



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

**ESTUDIO DE LAS VETAS DE TURMALINA QUE REGISTRAN LA HISTORIA DE
EXHUMACIÓN DEL GRANITO COMANJA, SIERRA DE GUANAJUATO, MÉXICO**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
FRANCISCO JESÚS RUIZ GONZÁLEZ

TUTOR
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (UNAM, CGEO)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (UNAM, CGEO)
DRA. MARIA TERESA ORIZCO ESQUIVEL (UNAM, CGEO)
DR. GILLES LEVRESSE (UNAM, CGEO)
DR. ALFREDO AGUILLÓN ROBLES (UASLP, Instituto de Geología)
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
DR. RAÚL MIRANDA AVILÉS (UG, Departamento de Ingeniería en Minas,
Metalurgia y Geología) PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

MÉXICO, D. F., MAYO 2015



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.

Agradecimientos

A los proyectos: Conacyt 80142 y PAPIIT-UNAM IN104014 por el financiamiento para la realización de este trabajo.

A mi tutor Dr. Angel F. Nieto Samaniego por su ayuda y paciencia para la realización de esta tesis, así como por su guía en todos los asuntos académicos y sobre todo por su amistad y ayuda personal.

A mi familia por su apoyo incondicional y motivación para seguir adelante en este proceso.

A la Dra. Susana Alaníz y el Dr. Gilles Levresse miembros de mi comité tutor por su ayuda académica y personal durante la realización de este posgrado.

Al Sr. Juan Tomás Vázquez Ramírez jefe de taller de laminación del CGEO, UNAM, por su ayuda en la elaboración de láminas delgadas para este trabajo. Al Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO, UNAM, en especial al Dr. Carlos Ortega Obregón por su apoyo en la realización de los fechamientos isotópicos para esta investigación. A Manuel Albarrán por su ayuda en el taller de molienda y pulverización en la preparación de las muestras para fechamientos isotópicos. To Frank J. Tepley III, Director of Electron Microprobe Laboratory College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, for his help in the electron microprobe analysis.

Al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a la Lic. Marta Pereda por su ayuda durante toda mi estancia en el Centro de Geociencias. A todo el personal administrativo y empleados del Centro de Geociencias.

A todos los investigadores, profesores, técnicos académicos que me apoyaron con sus clases, asesorías o comentarios.

Un saludo muy especial a Paola A. Botero Santa por todo. A mis compañeros y amigos en el CGEO por hacer de este tiempo algo muy divertido: Berlaine, Luis, Ivan, Rodrigo M, Vania, Daniele, Giovanni, Cata, Violeta, Tito, Diego, María I., Rodrigo L., Edgar J., Edgar A., Erick, Melisa, Mario, Myrna.

Renzo Gracie Quereáro BJJ. Oss

Tabla de contenido

LISTA DE FIGURAS	6
LISTA DE TABLAS	13
RESUMEN.....	14
ABSTRACT.....	16
1. INTRODUCCIÓN	18
1.1 LOCALIZACIÓN.....	21
1.2 PROBLEMÁTICA	23
1.3 OBJETIVO GENERAL.....	24
1.3.1 <i>Objetivos particulares:</i>	24
1.4 METAS.....	24
1.5 METODOLOGÍA	25
2. ESTRATIGRAFÍA.....	31
2.1 PIROXENITA SAN JUAN DE OTATES.....	31
2.1.1 <i>Antecedentes</i>	31
2.1.2 <i>Litología</i>	31
2.1.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	32
2.1.4 <i>Edad</i>	33
2.2 TONALITA CERRO PELÓN	33
2.2.1 <i>Antecedentes</i>	33
2.2.2 <i>Litología</i>	34
2.2.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	35
2.2.4 <i>Edad</i>	35
2.3 GRANODIORITA PRESA DUARTE.....	35
2.3.1 <i>Antecedentes</i>	35
2.3.2 <i>Litología</i>	36
2.3.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	37
2.3.4 <i>Edad</i>	38
2.4 CUARZOMONZONITA LA ANGOSTURA.....	38
2.4.1 <i>Antecedentes</i>	38
2.4.2 <i>Litología</i>	38
2.4.3 <i>Contacto con otras unidades</i>	38
2.4.4 <i>Edad</i>	38
2.5 COMPLEJO VULCANOSSEDIMENTARIO SIERRA DE GUANAJUATO	39
2.5.1 <i>Antecedentes</i>	39
2.5.2 <i>Litología</i>	39
2.5.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	40
2.5.4 <i>Edad</i>	40
2.6 GRANITO COMANJA.....	41
2.6.1 <i>Antecedentes</i>	41
2.6.2 <i>Litología</i>	42
2.6.3 <i>Contactos con otras unidades</i>	45

2.6.4	Edad	45
2.7	IGNIMBRITA PALO BLANCO.....	46
2.7.1	Antecedentes	46
2.7.2	Litología.....	46
2.7.3	Contactos con otras unidades	48
2.7.4	Edad	48
2.8	CONGLOMERADO DUARTE.....	49
2.8.1	Antecedentes	49
2.8.2	Litología.....	49
2.8.3	Espesor.....	52
2.8.4	Contactos con otras unidades	52
2.8.5	Edad	54
2.8.6	Correlación con otras unidades	54
2.8.7	Ambiente de depósito	55
2.9	ANDESITA CERRO VERDE.....	55
2.9.1	Antecedentes	55
2.9.2	Litología.....	56
2.9.3	Contactos con otras unidades	56
2.9.4	Edad	57
2.10	GABRO DE ARPEROS	57
2.10.1	Antecedentes	57
2.10.2	Litología.....	58
2.10.3	Edad	58
2.11	IGNIMBRITA CUATRALBA	58
2.11.1	Antecedentes	58
2.11.2	Litología.....	59
2.11.3	Contacto con otras unidades	59
2.11.4	Edad	60
2.12	ANDESITA BERNALEJO.....	60
2.12.1	Antecedentes	60
2.12.2	Litología.....	61
2.12.3	Contacto con otras unidades	61
2.12.4	Edad	61
2.13	IGNIMBRITA MEDIA LUNA	61
2.13.1	Antecedentes	61
2.13.2	Litología.....	62
2.12.3	Contacto con otras unidades	62
2.12.4	Edad	62
3.	GEOCRONOLOGÍA.....	64
3.1	FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA	64
3.2	RESULTADOS.....	66
3.2.1	Granodiorita Presa Duarte	67
3.2.2	Granito Comanja.....	69
3.2.3	Ignimbrita Palo Blanco.....	70
3.2.4	Andesita Cerro Verde.....	71

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	73
5. IDENTIFICACIÓN DE LAS GENERACIONES DE TURMALINA Y DE LAS FASES DE DEFORMACIÓN CON ESTUDIOS PETROGRÁFICOS	81
5.1 GENERACIONES DE TURMALINA	81
5.2 FASES DE DEFORMACIÓN.....	85
6. MINERALOGÍA Y QUÍMICA DE LAS TURMALINAS	89
6.1 INTRODUCCIÓN.....	89
6.2 PROCEDIMIENTOS DE NORMALIZACIÓN.....	90
6.3 CÁLCULO DE ELEMENTOS LIGEROS	92
6.4 RESULTADOS.....	94
6.4.1 <i>Análisis con microsonda electrónica</i>	94
7. DISCUSIÓN	108
8. CONCLUSIONES	115
9. REFERENCIAS	118
ANEXOS.....	129
A.1 ANEXO PETROGRÁFICO.....	129
<i>Muestra UM-01</i>	130
<i>Muestra TONA-01</i>	131
<i>Muestra GD-01</i>	132
<i>Muestra GC-08</i>	133
<i>Muestra AN-01</i>	134
<i>Muestra IG-01</i>	135
<i>Muestra GC-28</i>	136
<i>Muestra GC-05^a</i>	137
<i>Muestra GC-05B</i>	138
<i>Muestra OT-05</i>	139
A.2 ANEXO DE TABLAS DE DATOS GEOCRONOLÓGICOS	142
<i>Tabla A2.1. Datos analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra GD-01 (Granodiorita Presa Duarte)</i>	142
TABLA A2.2. DATOS ANALÍTICOS DE LAS DATACIONES U/Pb EN LA MUESTRA GC-08 (GRANITO COMANJA)	144
<i>Tabla A2.3. Resultados analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra IG-01 (Ignimbrita Palo Blanco)</i>	146
<i>Tabla A2.4. Resultados analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra GC-05 (Andesita Cerro Verde)</i>	148
A.3 ANEXO DE TABLAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS TURMALINAS	149
<i>Tabla A 3.1. Resultados del análisis con microsonda electrónica</i>	149
<i>Tabla A3.2. Cálculo de proporciones atómicas de las turmalinas basado en normalización de 6 átomos de silicio</i>	153

Lista de figuras

FIGURA 1. IMAGEN DEL ÁREA DE ESTUDIO CON LAS PRINCIPALES VÍAS DE ACCESO EN AZUL. FOTOGRAFÍA TOMADA DE GOOGLE EARTH.	22
FIGURA 2. MAPA DE ELEVACIONES DE LA ZONA DE ESTUDIO.	23
FIGURA 3. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	30
FIGURA 4. AFLORAMIENTO DE LA PIROXENITA SAN JUAN DE OTATES EN EL CAMINO RUMBO A LA POBLACIÓN LA ANGOSTURA.	32
FIGURA 5. MUESTRA DE LA PIROXENITA SAN JUAN DE OTATES VISTA A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO DONDE OL=OLIVINO Y OPX=ORTOPIROXENO. A. LUZ PLANA. B. CON NÍCOLES CRUZADOS.	32
FIGURA 6. AFLORAMIENTO DE LATONALITA CERRO PELÓN UBICADO EN EL CAMINO QUE VA HACIA LA PRESA DE DUARTE. SE OBSERVA UN DIQUE QUE CORTA A LA TONALITA.	33
FIGURA 7. ASPECTO MUY BLANCO DE LA TONALITA CERRO PELÓN DONDE ES MUY RICA EN CUARZO Y PLAGIOCLASA.	34
FIGURA 8. TONALITA CERRO PELÓN VISTA A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS. QZ=CUARZO, BT=BIOTITA, HBL=HORNBLENDA, PL=PLAGIOCLASA.	34
FIGURA 9. CONTACTO POR FALLA INVERSA. LA PIROXENITA SAN JUAN DE OTATES CABALGA A LA TONALITA CERRO PELÓN.	35
FIGURA 10. GRANODIORITA PRESA DUARTE EN LAS CERCANÍAS DE LA PRESA DE DUARTE.	36
FIGURA 11. GRANODIORITA PRESA DUARTE VISTA A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS. HBL=HORNBLENDA, QZ=CUARZO, BT=BIOTITA, PL=PLAGIOCLASA.	37

FIGURA 12. CONTACTO DISCORDANTE ENTRE LA GRANODIORITA PRESA DUARTE Y EL CONGLOMERADO DUARTE.	37
FIGURA 13. AFLORAMIENTOS DEL COMPLEJO VULCANOSEDIMENTARIO SIERRA DE GUANAJUATO EN EL CAMINO QUE VA DE LAS COLORADAS A SAN JUAN DE OTATES.	40
FIGURA 14. AFLORAMIENTO DEL GRANITO COMANJA SOBRE EL CAMINO QUE VA RUMBO A CERRO VERDE. SE PUEDEN OBSERVAR FENOCRISTALES DE FELDESPATO DE HASTA 3 CM DE LARGO.	42
FIGURA 15. GRANITO COMANJA VISTO A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NICOLES CRUZADOS. QZ=CUARZO, PL=PLAGIOCLASA, BT=BIOTITA.	43
FIGURA 16. LAS VETAS RICAS EN TURMALINA Y CUARZO PRESENTAN ESPESORES QUE VAN DESDE ALGUNOS MILÍMETROS HASTA VARIOS DECÍMETROS. AFLORAMIENTO LOCALIZADO AL OESTE DE LA POBLACIÓN LA ESTANCIA.	43
FIGURA 17. ESTRÍAS DE FALLA EN EL PLANO DE UNA VETA DE TURMALINA.	44
FIGURA 18. VETA DE TURMALINA Y CUARZO. A LA DERECHA SE OBSERVA A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO.	44
FIGURA 19. XENOLITOS DE COMPOSICIÓN BÁSICA EN EL GRANITO COMANJA.	45
FIGURA 20. HACIA LA BASE DE LA IGNIMBRITA PALO BLANCO SE OBSERVAN DEPÓSITOS CAÓTICOS.	47
FIGURA 21. ASPECTO DE LA IGNIMBRITA PALO BLANCO.	47
FIGURA 22. MUESTRA DE IGNIMBRITA PALO BLANCO VISTA A TRAVÉS DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NICOLES CRUZADOS.	48
FIGURA 23. CONTACTO ENTRE EL CONGLOMERADO DUARTE Y LA IGNIMBRITA PALO BLANCO. LAS LÍNEAS AMARILLAS REPRESENTAN LA ESTRATIFICACIÓN DEL CONGLOMERADO.	48

FIGURA 24. CONGLOMERADO DUARTE EN LAS CERCANÍAS DE LA PRESA DE DUARTE. SE OBSERVAN CLASTOS DE DISTINTAS COMPOSICIONES (GRANITO, ANDESITA, METAMÓRFICOS, GRANODIORITA).	50
FIGURA 25. ESTRATIFICACIÓN EN EL CONGLOMERADO DUARTE.	50
FIGURA 26. DERRAMES DE ANDESITAS INTERCALADOS EN LA BASE DEL CONGLOMERADO DUARTE.	51
FIGURA 27. DEPÓSITO DE MATERIAL PIROCLÁSTICO INTERCALADO EN LA BASE DEL CONGLOMERADO DUARTE.	51
FIGURA 28. CONTACTO DISCORDANTE DEL CONGLOMERADO DUARTE CON LA GRANODIORITA PRESA DUARTE. A CONTACTO EN UNA VEREDA AL OESTE DE LA PRESA DE DUARTE. B CONTACTO EN UN BANCO DE MATERIALES.	52
FIGURA 29. CONTACTO DISCORDANTE ENTRE LA UNIDAD DE RIOLITAS Y EL CONGLOMERADO DUARTE.	53
FIGURA 30. EL CONTACTO INFERIOR DEL CONGLOMERADO DUARTE ES DISCORDANTE CON LA IGNIMBRITA PALO BLANCO Y EL CONTACTO SUPERIOR ES DISCORDANTE CON LA IGNIMBRITA MEDIA LUNA.	54
FIGURA 31. ANDESITA CERRO VERDE, MUESTRA TOMADA EN EL CERRO VERDE. A LA IZQUIERDA VISTA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS. BT=BIOTITA, PL=PLAGIOCLASA, PX=PIROXENO.	56
FIGURA 32. CONTACTO ENTRE LA ANDESITA CERRO VERDE Y EL GRANITO COMANJA.	57
FIGURA 33. ASPECTO DEL GABRO DE ARPEROS EN LAS CERCANÍAS AL POBLADO DE NUEVO VALLE DE MORENO.	58
FIGURA 34. DIAGRAMA DE CONCORDIA DE WETHERHILL (1956). TOMADO Y MODIFICADO DE DICKIN (2005).	66
FIGURA 35. MAPA GEOLÓGICO EN EL QUE SE INDICAN LOS LUGARES DONDE SE RECOLECTARON LAS MUESTRAS DE LA TABLA 1.	67

