,39	0,13	10,46	2,71	29,90	9,87	41,20	79,50	15,85	11240
Santa Rosa																	
Zircon_151	55	16,40	490	0,01	15,06	0,15	2,63	4,27	0,15	19,30	5,07	51,40	16,26	64,00	102,20	19,28	12580
Zircon_152	n/d	15,50	989	n/d	17,11	0,16	3,62	8,27	0,43	41,10	11,38	106,90	32,50	121,60	178,50	32,51	13670
Zircon_153	184	14,11	657	n/d	8,90	0,07	1,21	3,57	0,16	15,70	5,47	59,40	21,05	85,60	150,60	29,80	13780
Zircon_154	112	12,24	427	n/d	9,43	0,05	0,72	3,00	0,15	13,30	3,98	42,30	13,45	56,20	95,40	18,22	13500
Zircon_155	131	12,20	312	n/d	5,96	n/d	0,43	1,68	0,03	8,13	2,58	29,30	9,41	41,00	77,20	15,22	14790
Zircon_157	131	12,30	1008	0,07	12,35	0,46	6,19	12,10	0,46	45,00	11,85	114,70	31,60	122,80	191,00	34,10	13150
Zircon_158	160	11,22	530	0,51	6,30	0,48	2,64	2,32	1,40	10,80	3,62	42,70	16,27	70,10	143,50	29,80	17010
Zircon_162	115	13,20	1106	0,08	14,13	0,25	4,75	10,17	0,60	43,60	12,14	116,10	35,54	135,50	215,70	39,74	14840
Zircon_163	225	12,90	652	0,11	4,96	0,12	0,75	1,74	0,24	11,16	4,51	53,80	20,00	92,90	194,40	37,90	18100
Zircon_164	83	14,15	313	n/d	9,00	0,08	2,03	3,01	0,17	13,20	3,46	32,50	10,08	39,60	63,00	11,59	12010

Anexo 3

	P	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
Zircon_166	146	11,64	446	n/d	7,00	0,03	0,58	2,16	0,12	11,41	3,56	40,40	13,52	59,60	108,10	20,85	14330
Zircon_167	109	11,55	593	0,02	15,58	0,15	3,36	5,77	0,25	27,20	7,34	65,60	19,66	74,80	112,40	20,70	11860
Zircon_168	112	11,30	973	0,03	16,62	0,23	4,17	10,50	0,44	45,80	11,99	109,70	32,16	116,80	170,60	30,88	12210
Zircon_169	n/d	12,62	291	n/d	5,22	0,03	0,44	1,14	0,05	6,50	2,17	26,30	8,66	38,30	73,20	14,54	14780
Zircon_171	18	11,14	364	0,13	3,58	0,15	0,85	1,22	0,46	6,22	2,33	28,40	10,83	50,20	107,40	21,97	18230
Zircon_175	148	13,10	781	0,10	8,40	0,08	0,94	2,54	0,62	16,10	5,80	68,20	24,10	105,90	180,80	35,90	12520
Zircon_180	208	11,00	575	0,02	8,70	0,02	0,84	2,74	0,20	14,70	4,89	53,90	18,20	77,50	134,00	26,40	13230
Zircon_181	170	11,10	584	n/d	4,47	0,00	0,37	1,19	0,31	9,90	3,90	45,30	16,98	83,20	171,40	34,70	17110
Zircon_182_5	37	13,60	607	n/d	9,55	0,03	1,10	2,94	0,09	15,28	5,01	55,00	18,84	80,80	149,80	28,41	15270
Zircon_085_139-9	n/d	14,40	564	n/d	8,68	0,05	0,47	2,64	0,15	14,50	4,41	48,80	16,90	70,10	128,10	26,30	16720
Zircon_086	110	11,50	512	n/d	7,92	0,02	0,78	2,20	0,09	11,70	4,26	45,00	15,95	65,60	121,90	24,28	14760
Zircon_087	74	13,00	300	0,33	6,41	0,21	1,66	2,07	0,59	8,07	2,53	26,70	9,06	38,20	69,60	14,08	14760
Zircon_088	n/d	12,47	459	0,00	7,45	0,04	0,69	2,13	0,07	10,90	3,76	40,60	13,60	58,60	107,50	21,31	14830
Zircon_089	95	13,11	486	n/d	7,29	0,04	0,71	2,15	0,15	12,02	3,91	42,90	14,65	62,60	119,40	23,10	15260
Zircon_090	151	14,30	734	n/d	9,59	0,05	0,96	2,92	0,12	14,68	5,75	62,60	21,47	92,20	183,10	33,80	16400
Zircon_093	255	12,56	297	0,09	7,13	0,09	0,78	1,81	0,17	7,77	2,42	28,30	9,10	39,20	72,10	14,40	15090
Zircon_094	215	13,10	1710	0,29	12,94	0,30	1,64	5,84	0,50	39,00	14,50	157,90	54,90	223,90	394,00	73,10	19920
Zircon_095	92	11,40	372	n/d	7,05	0,06	0,74	2,17	0,09	10,40	3,37	34,20	11,66	48,90	88,90	16,87	15010
Zircon_096	n/d	15,40	541	n/d	7,60	0,03	1,49	2,80	0,05	13,60	4,60	46,90	16,43	71,20	125,10	25,60	14770
Zircon_097_139-9	n/d	13,10	837	n/d	9,71	0,17	3,19	7,66	0,34	33,40	8,81	86,40	26,50	100,60	158,60	31,00	14590

Anexo 4

Sample	Zona Norte La Joya					Santa Rosa				
	129-1-1	129-1-2	129-1-3	129-1-4	129-1-5	129-1-6	139-8-11	139-8-12	139-8-13	139-8-14
SiO ₂	37,58	36,65	37,01	34,97	34,56	36,53	37,24	37,86	33,56	40,65
TiO ₂	1,96	1,98	1,97	1,94	1,94	2,00	0,73	0,77	0,72	0,84
Al ₂ O ₃	16,07	15,04	15,60	14,18	14,31	15,12	14,46	13,60	12,35	16,43
FeO*	9,25	9,04	9,18	9,13	9,31	9,35	4,85	4,84	4,67	4,81
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,20	0,16	0,09	0,15	0,17	0,14	0,19	0,23	0,18
MgO	19,92	19,82	19,86	19,55	19,41	19,75	22,14	21,50	21,31	23,97
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,37	0,41	0,39	0,31	0,37	0,38	0,27	0,27	0,27	0,28
K ₂ O	10,13	9,90	9,97	9,77	9,93	10,05	10,25	9,86	9,84	11,01
V ₂ O ₃	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,04	0,04	0,05	0,03
BaO	0,47	0,46	0,45	0,46	0,51	0,49	0,60	0,56	0,53	0,59
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03
Cl	0,51	0,46	0,50	0,48	0,48	0,49	0,13	0,13	0,13	0,12
O=F										
O=Cl	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,03	0,03	0,03	0,03
Total	96,42	93,94	95,07	90,86	90,95	94,30	90,82	89,59	83,62	98,90
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno										
Si	5,765	5,778	5,764	5,745	5,702	5,765	5,797	5,953	5,734	5,768
Al ^{IV}	2,235	2,222	2,236	2,255	2,298	2,235	2,203	2,047	2,266	2,232
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,905	2,794	2,863	2,746	2,783	2,812	2,654	2,520	2,487	2,748
Fe ^T	1,186	1,192	1,196	1,255	1,285	1,234	0,631	0,636	0,667	0,571
Ti	0,227	0,235	0,231	0,239	0,241	0,237	0,086	0,091	0,093	0,089
Al ^{VI}	0,670	0,573	0,627	0,491	0,485	0,577	0,450	0,472	0,221	0,516
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,019	0,026	0,020	0,013	0,021	0,023	0,019	0,025	0,033	0,021
Mg	4,555	4,659	4,611	4,787	4,775	4,647	5,137	5,039	5,427	5,070
X	5,471	5,494	5,489	5,531	5,522	5,484	5,692	5,628	5,773	5,697
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,111	0,126	0,117	0,099	0,117	0,116	0,081	0,082	0,088	0,077
K	1,982	1,991	1,980	2,048	2,089	2,022	2,036	1,978	2,145	1,994
Sum	2,093	2,117	2,096	2,147	2,206	2,138	2,117	2,060	2,233	2,071
Total	15,564	15,611	15,586	15,678	15,728	15,622	15,809	15,689	16,006	15,768