- FIGURA 36. ZIRCONES DE LA MUESTRA GD-01 DE LA GRANODIORITA PRESA DUARTE. A) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA, LOS PUNTOS COLOR AZUL SON LOS LUGARES ELEGIDOS PARA LOS ANÁLISIS. B) FOTOGRAFÍA TOMADA CON MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LUZ PLANA Y OBJETIVO 5X, SE OBSERVAN LOS “CRÁTERES” PRODUCIDOS POR LA ABLACIÓN LÁSER. _____ 68
- FIGURA 37. DIAGRAMAS DE EDAD MEDIA PONDERADA (IZQUIERDA), Y TERA-WASSERBURG (1972) (DERECHA) PARA LA MUESTRA GD-01 DE LA GRANODIORITA PRESA DUARTE. _____ 68
- FIGURA 38. ZIRCONES DE LA MUESTRA GC-08 DEL GRANITO DE COMANJA. A) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA, LOS PUNTOS COLOR VIOLETA SON LOS LUGARES ELEGIDOS PARA LOS ANÁLISIS. B) FOTOGRAFÍA TOMADA CON MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LUZ PLANA Y OBJETIVO 5X, SE OBSERVAN LOS “CRÁTERES” PRODUCIDOS POR LA ABLACIÓN LÁSER. _____ 69
- FIGURA 39. DIAGRAMAS DE EDAD MEDIA PONDERADA (IZQUIERDA), Y TERA-WASSERBURG (1972) (DERECHA) PARA LA MUESTRA GC-08 DEL GRANITO DE COMANJA. _____ 70
- FIGURA 40. ZIRCONES DE LA MUESTRA IG-01 DE LA IGNIMBRITA PALO BLANCO. A) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA, LOS PUNTOS COLOR AZUL SON LOS LUGARES ELEGIDOS PARA LOS ANÁLISIS. B) FOTOGRAFÍA TOMADA CON MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LUZ PLANA Y OBJETIVO 10X, SE OBSERVAN LOS “CRÁTERES” PRODUCIDOS POR LA ABLACIÓN LÁSER. _____ 70
- FIGURA 41. DIAGRAMAS DE EDAD MEDIA PONDERADA (IZQUIERDA), Y TERA-WASSERBURG (1972) (DERECHA) PARA LA MUESTRA IG-01 DE LA IGNIMBRITA PALO BLANCO. _____ 71
- FIGURA 42. ZIRCONES DE LA MUESTRA GC-05 DE LA ANDESITA CERRO VERDE. A) IMAGEN DE CATODOLUMINISCENCIA, LOS PUNTOS COLOR AZUL SON LOS LUGARES ELEGIDOS PARA LOS ANÁLISIS. B) FOTOGRAFÍA TOMADA CON MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LUZ PLANA Y OBJETIVO 5X, SE OBSERVAN LOS “CRÁTERES” PRODUCIDOS POR LA ABLACIÓN LÁSER. _____ 72
- FIGURA 43. DIAGRAMAS DE EDAD MEDIA PONDERADA (IZQUIERDA), Y TERA-WASSERBURG (1972) (DERECHA) PARA LA MUESTRA GC-05 DE LA ANDESITA CERRO VERDE. _____ 72

FIGURA 44. MAPA DEL ÁREA DE ESTUDIO CON ROSETAS DE LAS ZONAS DE FALLA CARTOGRAFIADAS DENTRO DEL GRANITO COMANJA.	75
FIGURA 45. ESTEREOGRAMAS MOSTRANDO EN A PLANOS DE FALLA CON SUS RESPECTIVAS ESTRÍAS Y EN B LA ORIENTACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS PRINCIPALES OBTENIDOS USANDO EL MÉTODO DE ÁNGULOS DIEDROS RECTOS (ANGELIER Y MECHLER, 1977).	76
FIGURA 46. ESTEREOGRAMAS MOSTRANDO EN A PLANOS DE FALLA CON SUS RESPECTIVAS ESTRÍAS Y EN B LA ORIENTACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS PRINCIPALES OBTENIDOS USANDO EL MÉTODO DE ÁNGULOS DIEDROS RECTOS (ANGELIER Y MECHLER, 1977).	77
FIGURA 47. DIAGRAMA DE ROSETA DE LAS VETAS CON ECHADO ENTRE 45° Y 75°.	78
FIGURA 48. DIAGRAMA DE ROSETA DE LAS VETAS CON ECHADO MAYOR A 75°.	79
FIGURA 49. DIAGRAMA DE ROSETA DE LAS VETAS CON ECHADO MENOR A 45°.	80
FIGURA 50. GENERACIÓN T1 DE TURMALINAS CON TEXTURA MICROCRISTALINA, COLOR CAFÉ GRISÁCEO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS.	81
FIGURA 51. GENERACIÓN DE TURMALINA DE HÁBITO ACICULAR, ALARGADAS (T2). IMAGEN DE MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LENTE 5X, A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS.	82
FIGURA 52. CRISTALES DE LA SEGUNDA GENERACIÓN DE TURMALINA (T2), SE OBSERVA QUE CRISTALIZAN A PARTIR DE LA MATRIZ DE T1. IMÁGENES DEL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO, CON LUZ PLANA. EN AMBAS IMÁGENES SE USÓ EL OBJETIVO DE 40X.	82
FIGURA 53. IMÁGENES TOMADAS EN EL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON OBJETIVO DE 10X. CRISTALES DE TURMALINA DE HÁBITO ACICULAR, ALARGADAS QUE CRISTALIZAN DENTRO DE UN CRISTAL DE CUARZO. A LA IZQUIERDA CON LUZ PLANA Y A LA DERECHA CON NÍCOLES CRUZADOS.	83
FIGURA 54. CRISTALES DE TURMALINA (T2) QUE CRISTALIZAN DENTRO DE UN CRISTAL DE CUARZO, A PARTIR DE LA MATRIZ DE TURMALINA PREVIA (T1).	83

FIGURA 55. TERCERA GENERACIÓN DE TURMALINA (T3) QUE CRISTALIZA SOBRE LAS GENERACIONES PREVIAS. IMÁGENES DE MICROSCOPIO PETROGRÁFICO A) CON LUZ PLANA, B) Y C) CON NÍCOLES CRUZADOS.	84
FIGURA 56. ETAPA DE HIDROFRACTURAMIENTO Y RELLENO DE VETAS.	85
FIGURA 57. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DÚCTIL DE LA SEGUNDA ETAPA DE DEFORMACIÓN. IMÁGENES DE MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON NÍCOLES CRUZADOS. ARRIBA RECRISTALIZACIÓN DE CUARZO Y ESTRUCTURAS DE TIPO LISTONES DE CUARZO. ABAJO ESTRUCTURA TIPO "SIGMA".	86
FIGURA 58. IMÁGENES DE MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON NÍCOLES CRUZADOS. EN LAS IMÁGENES SUPERIORES SE OBSERVAN LAS BANDAS DE PSEUDOTAQUILITA Y LA CATACLASIS DE LA TERCERA ETAPA DE DEFORMACIÓN. LA IMAGEN INFERIOR MUESTRA LAS FASES DE DEFORMACIÓN 2 Y 3. LA FASE 2 PRODUJO LA ESTRUCTURA FRÁGIL-DÚCTIL "SIGMA" CON RECRISTALIZACIÓN DE CUARZO EN UNA COLA Y LA FASE 3 FORMÓ LA CATACLASITA QUE OCUPA LA MAYOR PARTE DE LA IMAGEN.	87
FIGURA 59. FALLAS Y FRACTURAS DE LA ÚLTIMA ETAPA DE DEFORMACIÓN.	88
FIGURA 60. CLASIFICACIÓN DE LOS PRINCIPALES GRUPOS DE TURMALINA BASADA EN OCUPACIÓN DEL SITIO X (TOMADO Y MODIFICADO DE HAWTHORNE Y HENRY, 1999). A) SE MUESTRAN LAS 3 GENERACIONES EN UNA GRÁFICA. B) T1. C) T2. D) T3.	96
FIGURA 61. SUBGRUPOS DE LA TURMALINA ALCALINAS BASADOS EN LA OCUPACIÓN DE LOS SITIOS X Y Y (TOMADO Y MODIFICADO DE HAWTHORNE Y HENRY, 1999). A) SE GRAFICARON LAS TURMALINAS DEL GRUPO ALCALINO (VÉASE FIG. 60).	97
FIGURA 62. GRAFICA DE LAS TURMALINAS DEL GRUPO CON VACANTE EN EL SITIO X (VÉASE FIG. 60) EN EL DIAGRAMA TERNARIO $2\text{Li}^{1+} - \text{Y}\text{Fe}^{2+} - \text{Y}\text{Mg}^{2+}$, TODAS LAS TURMALINAS CAEN EN EL GUPO DE LA FOITITA.	98
FIGURA 63. GRÁFICA DE NA VS AL TOTAL. LOS VECTORES REPRESENTAN EL POSIBLE VECTOR DE INTERCAMBIO QUE PUDO OPERAR EN LAS TURMALINAS ESTUDIADAS.	99

FIGURA 64. GRAFICA CA VS X_{VAC} . LAS LÍNEAS REPRESENTAN LOS POSIBLES VECTORES DE INTERCAMBIO QUE PUDIERON OPERAR EN LAS TURMALINAS. _____ 101

FIGURA 65. GRÁFICA MG VS FE. _____ 102

FIGURA 66. GRÁFICA FE VS AL. _____ 103

FIGURA 67. COMPOSICIÓN DE LAS TURMALINAS OBTENIDAS CON LA MICROSONDA ELECTRÓNICA, GRAFICADAS EN EL DIAGRAMA CA-FE (T)-MG DE HENRY Y GUIDOTTI (1985). LOS CAMPOS SON: 1) GRANITOIDES, PEGMATITAS Y APLITAS RICAS EN LI; 2) GRANITOIDES Y SUS PEGMATITAS ASOCIADAS, Y APLITAS POBRES EN LI. METAPELITAS, METAPSAMMITAS Y ROCAS CALCO-SILICATADAS RICAS EN CA; 4) METAPELITAS, METAPSAMMITAS Y ROCAS DE CUARZO-TURMALINA; 5) METACARBONATOS; 6) METAULTRAMÁFICAS. _____ 104

FIGURA 68. DIAGRAMA AL-AL₅₀FE (TOT) _{50AL50MG50} EN PROPORCIONES MOLARES PARA LAS TURMALINAS PRESENTES EN EL GRANITO COMANJA (HENRY Y GUIDOTTI 1985). 1) PEGMATITAS GRANÍTICAS Y APLITAS RICAS EN LI; 2) ROCAS GRANÍTICAS Y SUS PEGMATITAS ASOCIADAS Y APLITAS POBRES EN LI; 3) ROCAS DE CUARZO Y TURMALINA DE GRANITOS HIDROTERMALMENTE ALTERADOS RICAS EN FE; 4) METAPELITAS Y METAPSAMMITAS COEXISTIENDO CON FASES SATURADAS EN AL; 5) METAPELITAS Y METAPSAMMITAS QUE NO COEXISTEN CON FASES SATURADAS EN AL; 6) ROCAS DE CUARZO Y TURMALINA, ROCAS CALCOSILICATADAS Y METAPELITAS RICAS EN FE; 7) ROCAS METAULTRAMÁFICAS CON BAJO CA Y ROCAS METSEDIMENTARIAS RICAS EN CR Y V; 8) METACARBONATOS Y METAPIROXENITAS. _____ 106

FIGURA 69. GRÁFICA QUE MUESTRA LA COMPOSICIÓN DE LAS TURMALINAS EN UN DIAGRAMA MGO (%WT) VS FEO/ (FEO+MGO). TAMBIÉN SE MUESTRA SU POSICIÓN EN UN SISTEMA HIDROTERMAL ASOCIADO A UN GRANITO. TOMADO Y MODIFICADO DE PIRAJNO Y SMITHIES (1992). _____ 107

FIGURA 70. A FOTOGRAFÍA TOMADA CON MICROSCOPIO PETROGRÁFICO CON LUZ PLANA Y OBJETIVO DE 20X. SE INDICAN 3 PUNTOS DE MUESTREO PARA ANÁLISIS CON LA MICROSONDA ELECTRÓNICA EN UN CRISTAL DE TURMALINA DE LA SEGUNDA GENERACIÓN (T2); UNO EN LA BASE, UNO EN LA PARTE MEDIA Y UNO EN LA PUNTA DEL CRISTAL. B DIAGRAMA DE

CLASIFICACIÓN DE LAS TURMALINAS CON BASE EN LA VACANTE EN EL SITIO X (TOMADO Y MODIFICADO DE HAWTHORNE Y HENRY, 1999). C DIAGRAMA DE LOS SUBGRUPOS DE LA TURMALINA (TOMADO Y MODIFICADO DE HAWTHORNE Y HENRY, 1999). AL GRAFICAR ESTOS PUNTOS DE MUESTREO, SE OBSERVA QUE EL PUNTO TOMADO EN LA BASE TIENE UNA COMPOSICIÓN PARECIDA A T1 MIENTRAS QUE EL PUNTO MEDIO Y EL DE LA PUNTA DEL CRISTAL TIENEN UNA COMPOSICIÓN QUÍMICA DISTINTA, CORRESPONDIENTE A LA FASE T2. NÓTESE QUE LOS CÍRCULOS PEQUEÑOS AMARILLOS CON LOS ANÁLISIS DE TURMALINAS T2 Y LOS VERDES TURMALINAS T1. _____ 112

FIGURA 71. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN DE LAS TURMALINAS CON BASE EN LA VACANTE EN EL SITIO X (TOMADO Y MODIFICADO DE HAWTHORNE Y HENRY, 1999). SE GRAFICAN LOS PUNTOS DE ANÁLISIS DE CUATRO CRISTALES DE TURMALINA T2, SE OBSERVA EL CAMBIO EN COMPOSICIÓN DE LOS PUNTOS TOMADOS EN LA BASE, LA PARTE MEDIA Y LA PUNTA DEL CRISTAL. _____ 113

Lista de tablas

TABLA 1. RELACIÓN DE MUESTRAS FECHADAS, LITOLÓGÍA Y UBICACIÓN. LOS DATOS GEOCRONOMÉTRICOS SE PRESENTAN EN EL ANEXO 2.66

TABLA 2. ESPECIES DE LA TURMALINA QUE HAN SIDO ACEPTADOS POR LA IMA (HENRY *ET AL.*, 2011). _____ 93

Resumen

La Sierra de Guanajuato tiene una longitud de aproximadamente 80 km y se localiza en la provincia fisiográfica de la Mesa Central de México. En ella se pueden definir dos conjuntos litoestratigráficos que la conforman: uno inferior, de edad Mesozoica, compuesto por las unidades siguientes en orden estratigráfico: Piroxenita San Juan de Otates, Tonalita Cerro Pelón, Granodiorita Presa Duarte, Cuarzomonzonita La Angostura y el Complejo Vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato. Estas unidades son rocas cristalinas, volcánicas y sedimentarias marinas, que tienen metamorfismo en facies de esquistos verdes. El segundo conjunto es de edad cenozoica y consiste de las unidades siguientes en orden estratigráfico: Granito Comanja, ignimbrita Palo Blanco, Conglomerado Duarte, Andesita Cerro Verde, Ignimbrita Cuatralba, Andesita Bernalejo y Gabro Arperos. Estas unidades son rocas volcánicas y conglomerados de origen continental. El Granito Comanja es un cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas que aflora en la Sierra de Guanajuato. Es una roca leucocrática compuesta por cuarzo, oligoclasa, ortoclasa y biotita. Se obtuvo una nueva edad U-Pb de 51.19 ± 0.33 Ma. En el área de estudio se cartografió yaciendo directa y discordantemente sobre este cuerpo intrusivo la Andesita Cerro Verde, para la cual se obtuvo una de edad U-Pb de 48.74 ± 0.38 Ma, lo que implica que para esa edad el granito se encontraba aflorando. También se fechó por el método U-Pb una unidad de ignimbrita que se denominó ignimbrita Palo Blanco y que subyace al Conglomerado Duarte; se obtuvo una edad de 48.82 ± 0.97 Ma. Ambas unidades forman parte de un magmatismo de finales del Ypresiano, del que solo se conocían algunos derrames de andesita intercalados en el Conglomerado Guanajuato, el cual aflora fuera del área de estudio. El Granito Comanja se encuentra fracturado y con numerosas zonas de brecha y de falla, además de la presencia de vetas ricas en turmalina y cuarzo. Muchas de las superficies de los planos de falla se encuentran cubiertas por turmalina, mientras que muchas de las vetas presentan estrías de falla. De esto se interpreta que los fluidos ricos en boro circularon por los planos de fallas y fracturas, dando lugar a la cristalización de turmalina y que posteriormente, esas estructuras fueron reactivadas quedando registrada dicha actividad en espejos de

falla con turmalina. Dentro de las vetas se identificaron tres generaciones de turmalina. La primera (T1) está compuesta por microcristales de turmalina color café grisáceos y que conforman la matriz de las vetas. La segunda generación (T2) se caracteriza por cristales de turmalina alargados, prismáticos, de color azul. Esta generación crece en su mayoría a partir de cristales de T1. La tercera generación (T3) son cristales de turmalina euédricos, color café, de mayor tamaño y que cristalizan sobre las generaciones anteriores. Se concluye que las turmalinas T1 precipitaron en la fase final de cristalización del Granito Comanja en un ambiente de deformación frágil-dúctil. La “evolución magmática” continuó pasando a un ambiente de deformación frágil, donde las fracturas permitieron la interacción de los fluidos magmáticos hidrotermales con la roca encajonante (granito); en ese ambiente cristalizaron las turmalinas T2. Finalmente, incrementa la “somerización” del sistema cristalizando las turmalinas T3. Las etapas de deformación identificadas en las vetas de turmalina son tres: 1) deformación frágil-dúctil que forma estructuras de tipo “sigma”, listones de cuarzo y cuarzo recristalizado; 2) cataclasis y formación de bandas de pseudotaquilita; 3) fallas y fracturas. Las fallas, fracturas y vetas de turmalina que están dentro del Granito Comanja tienen una dirección ~E-W, estuvieron activas entre 51 y 49 Ma y de ellas pudo obtenerse una dirección de extensión ~N-S. De esta información se infiere que dichas fallas, sobre vetas de turmalina, contribuyeron a la exhumación del Granito Comanja en el Ypresiano (Eoceno temprano).