Anexo 4

Sample	Zona Norte				Zona Central					
	Santa Rosa				183-2					
	139-8-15	139-8-16	139-8-17	139-8-18	193-1-1	193-1-1	193-1-2	193-1-2	193-1-3	193-1-3
SiO ₂	39,23	38,45	39,55	41,06	38,41	34,45	39,22	37,25	38,86	38,05
TiO ₂	0,81	0,82	0,81	0,81	1,28	1,26	1,29	1,27	1,30	1,27
Al ₂ O ₃	15,21	14,35	14,69	15,63	15,42	13,36	16,20	14,65	15,72	15,06
FeO*	4,86	4,83	4,79	4,82	6,08	6,18	6,10	6,07	6,15	6,12
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,16	0,20	0,20	0,15	0,20	0,17	0,18	0,17	0,21
MgO	23,47	23,28	23,65	23,91	22,55	21,24	22,61	22,06	22,47	21,90
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,31	0,32	0,29	0,27	0,23	0,18	0,20	0,19	0,20	0,20
K ₂ O	10,17	10,19	10,18	10,45	10,50	9,98	10,55	10,14	10,33	8,16
V ₂ O ₃	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
BaO	0,60	0,60	0,65	0,62	0,52	0,52	0,54	0,54	0,55	0,52
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Cl	0,11	0,13	0,14	0,13	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21	0,23
O=F										
O=Cl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Total	94,95	93,17	94,98	97,92	95,37	87,60	97,12	92,56	95,99	91,76
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno										
Si	5,802	5,816	5,848	5,866	5,751	5,698	5,751	5,761	5,770	5,849
Al ^{IV}	2,198	2,184	2,152	2,134	2,249	2,302	2,249	2,239	2,230	2,151
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,652	2,558	2,560	2,633	2,722	2,603	2,800	2,671	2,752	2,728
Fe ^T	0,601	0,610	0,592	0,575	0,761	0,854	0,748	0,785	0,764	0,786
Ti	0,090	0,094	0,090	0,087	0,144	0,157	0,142	0,147	0,145	0,147
Al ^{VI}	0,454	0,375	0,408	0,499	0,473	0,301	0,550	0,433	0,522	0,577
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,019	0,021	0,025	0,024	0,019	0,028	0,021	0,023	0,021	0,027
Mg	5,175	5,251	5,212	5,092	5,033	5,236	4,942	5,086	4,975	5,018
X	5,738	5,741	5,736	5,702	5,670	5,721	5,656	5,689	5,664	5,770
Ca	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,088	0,093	0,083	0,074	0,066	0,057	0,057	0,056	0,058	0,058
K	1,918	1,967	1,921	1,904	2,006	2,105	1,973	2,000	1,957	1,601
Sum	2,008	2,060	2,005	1,978	2,073	2,162	2,030	2,056	2,015	1,659
Total	15,746	15,800	15,741	15,681	15,743	15,883	15,686	15,746	15,678	15,429

Anexo 4

Zona Central											
183-2											
Sample	193-1-4	193-1-5	193-1-5	193-1-6	193-1-6	193-1-7	193-3-1	193-3-2	193-3-3	193-3-4	193-3-5
SiO₂	38,24	36,54	37,65	36,16	34,42	36,26	38,17	33,53	39,27	38,57	37,55
TiO₂	1,30	1,32	1,28	1,32	1,25	1,31	0,80	0,77	0,83	0,77	0,78
Al₂O₃	15,41	14,72	14,71	14,60	12,84	14,90	13,68	12,09	14,04	13,48	13,80
FeO*	6,15	6,24	6,05	6,07	6,05	6,05	3,09	2,97	3,06	3,08	3,00
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,18	0,19	0,19	0,24	0,21	0,07	0,07	0,09	0,11	0,17
MgO	22,37	21,57	21,60	21,02	20,77	21,25	23,82	22,40	24,42	24,28	23,08
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na₂O	0,25	0,17	0,23	0,21	0,18	0,17	0,28	0,38	0,38	0,36	0,30
K₂O	10,35	10,47	7,15	10,34	10,12	10,56	9,71	10,05	10,35	10,17	10,26
V₂O₃	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
BaO	0,52	0,52	0,51	0,52	0,53	0,47	0,49	0,44	0,48	0,46	0,48
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
H₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01
Cl	0,20	0,21	0,22	0,22	0,20	0,22	0,19	0,28	0,19	0,18	0,19
O=F											
O=Cl	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
Total	95,00	91,94	89,59	90,67	86,62	91,42	90,30	82,95	93,09	91,50	89,64
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno											
Si	5,752	5,723	5,891	5,737	5,760	5,706	5,832	5,674	5,827	5,833	5,805
Al^{IV}	2,248	2,277	2,109	2,263	2,240	2,294	2,168	2,326	2,173	2,167	2,195
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^T	2,732	2,718	2,713	2,731	2,532	2,764	2,463	2,412	2,456	2,403	2,515
Fe^T	0,774	0,817	0,791	0,805	0,847	0,796	0,394	0,420	0,380	0,389	0,387
Ti	0,147	0,155	0,150	0,158	0,157	0,154	0,092	0,097	0,092	0,087	0,091
Al^{VI}	0,485	0,440	0,604	0,468	0,293	0,470	0,295	0,085	0,283	0,236	0,320
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,022	0,023	0,025	0,025	0,034	0,029	0,009	0,010	0,011	0,015	0,022
Mg	5,017	5,035	5,038	4,972	5,183	4,984	5,427	5,651	5,402	5,475	5,320
X	5,670	5,654	5,817	5,623	5,667	5,637	5,823	5,843	5,787	5,813	5,753
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Na	0,073	0,052	0,068	0,065	0,059	0,051	0,081	0,124	0,110	0,104	0,091
K	1,986	2,091	1,428	2,093	2,160	2,120	1,894	2,171	1,959	1,962	2,024
Sum	2,059	2,143	1,496	2,159	2,218	2,170	1,975	2,295	2,069	2,066	2,116
Total	15,729	15,797	15,314	15,782	15,885	15,807	15,798	16,138	15,856	15,879	15,869