Abstract

The Sierra de Guanajuato is located in the Mesa Central of Mexico, with a length of approximately 80 km. Two lithostratigraphic groups can be defined in the Sierra de Guanajuato: the lower one, of Mesozoic age, composed of the following units in stratigraphic order: San Juan de Otates Piroxenite, Cerro Pelón Tonalite, Presa Duarte granodiorite, Angostura cuarzomonzonite and Sierra de Guanajuato Vulcanosedimentary Complex. These units are crystalline, volcanic and sedimentary marine rocks, overprinted by green facies metamorphism. The second group is of Cenozoic age and consists of the following units in stratigraphic order: Comanja Granite, Duarte Conglomerate, Palo Blanco ignimbrite, Cerro Verde andesite, Cuatralba ignimbrite, Bernalejo andesite, and Arperos gabbro. These units are volcanic rocks and continental conglomerates. The Comanja Granite is an intrusive body of batholithic dimensions exposed in the Sierra de Guanajuato. It is a leucocratic rock composed of quartz, oligoclase, orthoclase and biotite. In this study a new U-Pb age of 51.2 Ma was obtained for the Comanja Granite. Unconformably overlying this intrusive body appears the Cerro Verde andesite; the U-Pb age of 48.7 Ma obtained for this unit implies that the granite was exposed by that time. It was also dated, with the U-Pb method, an ignimbritic unit that underlies the Duarte Conglomerate obtaining an age of 48.8 Ma; this ignimbritic unit is denominated Palo Blanco ignimbrite. These units represent the Ypressian magmatism event that was only known from some andesitic flows intercalated in the Guanajuato Conglomerate, which is a unit cropping out outside of the studied area. The Comanja Granite is intensively fractured and contains many breccia and fault zones, as well as tourmaline and quartz veins. Most of the fault planes are covered by tourmaline, and many of the veins present fault slickenlines. Therefore, it is inferred that the boron rich fluids circulated through the fault planes and fractures, leading to the crystallization of tourmaline. Subsequently these structures were reactivated; such activity is registered on the slickensides with tourmaline. Three generations of tourmaline were identified within the veins. The first (T1) is composed of brown tourmaline microcrystals and form the matrix of the veins. The

second generation (T2) is characterized by blue, elongated and prismatic tourmaline crystals. This generation mostly grows from crystals of T1. The third generation (T3) is represented by brown, euhedral tourmaline crystals of a larger size that crystallize over the previous tourmaline generations. It is concluded that T1 tourmalines precipitated at the end of the crystallization of the Comanja Granite, in a brittle-ductile deformation environment. The “magmatic evolution” continued in a brittle deformation environment, where the fractures allowed interaction of the hydrothermal magmatic fluids with the host rock (granite), under this environment T2 tourmalines crystalized. Finally, the shoaling increments and T3 tourmalines crystalized. Three stages of deformation were identified in the tourmaline veins: 1) Brittle-ductile deformation that forms structures such as "sigma" type, quartz ribbons and recrystallized quartz strips; 2) cataclasis and formation of pseudotachylite bands; 3) faults and fractures. The faults, fractures and tourmaline veins in the Comanja Granite have an orientation ~E-W, these structures were active between 51 and 49 Ma and produced an extension direction ~N-S. From this information, it is inferred that the faults formed on the tourmaline veins contributed to the exhumation of the Comanja Granite, in Ypressian times (early Eocene).

1. Introducción

La Sierra de Guanajuato, localizada en la parte central de México, es una entidad geológica que se extiende desde las inmediaciones de Lagos de Moreno, Jalisco, hasta los alrededores de la ciudad de Guanajuato, Guanajuato. Su extensión es de aproximadamente 80 km. Sus límites naturales son: al NW, la depresión de Lagos de Moreno; al SW, la planicie del Bajío; y al SE, el graben de La Sauceda (Martínez-Reyes 1992).

En la sierra de Guanajuato se pueden definir dos conjuntos litoestratigráficos: uno inferior, de edad Mesozoica, compuesto por rocas cristalinas, volcánicas y sedimentarias marinas, que tienen metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes).

Estas rocas presentan dos deformaciones por acortamiento, una pre-albiana con acortamiento horizontal principal de orientación ~N-S y la segunda posterior al Albiano, que corresponde a la orogenia Laramide y formó estructuras con una orientación general NW-SE (Martínez-Reyes 1992; Ortiz-Hernández, *et al.* 1990; Lapierre, *et al.* 1992).

El conjunto litoestratigráfico superior es de edad cenozoica, consiste de rocas volcánicas y conglomerados de origen continental y de cuerpos intrusivos de composición ácida, que cortan a las rocas mesozoicas, y que no presentan deformación por acortamiento. En la Sierra de Guanajuato aflora el cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas (área de afloramiento >100 km²; Bates y Jackson, 1984) denominado Granito Comanja (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970), el cual tiene una edad de 51.7 ± 0.2 Ma (U-Pb LA-ICPMS en zircón) (Botero-Santa, 2011).

En el registro estratigráfico del Cretácico-Paleógeno de la Mesa Central de México y de sus regiones aledañas, la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental (también llamado Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano por Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), aparecen varias discordancias (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), entre las cuales dos de ellas son de interés para esta tesis:

- La discordancia más antigua fue descrita por Nieto-Samaniego *et al.*, (2005) como “discordancia Mesozoico-Terciario”, cuya principal característica es que las unidades estratigráficas anteriores al hiato presentan deformación por acortamiento y las unidades posteriores se encuentran sin deformación por acortamiento. Esta falta de unidades entre el Mesozoico y el Paleoceno estratigráficas se ha interpretado como consecuencia de la orogenia Larámide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012). Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) postulan que en el centro de México dicha orogenia inició en el poniente, en la región de Mazatlán, a ca. 105 Ma terminando allí a los ca 82 Ma. Ellos consideran que la orogenia migró hacia el oriente, y que en la parte más oriental, en lo que ahora se conoce como Sierra Madre Oriental (SMOr), el inicio y término están pobremente constreñidos.

La edad en que se formó la “montaña Larámide” en su parte oriental (que corresponde a la Sierra Madre Oriental) fue determinada por Fitz-Díaz *et al.* (2014) obteniendo la edad de pliegues y zonas de cizalla, usando el método de Ar/Ar en ilita en una sección que va de oeste a este a través del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (SMOr). Integrando los datos geocronológicos con las relaciones estratigráficas y estructurales de campo, ellos reconocen tres eventos de deformación asociados a la propagación de la deformación de oeste a este. El evento D1 afectó rocas de la zona más al oeste de la cuenca de Zimapán, en el área de Tolimán, y se obtuvo una edad de plegamiento, usando ilita de intercrecimiento en un pliegue, de 82.0 ± 0.5 Ma y una edad de fallamiento, utilizando ilita en el flanco de un pliegue, de 83.5 ± 1.5 Ma. El segundo evento de deformación y acotamiento D2 que afecta rocas al este de la cuenca de Zimapán, se definió con el fechamiento de ilitas en una zona de cizalla identificada en los flancos de un pliegue y se obtuvo una edad de 77 Ma. También fecharon un pliegue formado en turbiditas de edad Campaniano-Maastrichtiano, ubicado en la parte oeste de la Cuenca Tampico-Misantla, obteniendo una edad de 64 ± 2 Ma, lo que interpretan como el primer y más importante evento de plegamiento en la Cuenca Tampico-Misantla. Si es que este plegamiento se formó como una

continuación de D2, entonces transcurrieron alrededor de 12 Ma para que se transfiriera la deformación de una cuenca a la otra, con dirección de oeste a este. El evento D3 se identificó fechando un pliegue al este de la cabalgadura de Tetitla en la porción oriental de la Cuenca Tampico-Misantla, ese evento D3 representa el pulso más joven de deformación que afecta las rocas Cretácicas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras, y para él se obtuvo una edad de 43.5 ± 0.5 Ma. Tomando en cuenta estas edades se puede interpretar que la deformación en el Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (también conocido como Sierra Madre Oriental) es más vieja al oeste y se extiende a edades más jóvenes al este abarcando desde ~83 hasta ~43 Ma.

- La segunda discordancia fue descrita por Nieto Samaniego *et al.* (2005) como “discordancia del Eoceno medio”, y la ubican entre los cuerpos intrusivos más antiguos que no presentan deformación por acortamiento (deformación laramídica) y las unidades litoestratigráficas posteriores que afloran en la Mesa Central, y que consisten en conglomerados y rocas volcánicas continentales. Dos ejemplos de este hiato se observan en las localidades de Pinos, Zacatecas y Duarte, Guanajuato:

En la localidad de Pinos, Zacatecas, aflora el cuerpo intrusivo “Peñón Blanco”, que es un granito de muscovita, rico en turmalina, cuya edad obtenida con el método Ar-Ar en muscovita es de 50.94 ± 0.47 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Hacia el sur del cuerpo granítico aflora la unidad estratigráfica “capas rojas de Pinos”, la cual es un conglomerado continental que contiene clastos del granito Peñón Blanco y que tiene intercalada hacia su cima una ignimbrita de composición félsica de 32.3 ± 1.5 Ma (K-Ar en sanidino) (Aranda-Gómez *et al.*, 2007). Las capas rojas de Pinos es la unidad estratigráfica inmediata más joven que el granito Peñón Blanco, por lo que se establece que hay una ausencia de unidades estratigráficas que abarca la mayor parte del Eoceno, probablemente lo que es el Lutecio.

Por otra parte, en la localidad de Duarte, Guanajuato, aflora el Granito Comanja, que es un granito de biotita con numerosas vetas ricas en turmalina. Dichas vetas presentan varias generaciones de ese mineral y en ellas se observan estructuras

de deformación dúctil y frágil. Una edad de cristalización de este cuerpo granítico fue determinada en 51.7 ± 0.2 Ma (U-Pb LA-ICPMS en zircón) (Botero-Santa, 2011). Botero-Santa (2011) postula que el enfriamiento rápido, la cristalización y el emplazamiento del Granito Comanja ocurrieron en un lapso no mayor a 3 millones de años (Ma). Sobreyaciendo al granito Comanja se tiene un conglomerado continental, el cual es cubierto por flujos piroclásticos. También se tienen coladas de andesita que descansan directamente sobre el granito, formando una discordancia.

Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) proponen que la orogenia Larámide produjo una montaña que se ubicó en la Mesa Central, abarcando prácticamente todo lo ancho de México, desde la costa pacífica hasta la SMOr. Dicha montaña solo es observable en la actualidad en la Sierra Madre Oriental, mientras que no se aprecia en el resto de la Mesa Central, por lo cual esos autores postulan que fue removida y que ese fenómeno está representado en las discordancias descritas en los párrafos anteriores.

En este trabajo se tiene especial interés en la zona de la Sierra de Guanajuato, donde aflora una discordancia entre el Granito Comanja y una andesita que descansa directamente sobre él. El objetivo de esta tesis es determinar la historia de exhumación del Granito Comanja, evento que guarda una relación directa con la discordancia del Eoceno medio descrita arriba y con la remoción de la Montaña Larámide postulada por Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012). Para ello, esta tesis se fundamenta en cartografía geológica, fechamientos isotópicos de las unidades litológicas y la interpretación de las rocas de falla que registraron el paso del granito, de zonas de deformación plástica a zonas de deformación quebradiza.

1.1 Localización

El área de estudio se localiza al sur de la Sierra de Guanajuato en las cercanías del pueblo de Duarte, Guanajuato, entre las coordenadas UTM 14Q 231699-2350219 y

249498-2330952. Como base topográfica se utilizó la carta del INEGI escala 1:50000 Nuevo Valle de Moreno (F14C42).

Las principales poblaciones cercanas a la zona de estudio son Duarte, San Juan de Otates, Comanjilla y Nuevo Valle de Moreno. Las principales vías de acceso son la carretera Duarte-León, el camino Duarte-Las Coloradas-Nuevo Valle de Moreno, el camino Nápoles-Nuevo Valle de Moreno y los numerosos caminos y brechas que enlazan estos caminos principales y que atraviesan el área de estudio (Figura 1).



Figura 1. Imagen del área de estudio con las principales vías de acceso en azul. Fotografía tomada de Google Earth.

La orografía de la zona tiene dos grupos de elevaciones, uno que se encuentra por debajo de los 1800 msnm y que corresponde a la planicie de relleno conocida como El Bajío (Guanajuatense), y el segundo, con cotas superiores a los 1800

msnm que corresponden a la Sierra de Guanajuato. La mayor elevación que se tiene en el área de estudio es el Cerro Verde con 2250 msnm (**Figura 2**).

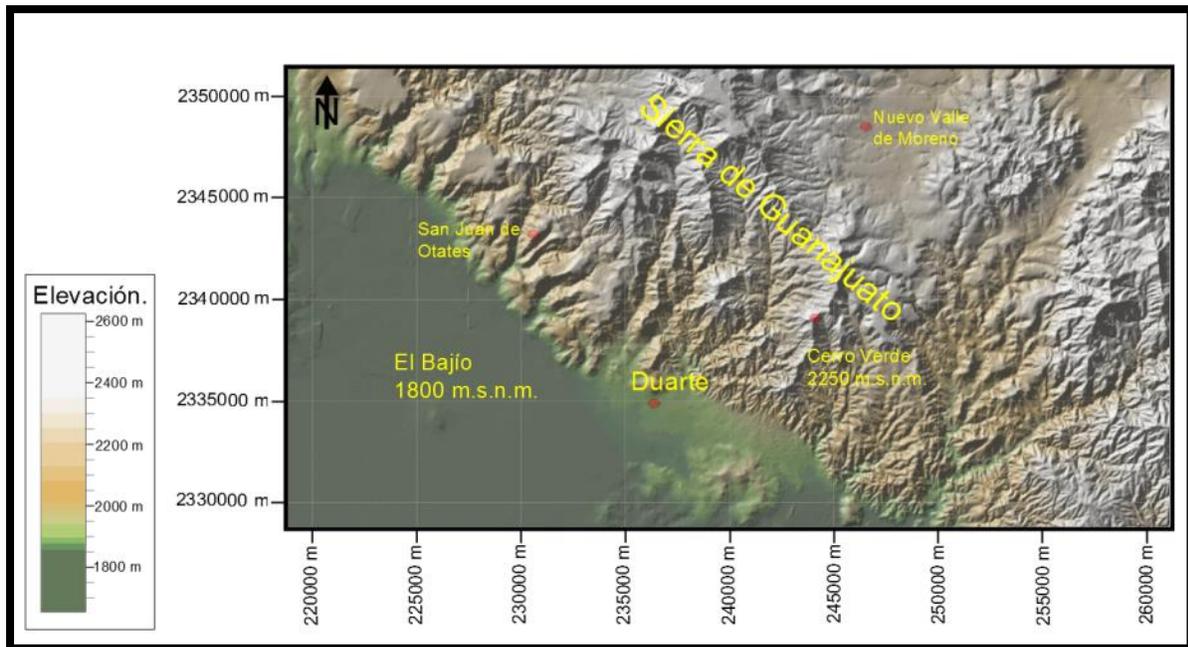


Figura 2. Mapa de elevaciones de la zona de estudio.

1.2 Problemática

Muchos autores han observado la discordancia y/o el hiato del Eoceno que aparece en la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Aranda Gómez *et al.* 2007; Tristán-González *et al.*, 2009a; Tristán-González *et al.*, 2009b; Botero-Santa, 2011; Quintero-Legorreta, 1992); sin embargo, ninguno hizo hincapié en su existencia u ofreció interpretación alguna sobre su origen, o bien, sobre su significado geológico o tectónico. Considerando la edad de cristalización del Granito Comanja de 51.7 Ma (U-Pb, LA-ICPMS en circón, Botero-Santa, 2011) y la edad de las unidades que lo sobreyacen discordantemente, como la andesita en el Cerro Verde, se interpreta que en ese lapso el granito fue exhumado. Al momento se desconoce la profundidad del emplazamiento del Granito Comanja, pero al tratarse de una roca plutónica de grano grueso y de dimensiones batolíticas es factible que la profundidad de emplazamiento haya sido de varios kilómetros y que la velocidad de exhumación pudo ser muy grande, lo que haría factible que,

además de procesos de erosión subaérea, hayan tenido lugar mecanismos de colapso gravitacional. En esta tesis se identifican fallas que intervinieron en el proceso de exhumación, las cuales están asociadas con vetas de turmalina que afloran dentro del Granito Comanja. En este trabajo se considera que la identificación de las distintas fases de mineralización de turmalina, así como determinar la edad de actividad de las fallas asociadas, permitirá reconstruir la historia de exhumación del granito.

1.3 Objetivo General

Reconstruir la historia de exhumación del Granito Comanja en el área de estudio

1.3.1 Objetivos particulares:

- a) Determinar la temporalidad del proceso Intrusión → enfriamiento → exhumación → sepultamiento → exhumación, que ha experimentado el Granito Comanja en la región de Duarte, Gto.
- b) Determinar la paragénesis de las vetas de turmalina.
- c) Identificar la historia de exhumación del granito Comanja registrada en las vetas de turmalina-cuarzo que contiene.

1.4 Metas

- Elaborar un mapa geológico realizando ajustes a los mapas publicados por el Servicio Geológico Mexicano y el mapa geológico de Martínez-Reyes (1992).
- Fechar las unidades litoestratigráficas de la zona de estudio por el método U-Pb en zircones.
- Hacer el estudio petrográfico y/o mineralógico de las distintas generaciones de turmalina presentes en las vetas.
- Hacer un análisis estructural de las fallas presentes en el Granito Comanja.

1.5 Metodología

A partir del análisis de los trabajos publicados en la literatura referentes a la Geología Estructural, Estratigrafía, Geocronología, evolución tectónica, entre otras disciplinas y usando la Carta Geológica escala 1: 50,000 Nuevo Valle de Moreno F14-C42 del Servicio Geológico Mexicano, el Mapa de la Sierra de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992) y la carta topográfica a escala 1:50,000 del INEGI con clave Nuevo Valle de Moreno F14-C42, se delimitó el área de estudio donde se pudiera tener afloramientos de calidad y con fácil acceso para observar las diferentes estructuras y litologías de interés para realizar el presente trabajo.

Se realizaron recorridos de campo tanto en caminos de terracería como en arroyos para encontrar los afloramientos o buscar estructuras de interés que se habían interpretado a partir de imágenes Satelitales (Google Earth) y en los mapas geológicos previos del área de estudio. Todos los puntos de trabajo se ubicaron utilizando un GPS marca Garmin modelo GPSmap 60CSx y apoyándose de software especializado en navegación y georreferenciación satelital como Google Earth, GPS TrackMaker, Global Mapper, entre otros. Una vez que se tenían planeadas las rutas a seguir y los puntos a visitar se realizaron los trabajos de campo siguiendo dichas rutas o improvisando nuevas conforme a lo que se observaba en campo.

El trabajo en las estaciones de campo consistía en realizar una descripción a detalle de los afloramientos localizados, muestreo y descripción de las litologías presentes, toma de datos estructurales en caso de tener fallas, fracturas y vetas, ubicación con GPS del afloramiento y la muestra tomada, toma de fotografías.

- Descripción a detalle de los afloramientos localizados

Esta actividad consiste en registrar en la libreta de campo todas las generalidades del afloramiento tales como: ubicación general, dimensiones, grado de intemperismo, color, estructuras de interés, litologías presentes, relación entre las litologías, fecha y hora, actividades a realizar en el afloramiento, etc.

- **Muestreo y descripción de las litologías presentes**

La descripción de las litologías se realizó en todos los afloramientos visitados se realizó utilizando lupas de distinto aumento (10x a 20x), tablas de clasificación de rocas en campo (principalmente ígneas), pruebas de dureza, etc. En caso de que para alguna litología no se tuviera la certeza de su clasificación por motivos de alteración o intemperismo se tomó una muestra para análisis petrográfico. El muestreo de las distintas litologías se realizó con diversos enfoques:

+ Muestras de roca para estudios petrográficos de clasificación de roca.

Para estos estudios se recolectaron muestras que no estuvieran muy alteradas, poco fracturadas y que tuvieran minerales que puedan ser descritos con el microscopio petrográfico, se tomó una muestra de tamaño considerable para poder realizar lámina delgada.

+ Muestras de roca para estudiar las estructuras presentes con microscopio petrográfico.

Estas muestras son principalmente de las vetas ricas en cuarzo-turmalina presentes en el Granito Comanja que tienen distintas orientaciones y que pueden o no tener estructuras de deformación a simple vista. Se tomaron muestras orientadas para realizar láminas delgadas en las que se pueda elegir el mejor corte para observar con claridad las estructuras presentes.

+ Muestras de roca para realizar fechamientos isotópicos.

El método de fechamiento que se usó en este trabajo es el de U/PB en zircón, por lo que si la roca se encuentra muy alterada o afectada por intemperismo no va a afectar los fechamientos, no obstante se muestrearon rocas lo más sanas posible. La cantidad de muestra que se recolectó para este fin varía entre 5 kg para las rocas de composición intermedia a ácida y entre 10 y 15 kg para las rocas de composición máfica que por lo general contienen menos zircones.

Todos los puntos de muestreo fueron ubicados en GPS.

- **Toma de datos estructurales**

Los datos estructurales que se documentaron son principalmente rumbo, echado y pitch (en caso de tener estrías de falla) de las fallas, fracturas y vetas, rumbo y echado de los estratos en las unidades sedimentarias como el Conglomerado Duarte, espesor y geometría de las vetas de turmalina. Los datos fueron tomados con Brújula tipo Brunton versión azimutal. Las estaciones estructurales fueron ubicadas con GPS. Los datos estructurales tomados en campo se registraron en la libreta de campo con el formato azimutal con la convención de la mano derecha y se vaciaron en hojas de cálculo Excel para su posterior análisis e interpretación.

Análisis petrográfico y geocronológico

Se elaboraron un total de 31 láminas delgadas en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, de las cuales 22 son láminas delgadas para estudios petrográficos y 3 se utilizaron para los análisis químicos en la Microsonda Electrónica. Los estudios petrográficos y toma de fotomicrografías se realizaron en el Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la UNAM utilizando un microscopio petrográfico OLYMPUS BX51.

Se procesaron 7 muestras en el Laboratorio de Molienda del CGEO para separar zircones y realizar fechamientos isotópicos. Sólo en 4 muestras se encontraron zircones para fechar. El proceso para separar zircones y realizar fechamientos por el método U/PB en zircón es el siguiente:

- **Trituración de la muestra y tamizado.** Se tritura la muestra utilizando una prensa hidráulica y se hace pasar el material por tamices con mallas 40, 60 y 80 hasta tener una concentración considerable de material con diámetro menor a la malla 80 (<0.18 mm).
- **Mesa Wilfley.** La fracción de material obtenida de la trituración y tamizado se hace pasar por la Mesa Wilfley para obtener 4 fracciones de material de distinta densidad.

* La mesa Wilfley es un aparato que separa minerales pesados de minerales ligeros aprovechando sus diferentes densidades, para esto realiza un movimiento cíclico que se divide en un movimiento horizontal paralelo al flujo de agua y un movimiento brusco contrario al flujo del agua. La separación de las especies se produce gracias a la diferencia de velocidad que experimenta cada partícula de acuerdo con su tamaño y densidad cuando fluye sobre la capa del líquido (agua) que actúa como medio de separación.

- **Secado.** Las fracciones resultantes de la separación por densidad en la mesa Wilfley se ponen a secar en un horno a una temperatura no mayor a 80° C. La fracción de material de mayor densidad es la que se selecciona para seguir con el procedimiento, mientras que las otras fracciones son almacenadas o pueden ser desechadas.
- **Separación de minerales de alta y baja susceptibilidad magnética.** Se emplea un separador magnético tipo Frantz y lo primero que se realiza es una separación *hand-magnetic*, donde con una intensidad de 2 A son separados los minerales magnéticos. Posteriormente el separado paramagnético es corrido en el carrito del Frantz con una intensidad igual a la anterior obteniendo un concentrado no magnético donde se encuentran los zircones.
- **Selección manual:** Bajo una lupa binocular son elegidos los especímenes que representen la población de zircones en la muestra.
- **Elaboración y pulido de la probeta.** Una vez separados los zircones, estos son montados en una resina epóxica, que al endurecerse es pulida y posteriormente llevada al microscopio binocular (en este caso Olympus SZX-12) con una platina de catodoluminiscencia marca Reliotrón en el laboratorio de Geofluidos del Centro de Geociencias (CGEO) UNAM. Se toman fotografías con luz transmitida y luz reflejada que permitan observar la estructura del zircón y seleccionar los sitios más apropiados para realizar los disparos del láser.

Con los puntos para análisis seleccionados, la probeta con los zircones pasa al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del CGEO, donde son ablacionados con un láser Resonetics LPX200, de excímeros ArF que genera un espectro electromagnético de 193 nm, acoplado al ICP-MS cuadrupolo “Thermo X-Series” (Solari *et al.*, 2010). La ablación se desarrolla en una celda con una atmósfera de He, en la que incide el láser provocando la nebulización del spot con unas dimensiones aproximadas de 34 μm de diámetro y 25 μm de profundidad, luego un flujo de N_2 y Ar transporta la muestra al ICP-MS para medir las relaciones isotópicas en cada uno de los spots (disparos) realizados.

Con la finalidad de hacer correcciones por el fraccionamiento intrínseco de los isótopos de Pb y la deriva instrumental, la secuencia de análisis incluye la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612) y la medición de un zircón estándar por cada 5 mediciones de zircones desconocidos (Solari *et al.*, 2010).

No se puede realizar la corrección por plomo común con la metodología y el equipo empleado para fechar por LA-ICP-MS, por lo tanto se usan los métodos matemáticos propuestos por Andersen (2002) para realizar dicha corrección. Todo lo anterior, en conjunto con reducción de datos, el tratamiento de relaciones isotópicas y el graficado de resultados fueron realizados por los expertos del LEI.

Análisis con microsonda Electrónica

Se enviaron tres láminas delgadas, doblemente pulidas al Laboratorio de la Microsonda Electrónica (Electron Microprobe Laboratory), del Colegio de Ciencias de la Tierra, oceánicas y atmosféricas (College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences) de la Universidad Estatal de Oregon (Oregon State University). Se utilizó un equipo marca Cameca, modelo SX100 y se realizó el análisis en una sesión con conexión remota desde el Centro de Geociencias. La calibración del equipo para mediciones aplicadas a minerales del grupo de la turmalina fue realizada por el técnico de dicho laboratorio. Se realizaron 69 puntos de análisis.

Figura 3. Mapa Geológico del área de estudio

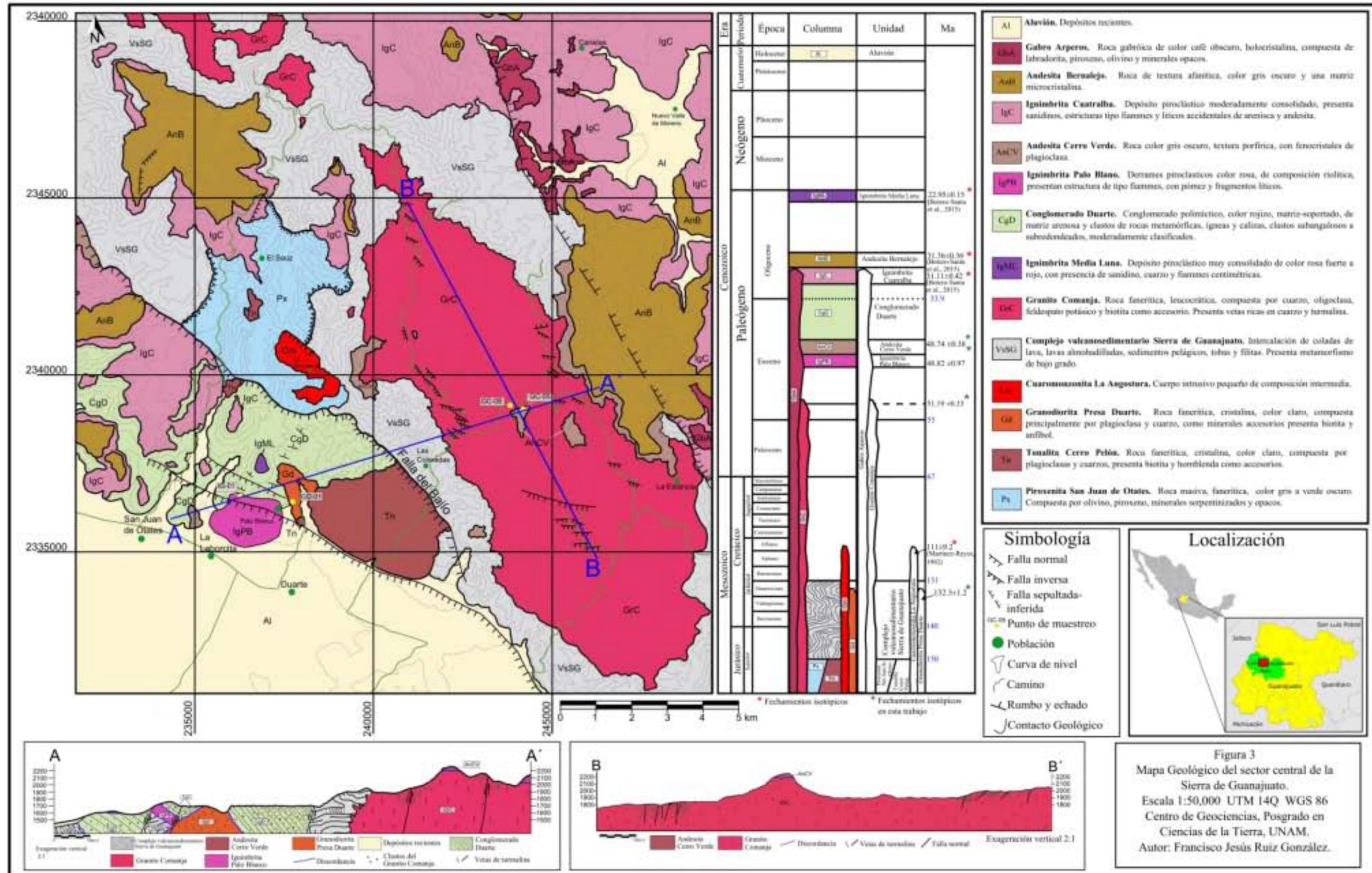


Figura 3
Mapa Geológico del sector central de la Sierra de Guanajuato.
Escala 1:50,000 UTM 14Q WGS 86
Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
Autor: Francisco Jesús Ruíz González.

2. Estratigrafía

2.1 Piroxenita San Juan de Otates

2.1.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) da el nombre de Piroxenita San Juan de Otates al conjunto de rocas masivas, cristalinas, de color verde oscuro al estar frescas y color verde claro cuando están intemperizadas, con una paragénesis mineral de augita y olivino, con antigorita, clorita, talco y minerales opacos como minerales de alteración (serpentinización), y con actinolita como mineral de metamorfismo regional (facies de esquistos verdes). Estas rocas presentan sus mejores afloramientos a lo largo del arroyo San Juan de Otates y cubren una superficie aproximada de 12 km².

Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo (1999) reportan como Unidad Ultramáfica San Juan de Otates a una serie de escamas tectónicas de rocas que van desde ultramáficas a básicas e intermedias, formadas por serpentinitas, peridotitas, clinopiroxenitas serpentinizadas y gabros con texturas de acumulación. Los afloramientos de esta unidad son los mismos que los de la “Piroxenita San Juan de Otates” cartografiada por Martínez Reyes (1992).

2.1.2 Litología

En la zona de estudio (**Figura 3**), la Piroxenita San Juan de Otates se presenta como una roca masiva, cristalina, de color gris a verde claro cuando esta intemperizada y color verde oscuro cuando está fresca (**Figura 4**). En muestra de mano los minerales observables son olivino, piroxeno y minerales alterados (serpentinización).