Anexo 4

Zona Central									
183-2									
Sample	193-3-6	193-3c-1	193-3c-2	193-3c-3	193-3c-4	193-3c-5	213-2-1	213-2-10	213-2-11
SiO₂	37,65	38,67	38,60	38,19	34,50	33,11	25,94	38,73	37,64
TiO₂	0,81	0,77	0,78	0,81	0,75	0,76	0,83	0,80	0,76
Al₂O₃	13,59	13,59	13,42	13,17	11,79	11,40	10,27	14,23	13,47
FeO*	3,02	2,96	3,03	3,01	2,99	2,96	2,67	4,88	4,73
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,11	0,08	0,14	0,08	0,05	0,07	0,06	0,13	0,19
MgO	23,93	23,86	23,99	23,95	22,98	22,54	16,36	23,30	23,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,31	0,35	0,31	0,32	0,32	0,34	0,12	0,34	0,28
K₂O	10,44	10,42	10,27	10,26	9,93	9,86	7,11	10,19	10,34
V₂O₃	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
BaO	0,49	0,41	0,41	0,46	0,47	0,40	0,45	0,58	0,63
NiO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
H₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02
Cl	0,16	0,18	0,17	0,16	0,18	0,17	0,32	0,13	0,13
O=F									
O=Cl	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03
Total	90,51	91,31	91,11	90,43	83,95	81,64	64,12	93,31	91,27
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno									
Si	5,773	5,854	5,856	5,846	5,744	5,692	5,673	5,846	5,835
Al^{IV}	2,227	2,146	2,144	2,154	2,256	2,308	2,327	2,154	2,165
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^T	2,455	2,424	2,399	2,375	2,315	2,310	2,647	2,531	2,461
Fe^T	0,387	0,375	0,384	0,386	0,417	0,425	0,488	0,616	0,613
Ti	0,093	0,088	0,089	0,093	0,093	0,099	0,137	0,091	0,089
Al^{VI}	0,228	0,278	0,255	0,221	0,059	0,001	0,320	0,378	0,296
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,014	0,011	0,018	0,010	0,006	0,010	0,011	0,016	0,024
Mg	5,470	5,383	5,425	5,467	5,705	5,775	5,334	5,244	5,331
X	5,805	5,759	5,787	5,791	5,864	5,884	5,801	5,729	5,740
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,092	0,103	0,090	0,094	0,104	0,114	0,053	0,100	0,083
K	2,041	2,012	1,987	2,004	2,109	2,161	1,985	1,962	2,045
Sum	2,133	2,115	2,077	2,098	2,213	2,275	2,037	2,061	2,128
Total	15,939	15,874	15,865	15,889	16,077	16,159	15,838	15,790	15,868

Anexo 4

Zona Central									
183-2									
Sample	213-2-12	213-2-13	213-2-14	213-2-2	213-2-3	213-2-4	213-2-7	213-2-8	213-2-9
SiO ₂	36,83	38,83	39,60	38,71	37,23	31,26	38,95	39,56	39,04
TiO ₂	0,75	0,73	0,78	1,23	1,24	1,24	0,81	0,83	0,79
Al ₂ O ₃	13,43	13,93	15,03	14,41	14,96	12,42	15,10	14,79	14,06
FeO*	4,77	4,77	4,76	4,01	3,63	3,43	4,85	4,81	4,72
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,12	0,19	0,10	0,09	0,12	0,17	0,24	0,16
MgO	22,87	23,48	23,62	23,36	23,46	21,09	23,32	23,53	23,11
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,30	0,25	0,29	0,08	0,11	0,13	0,29	0,34	0,29
K ₂ O	10,12	10,10	10,12	10,47	10,71	10,24	10,18	10,17	10,21
V ₂ O ₃	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05
BaO	0,65	0,68	0,70	0,64	0,57	0,59	0,64	0,62	0,57
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02
Cl	0,13	0,12	0,13	0,28	1,63	0,80	0,14	0,12	0,12
O=F									
O=Cl	0,03	0,03	0,03	0,06	0,37	0,18	0,03	0,03	0,03
Total	90,03	93,02	95,24	93,31	93,31	81,21	94,47	95,05	93,11
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno									
Si	5,796	5,873	5,833	5,805	5,648	5,511	5,798	5,847	5,892
Al ^{IV}	2,204	2,127	2,167	2,195	2,352	2,489	2,202	2,153	2,108
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,491	2,483	2,609	2,547	2,675	2,579	2,650	2,575	2,501
Fe ^T	0,628	0,603	0,586	0,503	0,460	0,506	0,604	0,595	0,596
Ti	0,089	0,083	0,086	0,138	0,142	0,164	0,091	0,092	0,090
Al ^{VI}	0,287	0,356	0,442	0,352	0,323	0,090	0,448	0,422	0,394
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,020	0,015	0,023	0,013	0,012	0,018	0,022	0,029	0,020
Mg	5,367	5,295	5,187	5,223	5,306	5,541	5,175	5,184	5,199
X	5,764	5,749	5,739	5,726	5,782	5,813	5,736	5,727	5,702
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,093	0,072	0,084	0,024	0,032	0,045	0,085	0,098	0,084
K	2,031	1,948	1,902	2,004	2,072	2,302	1,934	1,917	1,966
Sum	2,124	2,021	1,986	2,028	2,104	2,347	2,018	2,015	2,050
Total	15,888	15,770	15,725	15,754	15,886	16,160	15,754	15,742	15,752

Anexo 4

Zona Central									
La Ofelia									
Sample	216-1b-1	216-1b-2	216-1b-3	216-1b-4	216-1b-5	216-1b-6	216-1c-1	216-1c-2	216-1c-3
SiO ₂	38,26	37,42	35,16	35,26	35,30	35,20	36,13	37,05	37,86
TiO ₂	1,80	1,76	1,76	1,79	1,78	1,80	1,63	1,64	1,61
Al ₂ O ₃	15,99	15,56	14,56	14,94	14,99	14,63	14,23	14,79	14,74
FeO*	6,30	6,22	6,16	6,18	6,39	6,32	6,07	5,91	5,95
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,25	0,24	0,22	0,24	0,27	0,24	0,23	0,23	0,23
MgO	21,78	21,46	20,85	20,48	21,47	21,14	21,33	21,37	21,54
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,24	0,26	0,29	0,22	0,24	0,24	0,21	0,21	0,24
K ₂ O	10,53	10,49	9,97	10,46	10,26	10,33	10,37	10,53	10,48
V ₂ O ₃	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,06
BaO	0,47	0,46	0,47	0,44	0,46	0,50	0,48	0,42	0,48
NiO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
Cl	0,28	0,29	0,29	0,30	0,30	0,29	0,28	0,31	0,30
O=F									
O=Cl	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07
Total	95,94	94,17	89,74	90,33	91,47	90,73	90,97	92,46	93,42
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno									
Si	5,712	5,703	5,653	5,642	5,587	5,621	5,722	5,744	5,798
Al ^{IV}	2,288	2,297	2,347	2,358	2,413	2,379	2,278	2,256	2,202
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,813	2,795	2,758	2,818	2,797	2,753	2,656	2,703	2,660
Fe ^T	0,787	0,793	0,828	0,827	0,846	0,845	0,805	0,766	0,762
Ti	0,202	0,201	0,212	0,216	0,211	0,216	0,194	0,192	0,185
Al ^{VI}	0,526	0,498	0,411	0,460	0,384	0,374	0,378	0,447	0,459
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,031	0,031	0,030	0,032	0,037	0,032	0,031	0,030	0,030
Mg	4,846	4,876	4,997	4,887	5,064	5,033	5,036	4,939	4,917
X	5,605	5,606	5,651	5,595	5,696	5,655	5,639	5,608	5,591
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Na	0,071	0,077	0,090	0,070	0,072	0,074	0,065	0,064	0,070
K	2,006	2,038	2,044	2,135	2,071	2,105	2,096	2,083	2,047
Sum	2,076	2,116	2,135	2,204	2,143	2,182	2,161	2,147	2,117
Total	15,682	15,722	15,785	15,799	15,839	15,836	15,800	15,754	15,708