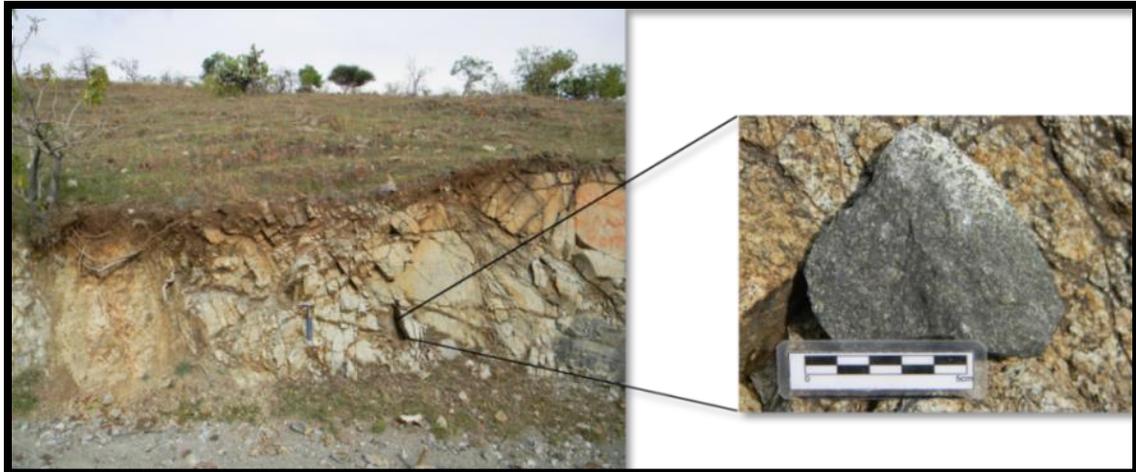


Figura 4. Afloramiento de la Piroxenita San Juan de Otates en el camino rumbo a la población La Angostura.

El estudio petrográfico muestra una paragénesis mineral de olivino y ortopiroxeno, con clorita y minerales de alteración (serpentinización) y minerales opacos. Se clasifica como piroxenita (**Figura 5**).

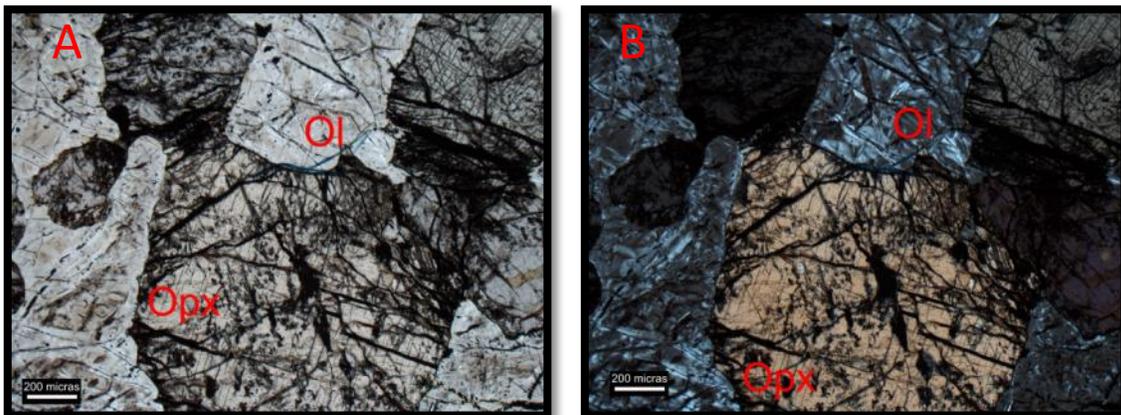


Figura 5. Muestra de la piroxenita San Juan de Otates vista a través del microscopio petrográfico donde Ol=olivino y Opx=ortopiroxeno. A. Luz plana. B. con nícoles cruzados.

2.1.3 Contactos con otras unidades

Martínez-Reyes (1992) propone que estas rocas representan una unidad alóctona de naturaleza ofiolítica y cabalgan a la unidad que yace bajo ellas.

2.1.4 Edad

Martínez-Reyes (1992) le asigna por su posición estratigráfica una edad tentativa de Jurásico Tardío.

2.2 Tonalita Cerro Pelón

2.2.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) da el nombre de Tonalita Cerro Pelón a la unidad de rocas masivas, cristalinas, de colores claros que, petrográficamente, pueden ser agrupados como plagiogranitos y que afloran en la mitad sudoriental de la Sierra de Guanajuato. Tiene como característica los numerosos diques doleríticos que la cortan en varias direcciones (**Figura 6**). En el área de estudio se denomina Tonalita Cerro Pelón a la unidad de rocas intrusivas, color blanco, de composición intermedia, que afloran principalmente al este de la cortina de la Presa de Duarte (**Figura 3**).

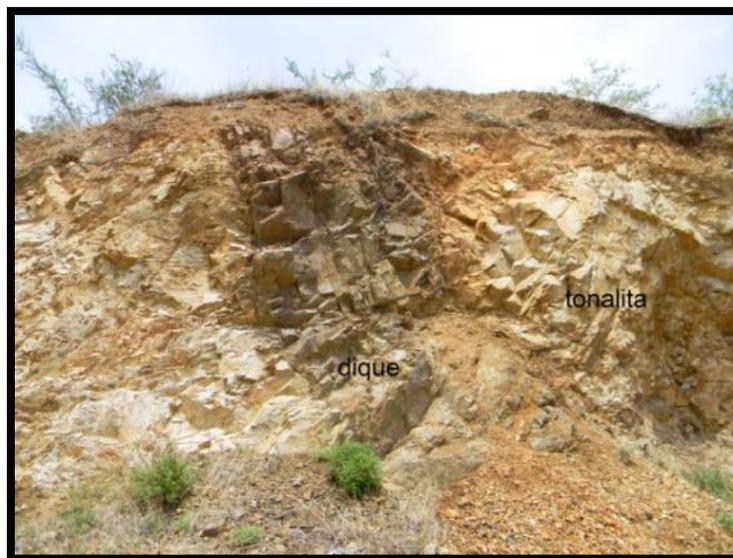


Figura 6. Afloramiento de la Tonalita Cerro Pelón ubicado en el camino que va hacia la Presa de Duarte. Se observa un dique que corta a la tonalita.

2.2.2 Litología

En el área de estudio la unidad tonalita Cerro Pelón se presenta como una roca de color blanco cuando está fresca y de color café claro cuando esta intemperizada, con coloraciones rojizas de los minerales alterados. Macroscópicamente se observan abundantes cuarzos y plagioclasas (**Figura 7**).



Figura 7. Aspecto muy blanco de la Tonalita Cerro Pelón donde es muy rica en cuarzo y plagioclasa.

Microscópicamente se tiene una textura holocristalina, fanerítica, con cristales subédricos a euédricos. Los minerales principales son plagioclasa y cuarzo. Se tienen algunos cristales de biotita y de hornblenda (**Figura 8**).

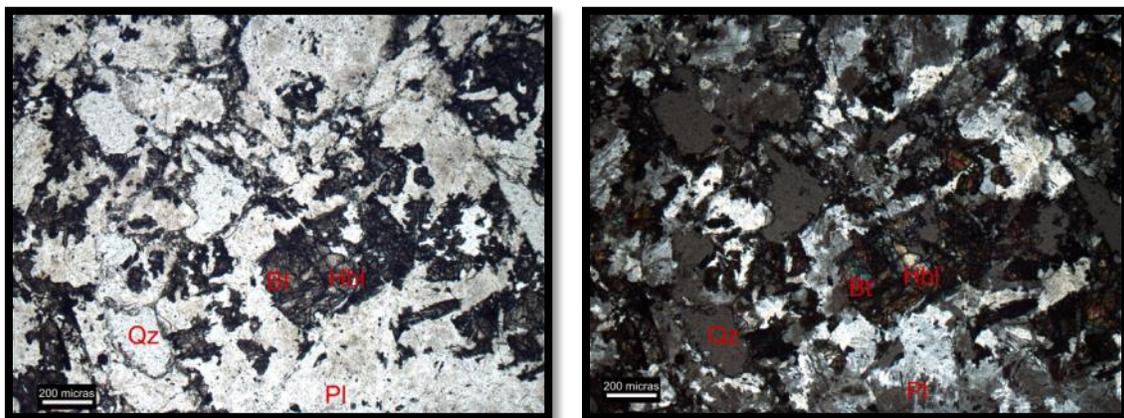


Figura 8. Tonalita Cerro Pelón vista a través del microscopio petrográfico. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados. Qz=cuarzo, Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Pl=plagioclasa.

2.2.3 Contactos con otras unidades

El contacto inferior con la Piroxenita San Juan de Otates es por falla inversa (**Figura 9**). La unidad estratigráfica superior corresponde a un cuerpo intrusivo granodiorítico que corta a la Tonalita.



Figura 9. Contacto por falla inversa. La Piroxenita San Juan de Otates cabalga a la Tonalita Cerro Pelón.

2.2.4 Edad

Zimmermann (1990) fechó estas rocas con el método K/Ar obteniendo una edad de 157.1 ± 8.8 Ma, ubicándola en el Jurásico Tardío- Cretácico.

2.3 Granodiorita Presa Duarte

2.3.1 Antecedentes

Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo (1999) reportan a esta unidad como parte de la Granodiorita La Angostura, que intrusión a la secuencia vulcanosedimentaria y a la Unidad Ultramáfica San Juan de Otates en la localidad de La Angostura. En este trabajo se da el nombre de Granodiorita Presa Duarte al cuerpo intrusivo de

composición intermedia que tiene sus principales afloramientos rodeando las zonas oeste y norte de la Presa Duarte (**Figura 3**).

2.3.2 Litología

En el área de estudio aflora un cuerpo intrusivo de composición intermedia, que es cortada por numerosos diques de diversas composiciones. Se trata de una roca color rosado a amarillo claro cuando está intemperizada y color blanco con minerales verdes y oscuros cuando se encuentra fresca (**Figura 10**). Macroscópicamente se observan cuarzo, plagioclasa, biotita y minerales opacos.



Figura 10. Granodiorita Presa Duarte en las cercanías de la Presa de Duarte.

Petrográficamente se trata de una roca holocristalina, inequigranular, de textura fanerítica, hipidiomórfica, con cristales que son de euédricos a subédricos. Los minerales principales son cuarzo (45%) y plagioclasa (40%) y como secundarios y accesorios se tiene biotita y anfíbol (10%). El contenido de feldespato es muy poco aproximadamente del 5 %. Se clasifica como una granodiorita (**Figura 11**).

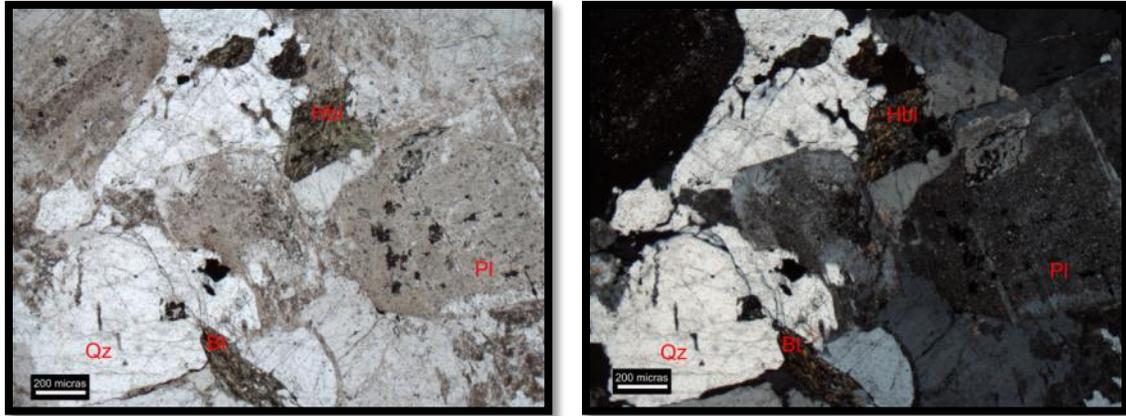


Figura 11. Granodiorita Presa Duarte vista a través del microscopio petrográfico. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados. Hbl=Hornblenda, Qz=cuarzo, Bt=biotita, Pl=plagioclasa.

2.3.3 Contactos con otras unidades

En el área de estudio esta unidad infrayace al conglomerado Duarte por medio de un contacto discordante (**Figura 12**).



Figura 12. Contacto discordante entre la Granodiorita Presa Duarte y el Conglomerado Duarte.

2.3.4 Edad

En este trabajo se realizó el fechamiento con el método de U/Pb en zircón (LA-ICPMS) de la muestra GD-01 correspondiente a esta unidad y se obtuvo una edad de cristalización de 132.3 ± 1.2 Ma (ver apartado 3.2 del capítulo Geocronología).

2.4 Cuarzomonzonita La Angostura

2.4.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) nombra Cuarzomonzonita La Angostura a un cuerpo intrusivo pequeño, de composición intermedia, que aflora en la localidad de La Angostura (**Figura 3**). En el área de estudio se utiliza el nombre de Cuarzomonzonita La Angostura para denominar al cuerpo intrusivo que aflora en la localidad La Angostura y que intrusión a la Piroxenita San Juan de Otates (**Figura 3**).

2.4.2 Litología

Se trata de una roca intrusiva, color amarillo a café claro cuando está intemperizada, y blanca con minerales verdes y opacos cuando está fresca. Los minerales principales son feldespato potásico y plagioclasa en igual cantidad, cuarzo y minerales máficos como biotita y anfíboles.

2.4.3 Contacto con otras unidades

La Cuarzomonzonita La Angostura se encuentra intrusionando a la Piroxenita San Juan de Otates.

2.4.4 Edad

Martínez-Reyes (1992) reporta edades K-Ar para esta unidad de 101.2 ± 2.7 Ma y 111.9 ± 9.2 Ma.

2.5 Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato

2.5.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) y Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo (1999) dan el nombre de Complejo Vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato a las secuencias de rocas que Echegoyén *et al.* (1970) definió como Formación Esperanza y Formación La Luz. La Formación Esperanza está compuesta por facies sedimentarias marinas que consisten en calizas, lutita, arenisca y bancos ocasionales de conglomerado.

La Formación La Luz presenta facies volcánicas representadas por derrames de lava de composición andesítica, basáltica o dacítica, masivas a almohadilladas. Las dos formaciones presentan metamorfismo en facies de esquistos verdes.

Chiodi *et al.* (1988) y Monod *et al.* (1990) incluyen en la Formación Arperos a las rocas de la Formación Esperanza que presentan bajo grado de metamorfismo y protolito pelítico.

Monod *et al.* (1990) incluye dentro de la Formación Arperos a una secuencia de grauvaca, cuarcita, micrita, radiolarita, pedernal, lutitas y algunos conglomerados que sobreyacen concordantemente a lavas almohadilladas, diques piroclásticos y rocas volcanoclásticas.

Quintero-Legorreta (1992) describe con el término de unidad sedimentaria al conjunto de pelita, psamita y algunos horizontes calcáreos que afloran en varios sitios de la Sierra de Guanajuato. La secuencia de lavas almohadilladas y derrames basálticos, que se intercalan con la unidad vulcanosedimentaria, la denomina Ofiolita Barbosa.

2.5.2 Litología

En el área de estudio se presentan afloramientos del Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato en una franja alargada con dirección NW-SE (**Figura 3**). Las litologías presentes en la zona de estudio son

principalmente arenisca de color rojizo rica en cuarzo, intercaladas con lutita. Presentan estratificación paralela, el espesor de los estratos varía de 3 cm hasta 30 cm. Los estratos suelen estar altamente deformados por plegamiento y presentan intenso fracturamiento, así como metamorfismo en facies de esquistos verdes (**Figura 13**). Se pueden encontrar también facies volcánicas, formadas de lavas basálticas, todas con metamorfismo en facies de esquistos verdes. Hay algunas rocas metamórficas como filita y esquivo de clorita.

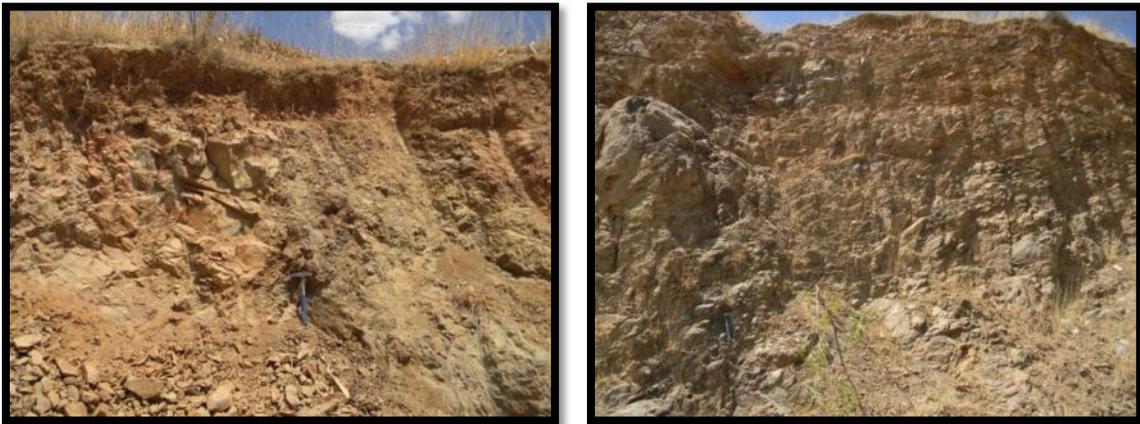


Figura 13. Afloramientos del Complejo vulcanosedimentario Sierra De Guanajuato en el camino que va de Las coloradas a San Juan de Otates.

2.5.3 Contactos con otras unidades

El contacto superior del Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato es un cabalgamiento donde las rocas de la Piroxenita San Juan de Otates cubren al complejo vulcanosedimentario. En el área de estudio también se lo observa en contacto por falla normal con el Conglomerado Duarte y subyaciendo de manera discordante bajo unidades de ignimbrita y andesita no deformadas. Su contacto con el Granito Comanja se observa con toda claridad y es de tipo intrusivo.

2.5.4 Edad

Corona-Chávez (1998) reporta la presencia de *Nannoconus dolomiticus* en estratos de limolita que se encuentran hacia la parte baja de la secuencia que aflora en la porción centro sur de la Sierra de Guanajuato, por lo que le asigna una

edad entre el Tithoniano y el Hauterviano. Por otra parte, Martínez-Reyes y Dávila-Alcocer (1987) reportan la presencia de radiolaritas que sugieren una edad Valanginiano-Turoniano.

Mortensen *et al.* (2003) asocian las rocas del complejo vulcanosedimentario con la Formación Arperos, en la que obtuvieron una edad de U/Pb de 146.1 ± 1.1 Ma, para unos derrames riolíticos localizados en los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS), asignándoles una edad Jurásico Tardío.

Martini *et al.* (2011) realizaron fechamientos U-Pb en circón, en diques félsicos sinsedimentarios obteniendo una edad de 150.7 ± 0.8 Ma y edades U-Pb en circón de 145.4 ± 1 Ma para flujos de lava riodacíticos que cubren concordantemente las rocas del complejo vulcanosedimentario, restringen el depósito de las rocas clásticas de la Formación Esperanza al Tithoniano.

2.6 Granito Comanja

2.6.1 Antecedentes

Echegoyén-Sánchez *et al.* (1975) dan este nombre a un cuerpo granítico de dimensiones batolíticas que se extiende desde Comanja de Corona (Jalisco) hasta el pueblo denominado Mineral de la Luz, ubicado en el Distrito Minero de Guanajuato.

Martínez-Reyes (1992) describe al Granito Comanja como un cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas, que aflora siguiendo la orientación de la Sierra de Guanajuato. Comenta que sus facies son petrográficamente poco variables, que no muestra metamorfismo regional ni deformación importante y que muestra una aureola de metamorfismo de contacto de dimensiones considerables y de mineralogía variada, según el tipo de rocas que lo encajonan.

Botero-Santa (2011) describe al Granito Comanja como “un batolito emplazado en el núcleo de la Sierra de Guanajuato, alargado con una orientación NW-SE, paralela al Sistema de Fallas de El Bajío. También describe que a pesar de la gran

extensión que cubre el Granito Comanja, su composición es bastante homogénea. Se trata de una roca leucocrática, fanerítica, compuesta de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y algunas biotitas. Sin embargo, existe una diferenciación textural importante para este batolito; en la zona central de los cuerpos principales se observa una matriz microcristalina compuesta por los minerales anteriormente mencionados, sobre la cual descansan clústers de biotita y fenocristales bien desarrollados de ortoclasa, que alcanzan hasta 4 cm en su eje mayor. Hacia los bordes hay ausencia total de fenocristales y sólo aflora la matriz microcristalina. (sic.)". Reporta la presencia de diques aplíticos y de brechas magmático-hidrotermales de turmalina que cortan al Granito Comanja.

2.6.2 Litología

La composición del Granito Comanja en el área de estudio es bastante homogénea, se trata de una roca leucocrática, de textura fanerítica, compuesta de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y biotita. Se pueden tener variaciones texturales dentro del granito, pero sin cambiar la composición de manera significativa (**Figura 14**).

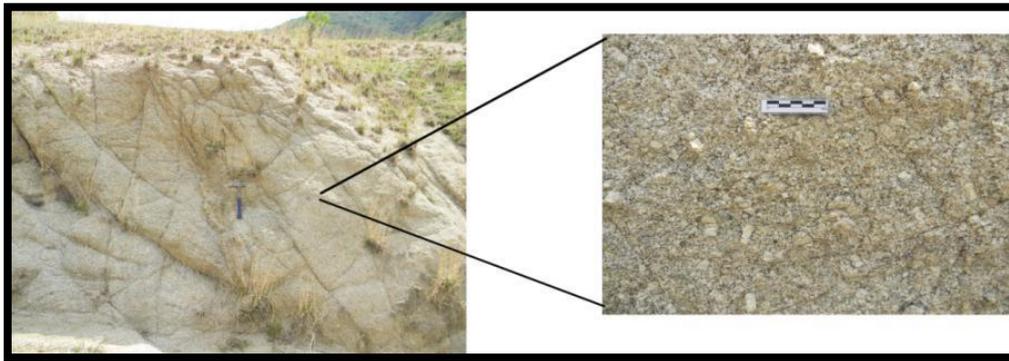


Figura 14. Afloramiento del Granito Comanja sobre el camino que va rumbo a Cerro Verde. Se pueden observar fenocristales de feldespatos de hasta 3 cm de largo.

Petrográficamente se observa una textura holocristalina, fanerítica, con cristales subédricos de cuarzo, feldespato (ortoclasa) y plagioclasa (oligoclasa). También se tienen cristales de biotita. Se puede clasificar como un granito de biotita (**Figura 15**).

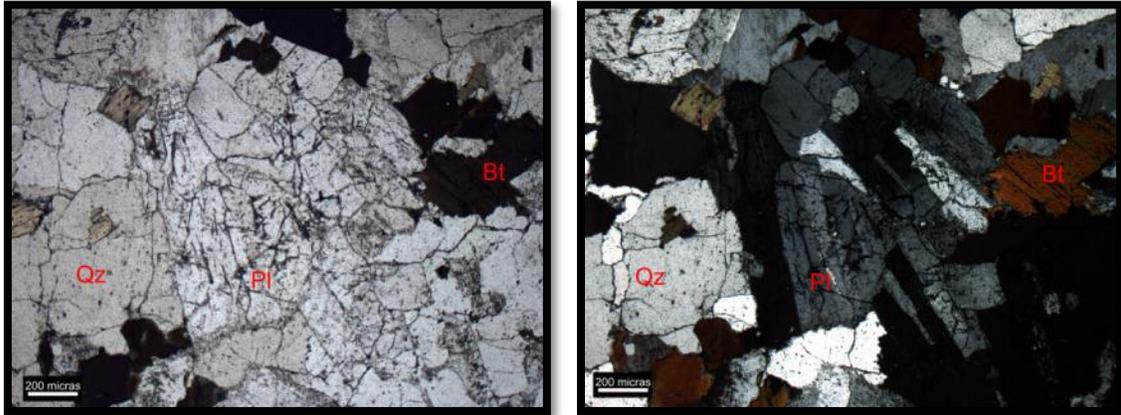


Figura 15. Granito Comanja visto a través del microscopio petrográfico. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nicoles cruzados. Qz=cuarzo, Pl=plagioclasa, Bt=biotita.

En el presente trabajo se documenta la presencia de numerosas brechas hidrotermales ricas en turmalina y cuarzo que se presentan con geometría de vetas con diversas orientaciones y espesores variados (**Figura 16**).

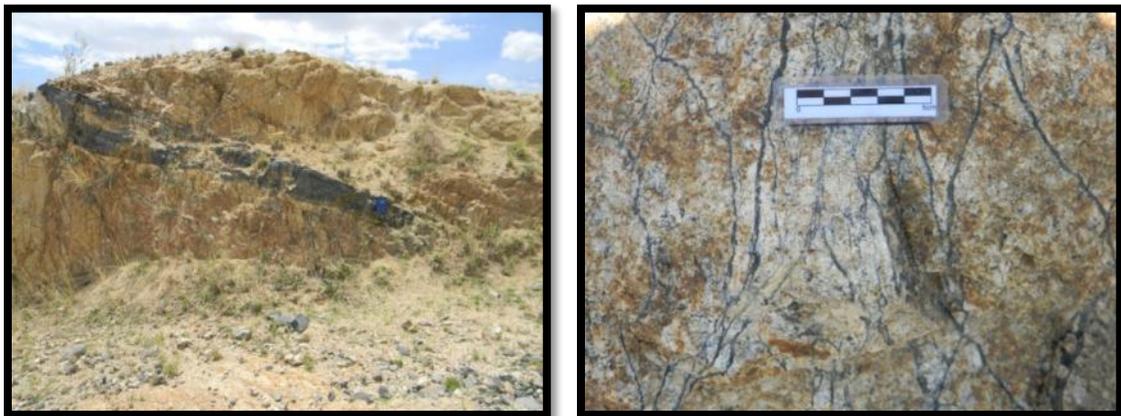


Figura 16. Las vetas ricas en turmalina y cuarzo presentan espesores que van desde algunos milímetros hasta varios decímetros. Afloramiento localizado al oeste de la población La Estancia.

Se puede observar en algunos planos en las vetas la presencia de estrías de falla (**Figura 17**).

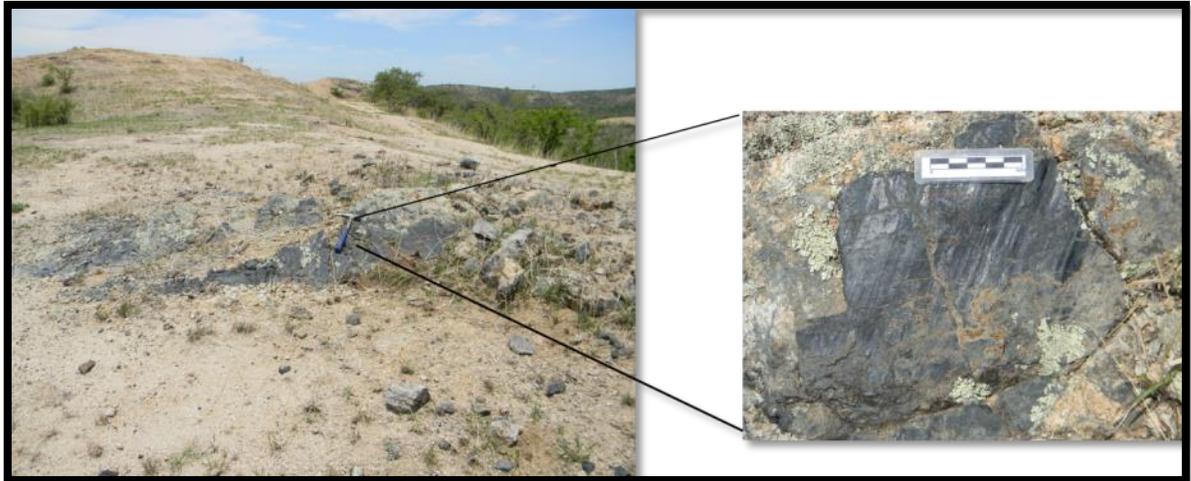


Figura 17. Estrías de falla en el plano de una veta de turmalina.

Las vetas son de color negro, los minerales principales son turmalina y cuarzo, en ocasiones contienen fragmentos del granito y se puede encontrar bandas de pseudotaquilita (**Figura 18**).

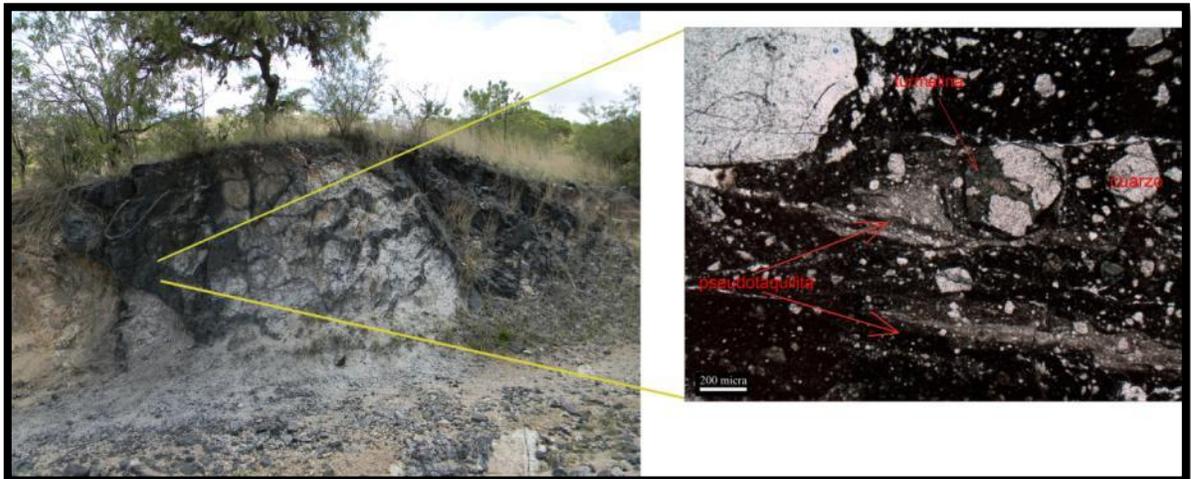


Figura 18. Veta de turmalina y cuarzo. A la derecha se observa a través del microscopio petrográfico.

En algunas zonas se puede encontrar xenolitos de composición básica dentro del granito (**Figura 19**).



Figura 19. Xenolitos de composición básica en el Granito Comanja.

2.6.3 Contactos con otras unidades

El Granito Comanja intrusiona el Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato. El contacto con las unidades que lo sobreyacen es discordante.

2.6.4 Edad

Múgica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) reportaron edades de 55 ± 4 Ma y 58 ± 5 Ma usando el método K/Ar en biotita.

Zimmerman *et al.* (1990) también usando el método K/Ar en biotita reportaron edades de 53 ± 3 Ma y 51 ± 1 Ma.

Botero-Santa (2015) obtuvo una edad U-Pb en zircón de $51.7^{+0.2}_{-0.8}$ Ma y edades Ar-Ar para biotita de 53.11 ± 0.27 Ma (edad de meseta) y para feldespatos potásicos de 53.63 ± 0.75 Ma (edad de isócrona).

En este trabajo, para la muestra del Granito Comanja GC-08 se obtuvo una edad U/Pb en zircones (LA-ICPMS) de 51.19 ± 0.33 Ma, la cual es interpretada como edad de cristalización (ver apartado 3.2 del capítulo Geocronología).

2.7 Ignimbrita Palo Blanco

2.7.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) agrupa en la unidad Ignimbrita Cuatralba a todas las rocas de naturaleza piroclástica y composición riolítica que cubren amplias extensiones de la Sierra de Guanajuato. En el área de estudio hay afloramientos de rocas piroclásticas en las cercanías de las poblaciones La Laborcita, Palo Blanco y Duarte que, aunque fueron agrupadas con anterioridad con Ignimbrita Cuatralba, en este trabajo las separamos como una unidad distinta, a la que se denomina Ignimbrita Palo Blanco. Se propone esta nueva unidad ya que las rocas cartografiadas ocupan una posición estratigráfica y tienen una edad muy distinta a la de la Ignimbrita Cuatralba.

2.7.2 Litología

En la zona de estudio, en las cercanías del poblado Palo Blanco hay derrames piroclásticos de composición riolítica, de color rosa, dispuestos en capas sub-horizontales con espesores de varios metros. Hacia la base de esta unidad se tienen depósitos caóticos sin estratificación ni gradación, con una matriz de cenizas y líticos de tamaño de arena, hay clastos subangulares a subredondeados, con tamaño desde 3 cm hasta 40 cm, los clastos principalmente son de ignimbrita (**Figura 20**). Este depósito posiblemente está asociado a una brecha co-ignimbrítica de rezago, lo que indica comúnmente que se trata de depósitos proximales a una fuente. Cercano a estos afloramientos se tiene la presencia de zonas de brechas de falla con dirección ~E-W.