Anexo 4

Zona Central								
La Ofelia		La Presa						
Sample	216-1c-5	AYQ27-1	AYQ27-11	AYQ27-12	AYQ27-13	AYQ27-14	AYQ27-15	AYQ27-16
SiO₂	36,05	31,15	31,45	35,53	30,12	30,11	32,54	29,84
TiO₂	1,62	3,36	3,11	3,20	3,11	3,13	3,26	3,12
Al₂O₃	14,08	11,95	12,31	14,04	11,42	11,85	12,81	11,82
FeO*	6,07	18,12	15,65	16,03	16,83	18,09	16,54	18,26
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,30	0,06	0,10	0,14	0,13	0,09	0,08	0,15
MgO	21,01	12,02	11,68	12,67	12,10	11,74	12,13	11,51
CaO	0,00	0,21	1,60	1,11	0,93	0,51	0,42	0,47
Na₂O	0,26	0,16	0,09	0,11	0,10	0,16	0,13	0,14
K₂O	10,45	6,41	5,49	5,85	5,54	5,71	5,93	5,82
V₂O₃	0,06	0,16	0,15	0,14	0,15	0,16	0,13	0,16
BaO	0,48	0,14	0,10	0,14	0,13	0,13	0,16	0,14
NiO	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
H₂O	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cl	0,29	1,14	1,25	1,44	1,18	1,27	1,66	1,39
O=F								
O=Cl	0,06	0,26	0,28	0,32	0,27	0,29	0,37	0,31
Total	90,59	84,61	82,71	90,10	81,49	82,68	85,42	82,49
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno								
Si	5,741	6,171	6,162	6,259	6,134	6,136	6,210	6,132
Al^{IV}	2,259	1,829	1,838	1,741	1,866	1,864	1,790	1,868
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^T	2,643	2,789	2,843	2,914	2,741	2,846	2,881	2,863
Fe^T	0,809	3,001	2,564	2,362	2,867	3,083	2,640	3,139
Ti	0,193	0,500	0,458	0,424	0,477	0,480	0,468	0,482
Al^{VI}	0,384	0,960	1,005	1,173	0,875	0,981	1,090	0,996
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,040	0,011	0,016	0,020	0,023	0,016	0,013	0,026
Mg	4,988	3,549	3,412	3,328	3,674	3,567	3,452	3,528
X	5,606	5,020	4,891	4,945	5,048	5,044	5,023	5,031
Ca	0,000	0,044	0,336	0,210	0,203	0,112	0,085	0,103
Na	0,079	0,060	0,034	0,038	0,039	0,065	0,049	0,054
K	2,124	1,619	1,372	1,314	1,438	1,485	1,444	1,525
Sum	2,203	1,722	1,742	1,562	1,681	1,662	1,579	1,682
Total	15,810	14,742	14,633	14,507	14,729	14,706	14,601	14,713

Anexo 4

Zona Central							
La Presa							
Sample	AYQ27-17	AYQ27-18	AYQ27-2	AYQ27-3	AYQ27-4	AYQ27-5	AYQ27-6
SiO ₂	31,12	30,20	34,22	33,92	32,25	34,82	33,09
TiO ₂	3,37	3,34	3,37	3,37	3,29	3,41	3,33
Al ₂ O ₃	12,03	11,79	12,69	12,80	11,79	13,01	12,22
FeO*	18,64	18,11	18,24	17,64	17,25	18,69	18,40
FeO	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,11	0,11	0,19	0,17	0,15	0,12	0,08
MgO	11,14	10,98	12,55	12,62	11,86	12,55	11,97
CaO	0,36	0,59	0,20	0,21	0,18	0,24	0,28
Na ₂ O	0,21	0,14	0,15	0,20	0,14	0,14	0,24
K ₂ O	5,98	5,76	7,45	7,03	6,62	6,85	6,65
V ₂ O ₃	0,16	0,14	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15
BaO	0,12	0,11	0,14	0,16	0,10	0,14	0,09
NiO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	1,32	1,69	1,30	1,43	1,37	1,37	1,27
O=F							
O=Cl	0,30	0,38	0,29	0,32	0,31	0,31	0,29
Total	84,25	82,59	90,38	89,39	84,85	91,21	87,51
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno							
Si	6,235	6,192	6,269	6,242	6,291	6,304	6,297
Al ^{IV}	1,765	1,808	1,731	1,758	1,709	1,696	1,703
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,840	2,849	2,740	2,776	2,710	2,776	2,740
Fe ^T	3,123	3,105	2,794	2,714	2,813	2,831	2,929
Ti	0,507	0,514	0,464	0,466	0,482	0,464	0,477
Al ^{VI}	1,076	1,042	1,009	1,017	1,000	1,081	1,037
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,018	0,019	0,030	0,026	0,025	0,018	0,013
Mg	3,328	3,355	3,429	3,463	3,448	3,387	3,395
X	4,929	4,931	4,931	4,972	4,956	4,950	4,922
Ca	0,077	0,130	0,039	0,042	0,038	0,046	0,057
Na	0,080	0,057	0,054	0,071	0,054	0,049	0,087
K	1,527	1,507	1,741	1,650	1,648	1,582	1,615
Sum	1,684	1,694	1,834	1,762	1,740	1,678	1,759
Total	14,613	14,624	14,765	14,734	14,696	14,628	14,681

Anexo 4

Zona Central						
La Panchita						
Sample	AYQ20-3-10	AYQ20-3-11	AYQ20-3-12	AYQ20-3-13	AYQ20-3-14	AYQ20-3-9
SiO ₂	39,40	39,28	40,16	40,40	40,33	39,60
TiO ₂	1,03	1,04	0,54	0,42	0,51	1,11
Al ₂ O ₃	13,62	14,11	13,01	13,41	12,87	13,90
FeO*	11,66	12,18	10,70	10,71	10,86	12,00
FeO	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
MnO	0,09	0,13	0,14	0,11	0,10	0,13
MgO	20,30	20,07	21,16	21,38	21,12	20,17
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,08
K ₂ O	9,28	10,47	10,42	8,77	10,44	7,28
V ₂ O ₃	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,06
BaO	0,05	0,18	0,14	0,10	0,09	0,07
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
Cl	0,82	0,85	0,84	0,81	0,89	0,82
O=F						
O=Cl	0,18	0,19	0,19	0,18	0,20	0,18
Total	96,23	98,27	97,03	96,03	97,14	95,03
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno						
Si	6,155	6,088	6,196	6,223	6,224	6,205
Al ^{IV}	1,845	1,912	1,804	1,777	1,776	1,795
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,508	2,578	2,366	2,434	2,341	2,567
Fe ^T	1,523	1,579	1,381	1,380	1,402	1,572
Ti	0,121	0,121	0,063	0,049	0,059	0,131
Al ^{VI}	0,663	0,666	0,563	0,656	0,566	0,771
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,012	0,017	0,018	0,014	0,013	0,017
Mg	4,728	4,636	4,867	4,911	4,858	4,712
X	5,524	5,440	5,511	5,630	5,495	5,632
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Na	0,022	0,023	0,019	0,022	0,019	0,023
K	1,849	2,070	2,052	1,724	2,055	1,456
Sum	1,873	2,093	2,071	1,746	2,077	1,479
Total	15,397	15,533	15,582	15,376	15,573	15,111