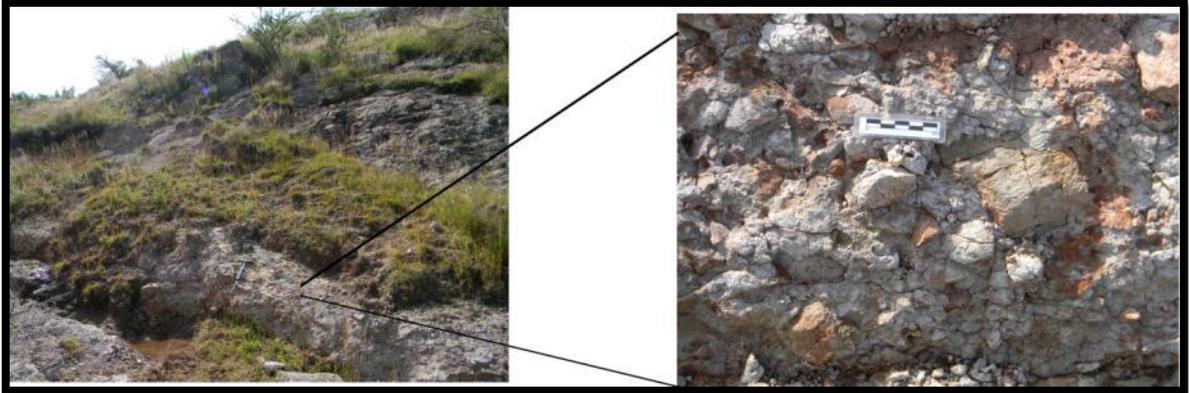


Figura 20. Hacia la base de la Ignimbrita Palo Blanco se observan depósitos caóticos.

Sobre esos depósitos caóticos se tienen capas subhorizontales de varios metros de espesor de ignimbrita soldada. Es una roca color rosa, con estructuras de flama, con pómez y fragmentos de líticos (**Figura 21**).



Figura 21. Aspecto de la Ignimbrita Palo Blanco.

En el estudio petrográfico se puede observar una textura vitrofírica, mesocristalina, con una matriz bien consolidada formada de vidrio y material criptocristalino, con luz plana se pueden apreciar espículas de vidrio. Contiene fenocristales euédricos a subédricos de cuarzo, sanidino y plagioclasa. Se observan minerales opacos, euédricos y también líticos (**Figura 22**).

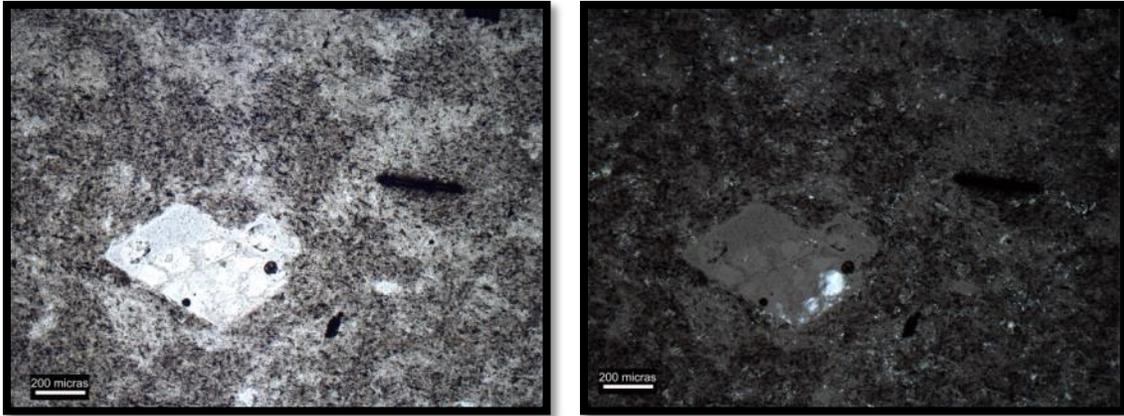


Figura 22. Muestra de ignimbrita Palo Blanco vista a través del microscopio petrográfico. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nicoles cruzados.

2.7.3 Contactos con otras unidades

Esta unidad subyace discordantemente al Conglomerado Duarte (**Figura 23**) y dentro del área de estudio no se observa el contacto inferior pero se infiere que está en discordancia con el Complejo vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato.



Figura 23. Contacto entre el Conglomerado Duarte y la Ignimbrita Palo Blanco. Las líneas amarillas representan la estratificación del conglomerado.

2.7.4 Edad

En esta investigación se realizó el fechamiento de la muestra IG-01 con el método U/Pb en zircones (LA-ICPMS) y se obtuvo una edad de 48.82 ± 0.97 Ma, lo cual la

ubica hacia el término del Ypresiano (Eoceno temprano) (ver apartado 3.2 del capítulo Geocronología).

2.8 Conglomerado Duarte

2.8.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) utiliza el nombre de Conglomerado Duarte para describir un conjunto de rocas de color rojo, de estratificación masiva, con clastos de origen volcánico, sedimentario y metamórfico embebidos en una matriz arenosa bien cementada. Se localiza al norte de la población de Duarte, Guanajuato y en la parte suroccidental de la Sierra de Guanajuato.

Miranda-Avilés *et al.* (2009) asignan el nombre de Conglomerado Duarte a las rocas sedimentarias ubicadas al oriente de la ciudad de León, y las dividen en dos miembros. El miembro inferior está compuesto por estratos de arenisca con intercalaciones de conglomerado masivo, con clastos de rocas ígneas y sedimentarias. El miembro superior presenta principalmente clastos metamórficos.

En este trabajo consideramos como Conglomerado Duarte a los conglomerados y areniscas que afloran en el límite SW de la Sierra de Guanajuato, hacia el Norte y NW del poblado de Duarte (**Figura 3**)

2.8.2 Litología

En la zona de estudio, el conglomerado fue observado en las cercanías de la Presa de Duarte. Hacia la base se trata de un conglomerado polimíctico, color rojizo, con una matriz arenosa y clastos de rocas metamórficas, ígneas y calizas; los clastos son de subangulosos a subredondeados, moderadamente seleccionado (**Figura 24**).

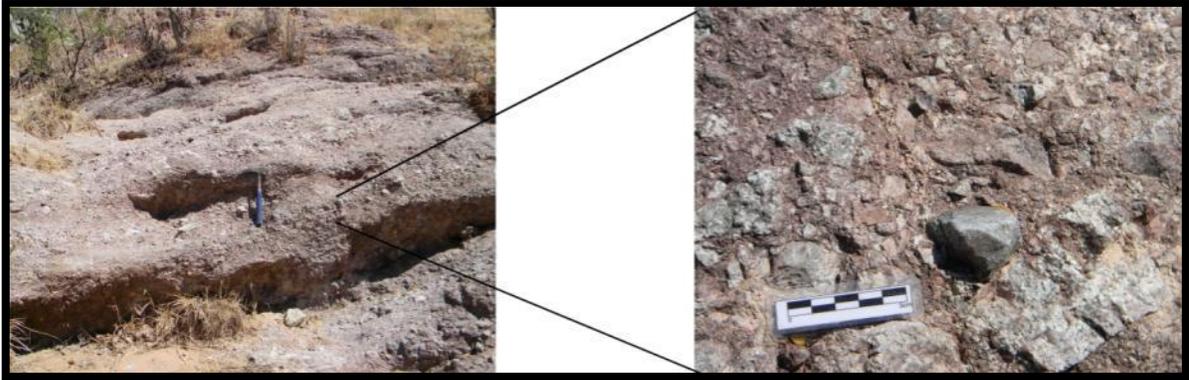


Figura 24. Conglomerado Duarte en las cercanías de la Presa de Duarte. Se observan clastos de distintas composiciones (granito, andesita, metamórficos, granodiorita).

Se observan estructuras sedimentarias como estratificación paralela, cruzada y clastos imbricados. Es posible encontrar cambios de facies dentro del conglomerado teniendo variaciones en el tamaño de los clastos y el contenido de matriz. Conforme se va subiendo estratigráficamente en el conglomerado se puede observar que aparecen clastos del Granito Comanja (**Figura 25**).



Figura 25. Estratificación en el Conglomerado Duarte.

Al noroeste de la población de Duarte, Guanajuato, se encontraron afloramientos con material de origen volcánico intercalado. Se observó la presencia de derrames

de composición andesítica intercalados en el conglomerado Duarte; son rocas de color rojizo con alto grado de intemperismo (**Figura 26**).



Figura 26. Derrames de andesitas intercalados en la base del Conglomerado Duarte.

En otro afloramiento cercano al anterior se observó material piroclástico intercalado con el conglomerado; el depósito piroclástico presenta el mismo basculamiento que las capas del conglomerado. Son rocas rojizas, con alto intemperismo y macroscópicamente se observan fragmentos de pómez, plagioclasa y cuarzo. En lámina delgada se observan fragmentos líticos, fenocristales de cuarzo y plagioclasa y un alto grado de alteración de los cristales (**Figura 27**).

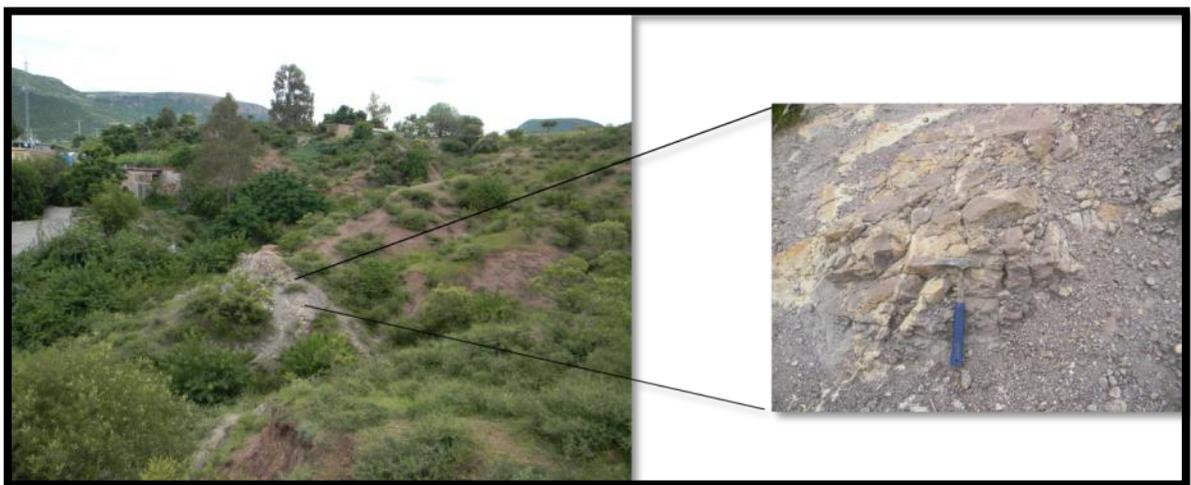


Figura 27. Depósito de material piroclástico intercalado en la base del Conglomerado Duarte.

2.8.3 Espesor

El estudio más detallado que hay sobre el Conglomerado Duarte es el que realizaron Miranda-Avilés *et al.* (2009). Dichos autores realizaron siete secciones estratigráficas, en los arroyos San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto, Arroyo El Salto, Ibarilla y Arroyo Grande, que presentan afloramientos de Conglomerado Duarte en el municipio de León. El espesor máximo medido es de 1700 m en la sección de Arroyo Grande.

2.8.4 Contactos con otras unidades

Sobre una vereda al oeste de la cortina de la Presa de Duarte se puede apreciar el contacto inferior, donde el conglomerado descansa discordantemente sobre la Granodiorita Presa Duarte (**Figura 28A**). El conglomerado se encuentra estratificado con rumbo 265° y echado de 10° al NE, con clastos que van de 1 cm a 5 cm y una matriz arenosa. El plano de contacto entre las unidades tiene rumbo de 190° con echado de 74° al SW. En un banco de materiales al suroeste de la cortina de la Presa de Duarte se aprecia también el contacto inferior del Conglomerado Duarte con la Granodiorita Presa Duarte. Se trata de un contacto discordante en el que se observa el conglomerado con echado de bajo ángulo (**Figura 24B**).

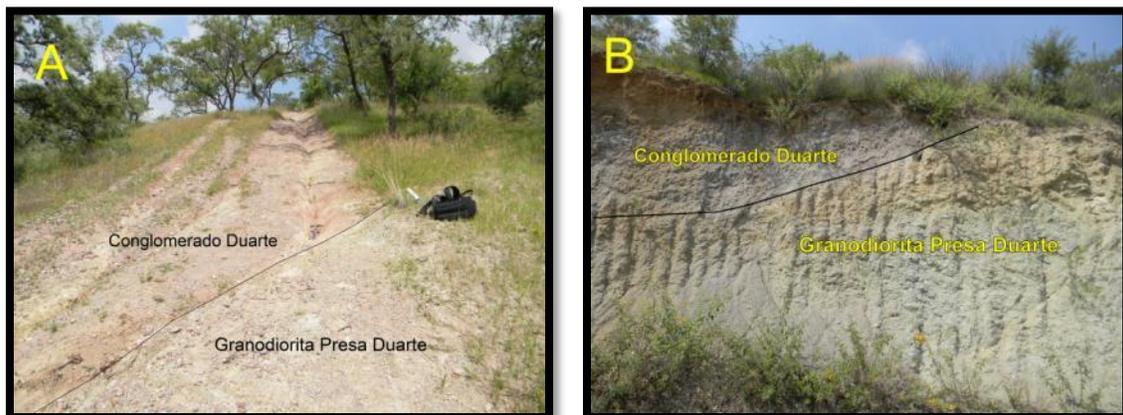


Figura 28. Contacto discordante del Conglomerado Duarte con la Granodiorita Presa Duarte. **A** contacto en una vereda al oeste de la Presa de Duarte. **B** contacto en un banco de materiales.

En la localidad de La Lagunilla se observó al Conglomerado Duarte descansando discordantemente sobre una unidad de riolitas que no presentan metamorfismo ni deformación por acortamiento. Dichas riolitas pueden ser la fuente de clastos de riolita contenidos en el conglomerado (**Figura 29**).

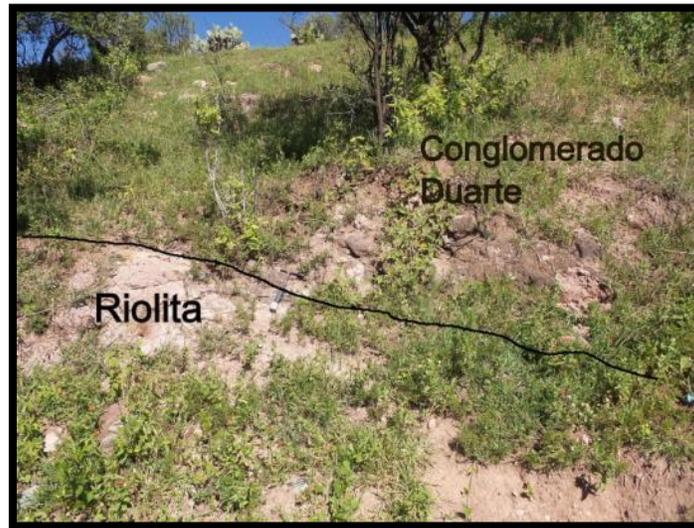


Figura 29. Contacto discordante entre la unidad de riolitas y el Conglomerado Duarte.

Al norte de la población La Laborcita se observó al Conglomerado Duarte sobreyaciendo discordantemente a la Ignimbrita Palo Blanco. En esa zona el Conglomerado Duarte se encuentra estratificado con un rumbo promedio de 310° y echado de 25° al NE, contiene clastos de ignimbrita, riolita y rocas intrusivas. Se observan zonas de falla que lo cortan y presencia de material brechoso.

El contacto superior es una discordancia sobre la que descansan las unidades de ignimbrita que lo sobreyacen; siendo la Ignimbrita Media Luna en la zona de la Laborcita y más hacia el oeste, rumbo a la ciudad de León, la Ignimbrita Cuatralba (**Figura 30**).