Anexo 4

Zona Central							
La Panchita							
Sample	AYQ24P-1	AYQ24P-2	AYQ24P-3	AYQ24P-4	AYQ24P-5	AYQ24P-6	AYQ24P-7
SiO ₂	37,55	36,54	38,10	37,63	38,02	37,54	38,67
TiO ₂	2,52	2,57	2,56	2,64	2,57	2,57	2,59
Al ₂ O ₃	13,08	12,07	13,17	13,02	12,80	12,90	13,08
FeO*	7,98	7,79	8,02	8,19	7,98	7,88	7,98
FeO	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,22	0,20	0,19	0,26	0,27	0,21	0,23
MgO	20,69	20,58	20,90	19,80	20,62	20,69	20,84
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,18	0,22	0,19	0,09	0,15	0,17	0,19
K ₂ O	10,27	10,43	10,24	8,75	10,13	10,10	10,36
V ₂ O ₃	0,11	0,10	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11
BaO	0,52	0,47	0,52	0,49	0,49	0,55	0,51
NiO	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
F	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02
Cl	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,18
O=F							
O=Cl	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	93,29	91,12	94,16	91,15	93,25	92,86	94,69
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno							
Si	5,898	5,901	5,917	6,001	5,959	5,913	5,963
Al ^{IV}	2,102	2,099	2,083	1,999	2,041	2,087	2,037
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,422	2,297	2,411	2,447	2,365	2,396	2,376
Fe ^T	1,048	1,052	1,041	1,092	1,046	1,038	1,028
Ti	0,298	0,312	0,299	0,316	0,303	0,304	0,301
Al ^{VI}	0,320	0,198	0,328	0,449	0,324	0,309	0,339
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,029	0,027	0,025	0,036	0,035	0,028	0,030
Mg	4,845	4,954	4,838	4,709	4,818	4,858	4,791
X	5,492	5,490	5,490	5,510	5,480	5,499	5,460
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,054	0,068	0,058	0,029	0,044	0,051	0,057
K	2,059	2,148	2,030	1,780	2,025	2,030	2,038
Sum	2,112	2,217	2,087	1,809	2,070	2,081	2,095
Total	15,605	15,708	15,577	15,319	15,550	15,580	15,555

Anexo 4

Sample	Zona Central					OC22-4AB		
	La Panchita							
	PA-1B-10	PA-1B-6	PA-1B-7	PA-1B-8	PA-1B-9	203-10-1	203-10-2	203-10-3
SiO ₂	40,20	40,49	40,35	40,35	40,30	39,76	39,78	41,15
TiO ₂	0,91	0,97	0,95	0,95	0,96	0,19	0,19	0,22
Al ₂ O ₃	14,12	14,04	13,94	13,90	14,13	13,82	13,37	15,01
FeO*	9,45	9,27	9,40	9,55	9,44	1,44	1,52	1,58
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,19	0,20	0,19	0,25	0,21	0,05	0,06	0,05
MgO	21,52	21,56	21,25	21,39	21,41	25,12	25,25	25,69
CaO	0,06	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,11	0,10	0,09
K ₂ O	8,88	10,71	6,65	7,23	8,79	11,02	11,09	11,13
V ₂ O ₃	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,02	0,01	0,02
BaO	0,42	0,45	0,49	0,46	0,44	0,15	0,16	0,12
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Cl	0,42	0,41	0,44	0,48	0,46	0,21	0,20	0,18
O=F								
O=Cl	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,05	0,05	0,04
Total	96,16	98,13	93,63	94,53	96,16	91,84	91,68	95,22
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno								
Si	6,103	6,074	6,204	6,180	6,115	5,873	5,897	5,849
Al ^{IV}	1,897	1,926	1,796	1,820	1,885	2,127	2,103	2,151
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al T	2,526	2,481	2,526	2,509	2,527	2,407	2,335	2,515
Fe T	1,200	1,163	1,209	1,223	1,198	0,178	0,188	0,187
Ti	0,103	0,109	0,110	0,109	0,109	0,021	0,021	0,024
Al ^{VI}	0,629	0,555	0,729	0,689	0,643	0,279	0,233	0,364
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,024	0,025	0,024	0,032	0,027	0,006	0,007	0,006
Mg	4,870	4,820	4,870	4,883	4,843	5,532	5,579	5,444
X	5,627	5,509	5,733	5,713	5,622	5,838	5,840	5,838
Ca	0,009	0,008	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,012	0,008	0,005	0,012	0,007	0,032	0,030	0,026
K	1,719	2,050	1,304	1,413	1,702	2,077	2,097	2,018
Sum	1,740	2,066	1,311	1,427	1,709	2,109	2,127	2,045
Total	15,367	15,576	15,044	15,140	15,331	15,947	15,967	15,883

Anexo 4

Zona Central										
OC22-4AB										
Sample	203-10-4	203-10-6	203-10-7	203-1-1	203-1-10	203-1-11	203-1-12	203-1-13	203-1-14	203-1-15
SiO₂	40,17	41,12	41,71	37,22	37,21	38,14	38,35	37,74	39,32	39,65
TiO₂	0,20	0,17	0,15	0,64	0,19	0,18	0,15	0,17	0,16	0,17
Al₂O₃	13,73	14,03	14,14	13,81	12,09	12,49	12,27	12,86	12,82	13,07
FeO*	1,43	1,46	1,41	3,40	1,53	1,48	1,43	1,48	1,41	1,45
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,01	0,00	0,09	0,03	0,01	0,01	0,06	0,00	0,05	0,03
MgO	25,71	25,81	26,19	22,91	24,33	25,03	25,03	24,49	25,35	25,39
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na₂O	0,10	0,11	0,11	0,23	0,14	0,11	0,12	0,10	0,13	0,11
K₂O	11,39	11,12	11,16	10,85	10,80	10,72	10,85	10,85	10,86	10,95
V₂O₃	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,14	0,15	0,19	0,23	0,20	0,16	0,17	0,20	0,16	0,12
NiO	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
H₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02
Cl	0,20	0,21	0,20	0,10	0,20	0,21	0,20	0,22	0,19	0,19
O=F										
O=Cl	0,04	0,05	0,05	0,02	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
Total	93,07	94,15	95,37	89,45	86,69	88,53	88,61	88,07	90,45	91,11
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno										
Si	5,865	5,911	5,916	5,797	5,870	5,868	5,896	5,843	5,904	5,906
Al^{IV}	2,135	2,089	2,084	2,203	2,130	2,132	2,104	2,157	2,096	2,094
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al^T	2,363	2,377	2,364	2,535	2,247	2,265	2,223	2,347	2,269	2,294
Fe^T	0,175	0,176	0,168	0,442	0,202	0,190	0,183	0,192	0,177	0,181
Ti	0,022	0,018	0,016	0,075	0,022	0,021	0,018	0,019	0,019	0,019
Al^{VI}	0,228	0,288	0,280	0,332	0,116	0,134	0,119	0,190	0,173	0,201
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,011	0,004	0,002	0,002	0,008	0,001	0,007	0,003
Mg	5,596	5,531	5,538	5,320	5,721	5,741	5,737	5,654	5,674	5,639
X	5,846	5,837	5,845	5,730	5,861	5,897	5,882	5,864	5,872	5,862
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,029	0,030	0,031	0,070	0,044	0,034	0,035	0,029	0,038	0,031
K	2,121	2,040	2,020	2,156	2,173	2,105	2,128	2,143	2,081	2,080
Sum	2,150	2,070	2,051	2,226	2,216	2,139	2,163	2,172	2,120	2,112
Total	15,996	15,907	15,896	15,957	16,078	16,036	16,044	16,037	15,993	15,973

Anexo 4

Zona Central										
OC22-4AB										
Sample	203-1-2	203-1-3	203-1-4	203-1-5	203-1-6	203-1-7	203-1-9	203-8-1	203-8-14	203-8-15
SiO₂	36,80	38,56	41,32	39,46	39,86	39,48	37,97	39,74	40,28	39,74
TiO₂	0,68	0,66	0,71	0,70	0,71	0,64	0,18	1,23	1,25	1,25
Al₂O₃	13,44	13,46	14,88	13,83	13,64	13,75	12,21	15,03	15,63	15,13
FeO*	3,32	3,44	3,48	3,46	3,44	3,30	1,46	1,42	4,12	4,11
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,00	0,03	0,06	0,04	0,02	0,02	0,06	0,09	0,07	0,12
MgO	22,65	23,71	24,49	23,66	24,19	23,92	24,96	25,13	23,61	23,27
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,22	0,26	0,27	0,25	0,15	0,23	0,15	0,14	0,12	0,10
K₂O	10,92	10,82	10,77	10,86	10,92	10,85	10,85	10,79	10,73	10,69
V₂O₃	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,07	0,05	0,06
BaO	0,23	0,18	0,27	0,14	0,18	0,12	0,21	1,15	0,59	0,61
NiO	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H₂O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Cl	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,20	0,19	0,27	0,28
O=F										
O=Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,06	0,06
Total	88,40	91,25	96,34	92,52	93,22	92,41	88,23	94,94	96,67	95,30
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno										
Si	5,805	5,869	5,910	5,907	5,918	5,903	5,874	5,716	5,809	5,825
Al^{IV}	2,195	2,131	2,090	2,093	2,082	2,097	2,126	2,284	2,191	2,175
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al T	2,499	2,414	2,509	2,439	2,387	2,423	2,226	2,549	2,657	2,614
Fe T	0,438	0,438	0,416	0,433	0,427	0,412	0,189	0,171	0,497	0,504
Ti	0,081	0,076	0,076	0,079	0,079	0,072	0,021	0,133	0,135	0,137
Al^{VI}	0,304	0,283	0,419	0,346	0,305	0,327	0,100	0,265	0,466	0,439
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,004	0,007	0,005	0,002	0,003	0,008	0,010	0,008	0,015
Mg	5,328	5,381	5,221	5,280	5,355	5,333	5,756	5,389	5,076	5,085
X	5,713	5,744	5,722	5,709	5,741	5,734	5,885	5,797	5,685	5,677
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,066	0,075	0,075	0,072	0,042	0,067	0,045	0,038	0,034	0,029
K	2,198	2,102	1,965	2,074	2,069	2,069	2,142	1,980	1,973	1,999
Sum	2,264	2,177	2,039	2,146	2,111	2,137	2,187	2,018	2,008	2,028
Total	15,977	15,921	15,762	15,855	15,852	15,871	16,072	15,815	15,693	15,704

Anexo 4

Zona Central										
OC22-4AB										
Sample	203-8-16	203-8-17	203-8-18	203-8-19	203-8-2	203-8-20	203-8-3	203-8-4	203-8-5	203-8-6
SiO ₂	39,51	39,43	37,87	38,79	39,54	38,68	39,54	40,43	36,92	38,29
TiO ₂	1,25	1,25	1,29	1,25	1,30	1,24	1,16	1,15	1,23	1,16
Al ₂ O ₃	15,07	15,34	14,69	14,65	15,35	15,07	14,42	14,38	13,16	13,20
FeO*	4,10	4,10	4,04	4,02	1,47	4,09	1,44	1,38	1,43	1,40
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,09	0,07	0,08	0,09	0,06	0,05	0,08	0,08	0,06
MgO	23,40	23,33	22,48	23,12	25,00	23,15	25,16	25,38	24,47	24,92
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,15	0,13	0,08	0,11	0,18	0,12	0,17	0,10	0,19	0,14
K ₂ O	10,82	10,88	10,90	10,78	10,62	10,77	10,61	9,80	10,40	10,29
V ₂ O ₃	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06
BaO	0,61	0,61	0,62	0,57	1,18	0,58	1,29	1,45	1,08	1,38
NiO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03
Cl	0,27	0,27	0,27	0,27	0,19	0,26	0,19	0,19	0,19	0,20
O=F										
O=Cl	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	95,25	95,44	92,31	93,64	94,94	94,02	94,05	94,38	89,16	91,07
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno										
Si	5,803	5,781	5,765	5,800	5,688	5,763	5,748	5,818	5,689	5,764
Al ^{IV}	2,197	2,219	2,235	2,200	2,312	2,237	2,252	2,182	2,311	2,236
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,608	2,651	2,635	2,581	2,601	2,645	2,470	2,439	2,390	2,342
Fe ^T	0,503	0,502	0,514	0,503	0,177	0,510	0,175	0,166	0,185	0,176
Ti	0,138	0,138	0,148	0,141	0,141	0,139	0,126	0,124	0,142	0,132
Al ^{VI}	0,411	0,432	0,400	0,381	0,289	0,408	0,218	0,257	0,079	0,106
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,006	0,011	0,009	0,010	0,010	0,007	0,006	0,010	0,010	0,007
Mg	5,123	5,100	5,101	5,155	5,360	5,141	5,453	5,445	5,621	5,592
X	5,679	5,681	5,657	5,686	5,800	5,695	5,803	5,836	5,852	5,837
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,042	0,036	0,023	0,032	0,050	0,035	0,048	0,029	0,056	0,041
K	2,027	2,034	2,117	2,056	1,948	2,046	1,967	1,799	2,044	1,976
Sum	2,071	2,070	2,140	2,088	1,998	2,081	2,016	1,829	2,100	2,017
Total	15,749	15,751	15,797	15,775	15,798	15,776	15,819	15,665	15,952	15,854

Anexo 4

Zona Central

OC22-4AB

Sample	203-8-7	203-8-8-10	203-8-8-11	203-8-8-12	203-8-8-13	203-8-8-14	203-8-8-9
SiO₂	41,44	34,40	35,79	37,64	37,83	35,79	39,10
TiO₂	1,25	1,19	1,13	1,16	1,17	1,12	1,21
Al₂O₃	15,92	12,40	12,63	13,34	13,36	12,19	14,02
FeO*	1,40	1,45	1,40	1,42	1,46	1,40	1,41
FeO	-	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,06	0,07	0,03	0,06	0,08	0,05	0,05
MgO	25,65	23,37	23,91	24,47	24,35	23,23	25,14
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,14	0,15	0,16	0,16	0,15	0,12	0,12
K₂O	10,71	10,00	10,04	10,06	10,25	10,25	10,15
V₂O₃	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06
BaO	1,13	1,34	1,45	1,42	1,32	1,50	1,42
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
H₂O	-	-	-	-	-	-	-
F	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03
Cl	0,19	0,18	0,19	0,19	0,19	0,21	0,19
O=F							
O=Cl	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Total	97,92	84,57	86,77	89,94	90,18	85,89	92,84
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno							
Si	5,747	5,627	5,687	5,739	5,754	5,757	5,754
Al^{IV}	2,253	2,373	2,313	2,261	2,246	2,243	2,246
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al T	2,602	2,391	2,365	2,397	2,394	2,311	2,431
Fe T	0,162	0,198	0,186	0,181	0,186	0,188	0,173
Ti	0,130	0,146	0,135	0,133	0,134	0,136	0,134
Al^{VI}	0,349	0,018	0,052	0,135	0,148	0,068	0,185
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,007	0,009	0,004	0,008	0,010	0,007	0,006
Mg	5,303	5,699	5,664	5,562	5,521	5,570	5,514
X	5,789	5,871	5,856	5,838	5,813	5,781	5,839
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,037	0,046	0,048	0,047	0,044	0,036	0,035
K	1,894	2,087	2,035	1,957	1,990	2,102	1,905
Sum	1,931	2,134	2,084	2,004	2,034	2,138	1,939
Total	15,720	16,005	15,940	15,842	15,847	15,919	15,779

Anexo 4

Zona Central							
Gneis							
Sample	AYQ17-7-1	AYQ17-7-1	AYQ17-7-11	AYQ17-7-12	AYQ17-7-13	AYQ17-7-2	AYQ17-7-3
SiO ₂	35,84	35,84	33,78	33,83	32,85	36,34	36,26
TiO ₂	5,39	5,39	5,79	5,79	5,84	5,69	5,88
Al ₂ O ₃	13,02	13,02	11,50	11,67	11,71	13,57	13,36
FeO*	18,39	18,39	18,23	18,42	18,28	18,15	17,80
FeO	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,18	0,18	0,15	0,08	0,08	0,17	0,09
MgO	12,20	12,20	11,40	12,44	12,20	12,72	12,10
CaO	0,23	0,23	0,34	0,07	0,09	0,21	0,26
Na ₂ O	0,07	0,07	0,16	0,19	0,17	0,12	0,11
K ₂ O	6,76	6,76	6,79	8,36	8,46	7,37	7,43
V ₂ O ₃	0,24	0,24	0,24	0,25	0,26	0,25	0,23
BaO	0,38	0,38	0,40	0,47	0,47	0,38	0,48
NiO	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01	0,00
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01
Cl	0,81	0,81	0,71	0,76	0,71	0,76	0,79
O=F							
O=Cl	0,18	0,18	0,16	0,17	0,16	0,17	0,18
Total	93,37	93,37	89,38	92,20	90,99	95,57	94,61
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno							
Si	6,253	6,253	6,250	6,123	6,050	6,165	6,206
Al ^{IV}	1,747	1,747	1,750	1,877	1,950	1,835	1,794
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,677	2,677	2,508	2,488	2,541	2,713	2,695
Fe ^T	2,684	2,684	2,821	2,787	2,815	2,575	2,548
Ti	0,708	0,708	0,805	0,787	0,809	0,726	0,757
Al ^{VI}	0,930	0,930	0,759	0,612	0,592	0,879	0,901
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,026	0,026	0,024	0,012	0,013	0,024	0,013
Mg	3,174	3,174	3,144	3,356	3,348	3,216	3,086
X	4,838	4,838	4,731	4,767	4,762	4,844	4,757
Ca	0,043	0,043	0,067	0,014	0,017	0,039	0,047
Na	0,024	0,024	0,056	0,067	0,062	0,039	0,037
K	1,504	1,504	1,603	1,931	1,988	1,595	1,622
Sum	1,571	1,571	1,726	2,012	2,066	1,673	1,707
Total	14,409	14,409	14,457	14,779	14,828	14,518	14,463

Anexo 4

Zona Central						
Gneis						
Sample	AYQ17-7-4	AYQ17-7-5	AYQ17-7-6	AYQ17-7-4	AYQ17-7-8	AYQ17-7-9
SiO₂	36,89	36,02	32,30	36,89	34,90	34,30
TiO₂	5,75	5,37	5,78	5,75	5,68	5,58
Al₂O₃	13,29	13,42	11,89	13,29	11,40	11,84
FeO*	17,97	17,83	18,31	17,97	18,09	18,03
FeO	-	-	-	-	-	-
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-
MnO	0,13	0,06	0,12	0,13	0,09	0,05
MgO	12,37	12,46	11,56	12,37	12,16	12,01
CaO	0,21	0,36	0,54	0,21	0,21	0,23
Na₂O	0,08	0,15	0,07	0,08	0,15	0,13
K₂O	7,57	6,56	5,36	7,57	6,84	7,07
V₂O₃	0,23	0,22	0,25	0,23	0,26	0,25
BaO	0,36	0,41	0,40	0,36	0,50	0,36
NiO	0,02	0,04	0,05	0,02	0,01	0,05
H₂O	-	-	-	-	-	-
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cl	0,72	0,81	0,72	0,72	0,70	0,70
O=F						
O=Cl	0,16	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16
Total	95,45	93,53	87,18	95,45	90,82	90,44
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno						
Si	6,247	6,215	6,123	6,247	6,305	6,232
Al^{IV}	1,753	1,785	1,877	1,753	1,695	1,768
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al T	2,652	2,729	2,656	2,652	2,427	2,536
Fe T	2,545	2,573	2,903	2,545	2,733	2,740
Ti	0,732	0,697	0,825	0,732	0,771	0,763
Al^{VI}	0,900	0,944	0,779	0,900	0,732	0,768
Fe⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,018	0,008	0,019	0,018	0,014	0,008
Mg	3,124	3,206	3,267	3,124	3,275	3,252
X	4,774	4,855	4,889	4,774	4,792	4,791
Ca	0,039	0,066	0,110	0,039	0,040	0,044
Na	0,025	0,049	0,025	0,025	0,051	0,044
K	1,635	1,444	1,295	1,635	1,576	1,639
Sum	1,699	1,559	1,429	1,699	1,667	1,728
Total	14,473	14,414	14,319	14,473	14,459	14,519

Anexo 4

Zona Norte									
El Muerto									
Sample	Mue B1	Mue B2	Mue B3	Mue B4	Mue B5	Mue B6	Mue B7	Mue B8	Mue B9
SiO ₂	37,69	37,73	37,55	37,10	37,06	36,84	37,46	37,43	37,51
TiO ₂	1,63	1,74	1,55	1,41	1,61	1,39	1,48	1,48	1,46
Al ₂ O ₃	14,61	14,88	14,17	14,50	14,83	14,51	14,64	13,83	14,14
FeO*	17,35	16,83	17,60	17,82	16,96	16,95	18,77	18,23	18,93
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,54	0,53	0,47	0,48	0,53	0,52	0,58	0,59	0,43
MgO	13,14	13,09	13,37	13,17	12,94	12,83	12,19	12,40	12,74
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,07	0,09	0,11	0,07	0,07	0,14	0,10	0,09	0,10
K ₂ O	9,39	9,22	9,18	9,16	9,35	9,19	9,52	9,16	9,30
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	3,93	3,93	3,91	3,89	3,92	3,85	3,91	3,86	3,91
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,35	98,04	97,91	97,60	97,27	96,22	98,65	97,07	98,52
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno									
Si	6,390	6,370	6,415	6,381	6,343	6,382	6,445	6,512	6,467
Al ^{IV}	1,610	1,630	1,585	1,619	1,657	1,618	1,555	1,488	1,533
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,919	2,961	2,853	2,939	2,992	2,963	2,969	2,836	2,873
Fe ^T	2,460	2,376	2,515	2,563	2,428	2,456	2,701	2,652	2,729
Ti	0,208	0,221	0,199	0,182	0,207	0,181	0,192	0,194	0,189
Al ^{VI}	1,309	1,330	1,268	1,321	1,335	1,345	1,414	1,348	1,341
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,078	0,076	0,068	0,070	0,077	0,076	0,085	0,087	0,063
Mg	3,321	3,294	3,405	3,377	3,302	3,314	3,127	3,216	3,275
X	4,916	4,921	4,941	4,950	4,921	4,916	4,817	4,845	4,867
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,023	0,029	0,036	0,023	0,023	0,047	0,033	0,030	0,033
K	2,031	1,986	2,001	2,010	2,042	2,031	2,090	2,033	2,046
Sum	2,054	2,015	2,037	2,033	2,065	2,078	2,123	2,063	2,079
Total	14,970	14,937	14,978	14,983	14,986	14,994	14,940	14,908	14,946

Anexo 4

Zona Norte									
El Muerto									
Sample	Mue B10	Mue B11	Mue B12	Mue B13	Mue B14	Mue B15	Mue B16	Mue B17	Mue B18
SiO ₂	37,89	37,31	37,47	37,28	37,56	37,07	37,16	36,61	37,61
TiO ₂	1,41	1,36	1,23	1,29	1,10	1,22	0,77	0,85	1,40
Al ₂ O ₃	14,33	14,63	14,94	15,12	15,42	14,86	15,43	15,66	15,01
FeO*	18,66	18,46	19,10	18,07	18,27	18,53	18,87	18,78	18,71
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,51	0,50	0,54	0,58	0,57	0,63	0,59	0,57	0,49
MgO	13,08	12,50	11,99	12,28	11,67	11,93	12,03	11,83	11,97
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,16	0,12	0,07	0,08	0,09	0,06	0,08	0,06	0,04
K ₂ O	9,55	9,57	9,45	9,41	9,44	9,41	9,47	9,23	9,61
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	3,95	3,90	3,91	3,90	3,91	3,88	3,90	3,87	3,92
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=F	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O=Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,54	98,35	98,70	98,01	98,03	97,59	98,30	97,46	98,76
Formula calculado en base a 22 átomos de oxígeno									
Si	6,441	6,422	6,459	6,402	6,454	6,441	6,422	6,380	6,450
Al ^{IV}	1,559	1,578	1,541	1,598	1,546	1,559	1,578	1,620	1,550
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^T	2,871	2,968	3,035	3,060	3,123	3,043	3,143	3,216	3,034
Fe ^T	2,653	2,657	2,753	2,595	2,626	2,692	2,727	2,737	2,683
Ti	0,180	0,176	0,159	0,167	0,142	0,159	0,100	0,111	0,181
Al ^{VI}	1,312	1,390	1,494	1,462	1,577	1,483	1,564	1,596	1,483
Fe ⁺²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,073	0,073	0,079	0,084	0,083	0,093	0,086	0,084	0,071
Mg	3,315	3,208	3,081	3,144	2,990	3,090	3,099	3,073	3,060
X	4,881	4,847	4,813	4,857	4,792	4,826	4,850	4,865	4,795
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,053	0,040	0,023	0,027	0,030	0,020	0,027	0,020	0,013
K	2,071	2,102	2,078	2,062	2,069	2,086	2,088	2,052	2,102
Sum	2,124	2,142	2,101	2,088	2,099	2,106	2,115	2,072	2,116
Total	15,005	14,988	14,915	14,945	14,892	14,931	14,964	14,937	14,911

Anexo 5

Los análisis de U-Pb en los apatites de La Panchita se realizaron en el LUGIS con un espectrómetro de masa con fuente iónica térmica (TIMS, por sus siglas en inglés) TRITON-Plus (para Pb) y Finnigan MAT 262 (para U). Las dos fracciones se lixiviaron con 0.25M HNO₃. Los procedimientos analíticos están descritos en Ortega-Obregón et al. (2018).

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS)

Muestra	Peso muestra (g)	Peso spike (g)	Pb206/Pb204	%err	Pb206/Pb207	%err	Pb206/Pb208	%err	Pb206/Pb207	%err	Pb206/Pb208	%err	U238/U235	%err	Pb Blank (Ng)	U Blank (Ng)
Pan Ap	0,011	0,020	232,728	0,026	7,67	0,009	0,34	0,002	7,532	0,046	0,335	0,004	10,463	0,038	0,02	0,02
Pan Ap	0,008	0,017	207,534	0,042	7,27	0,030	0,34	0,004	7,104	0,006	0,334	0,003	9,105	0,036	0,02	0,02
Pan Ap Lix	0,010	0,019	230,808	0,034	7,64	0,009	0,34	0,002	7,484	0,007	0,340	0,004	8,448	0,39	0,02	0,02
Pan Ap Lix	0,004	0,020	186,652	0,029	6,88	0,010	0,34	0,003	6,752	0,01	0,334	0,003	4,658	0,028	0,02	0,02

Muestra	Peso (g)	ppm U	ppm Pb Total	ppm Common Pb	[206] nmoles/g	206/204 (raw)	206/204 (corr.)	206*/238 (rad.)	207*/235 (rad.)	207*/206* (rad.)	206*/238 Age (Ma)	207*/235 Age (Ma)	207*/206* Age (Ma)	+/- Ma
Pan Ap	0,011	34,43	19,40	1,43	22,832	232,728	233,671	0,147	1,404	0,069	885,7	890,4	902,3	2,7
Pan Ap	0,008	33,54	18,52	1,53	21,727	207,534	208,465	0,142	1,352	0,069	858,7	868,5	893,5	3,4
Pan Ap Lix	0,010	31,30	17,68	1,33	21,072	230,807	231,840	0,149	1,423	0,069	897,7	898,6	900,7	2,8
Pan Ap Lix	0,004	36,95	20,87	1,93	24,715	186,652	187,667	0,146	1,385	0,069	876,5	882,8	898,6	3,4

	206Pb/204Pb	(% std err)	207Pb/204Pb	(% std err)	208Pb/204Pb	(% std err)	Rho	
INIT	17,244	0,01	15,528	0,01	36,953	0,01	0,9	at 900 Ma

Anexo 5

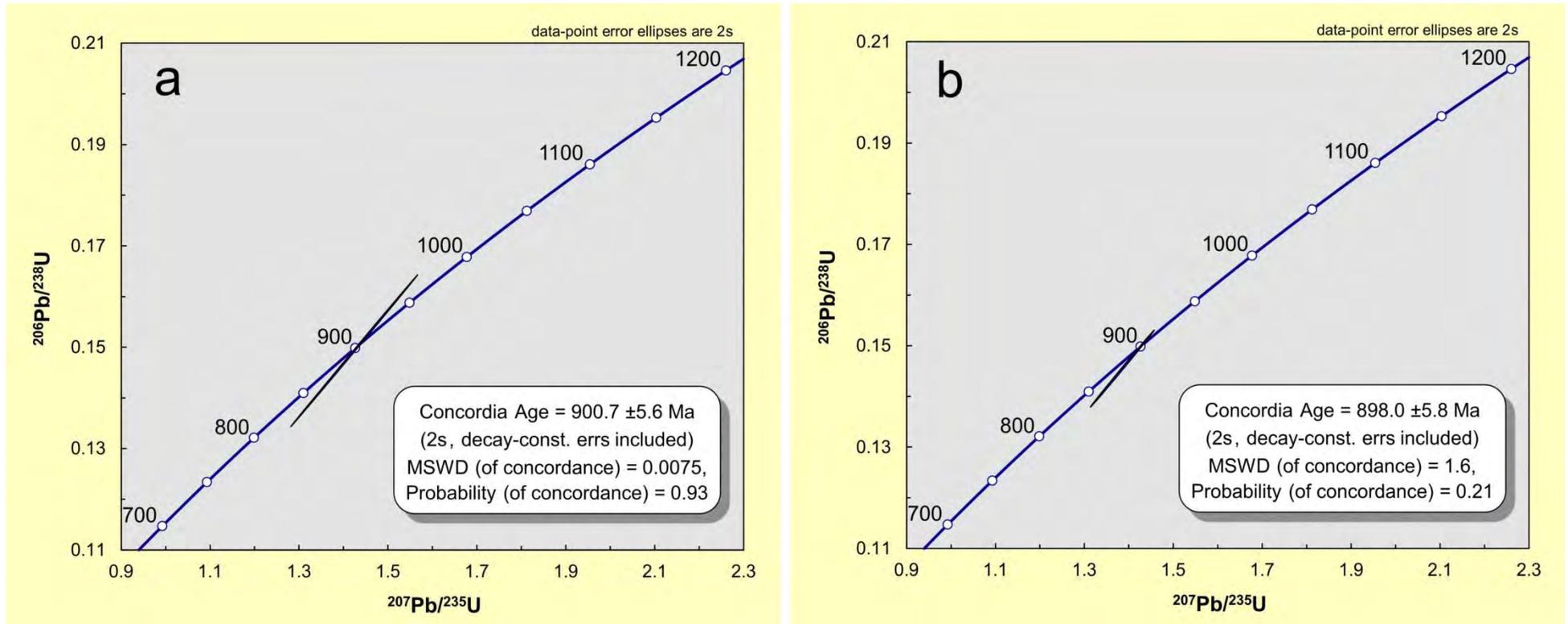


Figura 6.4 a) y b) diagramas de Concordia de U-Pb para dos fracciones de apatitos (~300 granos) de la pegmatita La Panchita.