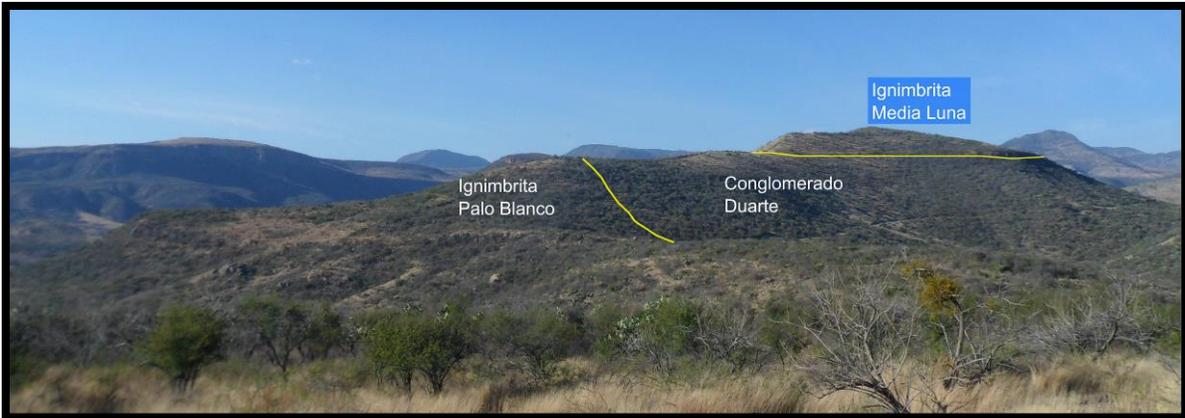


Figura 30. El contacto inferior del Conglomerado Duarte es discordante con la Ignimbrita Palo Blanco y el contacto superior es discordante con la Ignimbrita Media Luna.

2.8.5 Edad

En este trabajo se propone una edad de depósito del Conglomerado Duarte tomando en cuenta las unidades de ignimbritas que se encuentran en los contactos inferior y superior del conglomerado. En el contacto inferior se tiene en discordancia a la Ignimbrita Palo Blanco de 48.8 Ma y en el contacto superior descansa discordantemente la Ignimbrita Cuatralba de 31 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015). De esta manera, la edad del Conglomerado Duarte se ubica entre 48 y 31 Ma, lo que corresponde a un periodo de tiempo entre el Ypresiano (Eoceno temprano) y el Rupeliano (Oligoceno temprano).

2.8.6 Correlación con otras unidades

El Conglomerado Duarte se correlaciona con el Conglomerado Guanajuato que aflora en el Distrito Minero de Guanajuato. Ambos conglomerados son de color rojizo y con presencia de clastos de composición similar (andesitas, riolitas, rocas metamórficas, granito) y sobreyacen discordantemente a rocas de edad mesozoica y subyacen unidades de rocas volcánicas con edades del Eoceno y del Oligoceno. La edad del Conglomerado Guanajuato es similar a la del Conglomerado Duarte, pues Aranda-Gómez y McDowell (1998) fecharon un derrame andesítico intercalado en el Conglomerado Guanajuato obteniendo una edad de 49.3 ± 1 Ma (K-Ar, roca entera)

2.8.7 Ambiente de depósito

Las estructuras sedimentarias presentes en el área de estudio son estratificación paralela, clastos imbricados y gradación normal en algunos estratos. La composición de los clastos es muy variada, contiene clastos de andesita, riolita, diorita, granito, rocas metamórficas y calizas. El tamaño de los clastos varía en los diferentes estratos, ya que se puede tener estratos de areniscas de grano grueso o estratos de conglomerado con clastos que van de 1 cm hasta 8 cm de largo. Son clastos de subredondeados a redondeados y en su mayoría es mal clasificado.

Miranda Avilés *et al.* (2009) reportan mediante el análisis de facies, en siete columnas estratigráficas en los arroyos San Juan de Otates, El Juache, La Laborcita, Arroyo Mastranto, Arroyo El Salto, Ibarilla y Arroyo Grande, un ambiente de depósito de tipo abanico aluvial medio, interdigitado con un sistema fluvial trenzado en la unidad inferior, con una fuente de aporte más distal hacia la unidad superior, donde se establecieron condiciones lacustres de menor energía hacia la cima.

2.9 Andesita Cerro Verde

2.9.1 Antecedentes

En la parte centro y este del área de estudio afloran derrames andesíticos que forman mesetas, siendo el más representativo de esos afloramientos el que corona el “Cerro Verde” (Figura 3). Martínez-Reyes (1992) agrupó estas rocas andesíticas dentro de la unidad denominada Basalto El Cubilete. Ese autor los describe como basaltos de olivino o andesitas de augita y les asigna una edad cuaternaria, suponiendo que son las últimas manifestaciones volcánicas en la región. Sin embargo, la cartografía realizada en este estudio pone de manifiesto que los derrames cartografiados como andesita Cerro Verde en la Figura 3, son rocas que ocupan una posición estratigráfica y tienen una edad muy distinta al Basalto El Cubilete, motivo por el cual proponemos separarlos como una unidad litoestratigráfica distinta.

2.9.2 Litología

Se trata de una roca de color gris oscuro, de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa. Se presenta con una actitud subhorizontal o inclinaciones $<10^\circ$ y con ~50 metros de espesor. Se trata de derrames de lava posiblemente fisurales, ya que no se observaron aparatos volcánicos de donde hayan sido emitidas dichas lavas. Petrográficamente es una roca holocristalina, con textura inequigranular, porfírica con minerales subédricos a euédricos. Se puede observar una estructura fluidal orientada en una dirección. Presenta una matriz de microlitos de plagioclasa (andesina), con fenocristales de plagioclasa y en escaso piroxeno. Se observan también algunos cristales de biotita con hábito tabular. Adicionalmente se tiene la presencia de minerales opacos. Fue clasificada como una andesita (**Figura 31**).

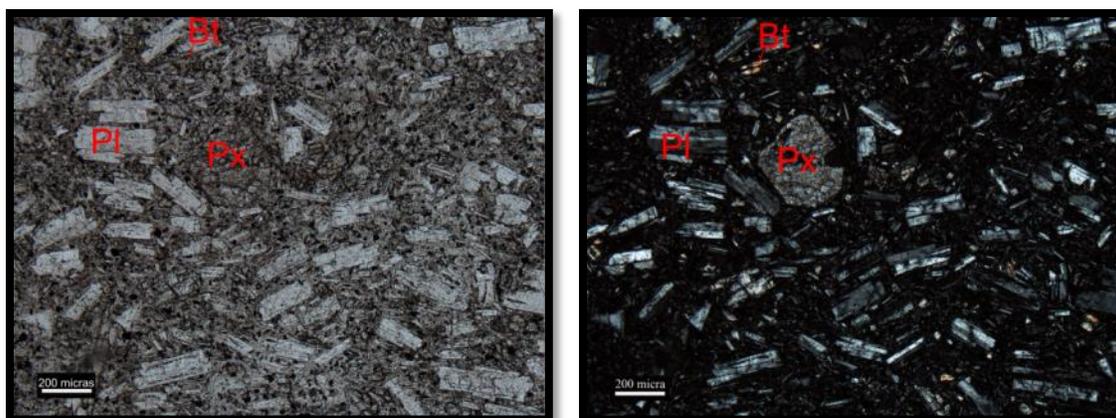


Figura 31. Andesita Cerro Verde, muestra tomada en el Cerro Verde. A la izquierda vista con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados. Bt=biotita, Pl=plagioclasa, Px=piroxeno.

2.9.3 Contactos con otras unidades.

El contacto inferior con el Granito Comanja es discordante (**Figura 32**).

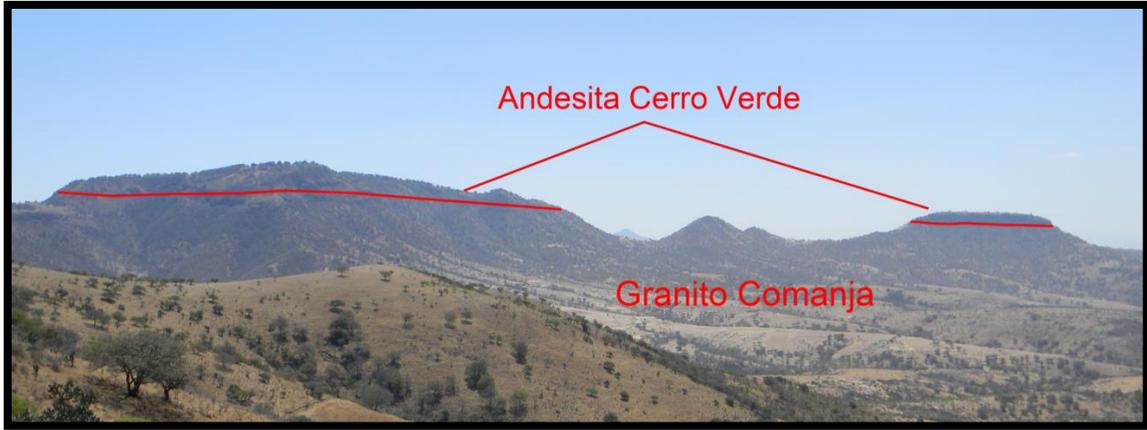


Figura 32. Contacto entre la Andesita Cerro Verde y el Granito Comanja.

2.9.4 Edad

En este trabajo se realizó el fechamiento de la muestra GC-05 con el método U/Pb en zircones (LA-ICPMS) y se obtuvo una edad de 48.74 ± 0.38 Ma. Este fechamiento isotópico nos da una edad del finales del Ypresiano (Eoceno tardío) (ver apartado 3.2 del capítulo Geocronología).

2.10 Gabro de Arperos

2.10.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) define como el Gabro de Arperos a una roca hipabisal que aflora en el rancho Arperos y sus alrededores; aflora también al occidente de Nuevo Valle de Moreno, en el Estado de Guanajuato.

Tristán-González (1986) da el nombre de Gabro de Arperos a un cuerpo intrusivo subvolcánico en forma de manto, que se ubica en la localidad de Arperos, al suroeste del graben de Villa de Reyes, al lado de la falla de los Lorenzos. Este cuerpo en forma de manto se emplaza a partir de dicha falla, ocupando un área de 70 km^2 aproximadamente, con un espesor de alrededor de 100 m (Vasallo *et al.*, 2001).

2.10.2 Litología

Se trata de una roca gabroica de color café oscuro, holocristalina, con una mineralogía que incluye labradorita (65%), piroxeno, olivino y minerales opacos (Martínez-Reyes, 1992). Por su grado de cristalización y su emplazamiento puede ser considerado como un pórfido gabróico, con alto contenido de Ni y Cr (Vasallo *et al.*, 2001) (**Figura 33**).



Figura 33. Aspecto del Gabro de Arperos en las cercanías al poblado de Nuevo Valle de Moreno.

2.10.3 Edad

Martínez-Reyes (1992) le asigna por sus relaciones con las rocas adyacentes una edad pliocénico-cuaternaria, mientras que Vasallo *et al.* (2001) reportan que el Gabro de Arperos intrusión a la Ignimbritas Cuatralba datada en 31.11 ± 0.42 Ma (Botero-Santa, 2015) y está cubierto por la Andesita Bernalejo de 31.36 ± 0.23 Ma (Botero-Santa, 2015), por lo tanto su edad aproximada es de 31 Ma.

2.11 Ignimbrita Cuatralba

2.11.1 Antecedentes

Quintero-Legorreta (1992) utiliza el nombre de Ignimbrita Cuatralba para referirse al material volcánico, de composición ignimbrítica, depositado sobre las rocas más antiguas de la Sierra de Guanajuato y que aflora en la Sierra Cuatralba, en las

mesas cercanas a las ciudades de León y Lagos de Moreno, en los estados de Guanajuato y Jalisco respectivamente, y en el borde sudoccidental de la sierra de Guanajuato. Por su parte, Botero-Santa (2011) refiere como Ignimbrita Cuatralba a “un conjunto de depósitos y rocas de origen volcánico, que varían entre ignimbritas y riolitas, con fuerte grado de consolidación y estructuras centimétricas tipo *fiammes*, que afloran en la porción noreste del área de estudio, especialmente en los sectores de La Sauceda, San Nicolás, la Sierra de Lobos y la Sierra Cuatralba”. En este trabajo denominamos como Ignimbrita Cuatralba a las rocas piroclásticas que afloran en la parte central y noreste de la Sierra de Guanajuato dentro del área de estudio (Figura 3).

2.11.2 Litología

Se trata de una serie de depósitos piroclásticos, con diferentes grados de consolidación y derrames de composición riolítica, que afloran principalmente hacia el borde NE de la Sierra de Guanajuato (Figura 3). Botero-Santa (2011) identifica dos paquetes en esta unidad: hacia la base describe paquetes de ignimbritas color rosa, sin *fiammes* visibles e intercalados con depósitos caóticos, matriz-soportados, oligomícticos, con líticos angulares y alargados. Sobre estos paquetes se tiene una ignimbrita color rosa con estructuras tipo *fiammes* de hasta 10 cm de longitud, pómez de color crema y café y líticos angulares. Hacia la parte superior de la Ignimbrita Cuatralba dicho autor describe depósitos de ignimbritas color rosa fuerte a rojo, bien soldadas, con escasos *fiammes* y con presencia de líticos angulares de color negro y café que miden hasta 2 cm de largo.

2.11.3 Contacto con otras unidades

El contacto inferior de la Ignimbrita Cuatralba con el Complejo Vulcanosedimentario Sierra de Guanajuato, el Conglomerado Duarte y el Granito Comanja es discordante. El contacto superior con la Andesita Bernalejo es concordante.

2.11.4 Edad

Nieto-Samaniego *et al.* (1996) reportan, para una muestra recolectada en la carretera León-San Felipe, una edad K/Ar en sanidino de 28.2 ± 0.7 Ma. Botero-Santa (2011) obtiene, para una muestra recolectada en el sector de La Media Luna (en las cercanías de León, Gto.), una edad de cristalización U/Pb (LA-ICPMS) en zircón de 31.11 ± 0.42 Ma, con lo que restringe esta unidad litoestratigráfica al Rupeliano (Oligoceno temprano).

2.12 Andesita Bernalejo

2.12.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) agrupa en esta unidad a las andesitas que afloran en el arroyo El Gigante, al norte de la población La Luz en el Estado de Guanajuato y las andesitas que afloran en la localidad de Bernalejo, Jalisco.

Quintero Legorreta (1992) nombra como Andesita Bernalejo a las lavas de color gris oscuro que aflora en los alrededores del caserío Bernalejo, ubicado al noreste de Comanja, Jalisco.

Botero-Santa (2011) asigna el nombre de Andesita Bernalejo a las rocas volcánicas color gris oscuro que se depositaron al oeste de la Sierra de Cuatralba, en el poblado de Bernalejo, en el estado de Jalisco.

En el área de estudio se tienen dos afloramientos principales de esta unidad: uno en la porción oriental, al norte de la población de La Estancia y otro al noroeste del área de estudio (**Figura 3**). Anteriormente estos afloramientos habían sido considerados como parte de la unidad Basaltos El Cubilete (Martínez-Reyes, 1992; Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo, 1999) pero debido a las relaciones estratigráficas observadas en los recorridos de campo se propone relacionarlos con la unidad Andesita Bernalejo.

2.12.2 Litología

Quintero-Legorreta (1992) la describe como una roca color gris oscuro, de textura porfídica, con presencia de vidrio volcánico y de matriz microcristalina. Dicho autor reporta en su estudio petrográfico una textura porfídica que consiste en fenocristales de plagioclasa (andesina), embebidos en una matriz microcristalina hialopilítica. También identifica escasos fenocristales de clinopiroxeno (augita) y de ortopiroxeno (hiperstena). Botero-Santa (2011) reporta que en algunas secciones se observan cuellos volcánicos o ductos de alimentación de derrames o coladas de lava y en otros el dominio es de depósitos piroclásticos con composición igualmente andesítica.

2.12.3 Contacto con otras unidades

En el área de estudio la Andesita Bernalejo se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Ignimbrita Cuatralba.

2.12.4 Edad

Botero-Santa (2011) mediante fechamiento U/Pb (LA-ICPMS) en circón, y obtuvo una edad de 31.36 ± 0.23 Ma, que corresponde al Rupeliano (Oligoceno temprano).

2.13 Ignimbrita Media Luna

2.13.1 Antecedentes

Martínez-Reyes (1992) y Quintero Legorreta (1992) agrupan en la unidad Ignimbrita Cuatralba a las rocas de naturaleza piroclástica y composición riolítica que afloran en la Sierra de Guanajuato. Sin embargo, Botero-Santa (2011) propone diferenciar los depósitos piroclásticos fuertemente consolidados con ausencia de clastos, que afloran en los sectores de la Mesa del Capulín, la Sierra Picachos, la Mesa de la Virgen, el Rancho La Media Luna y la Mesa de Reyes, en la región de León, Gto. (fuera del área de estudio), como la unidad Ignimbrita Media Luna, debido a la diferencia en edad con la Ignimbrita Cuatralba. Dentro del

área de estudio se tiene un afloramiento de estas rocas al norte de la población La Laborcita, sobreyaciendo al Conglomerado Duarte.

2.13.2 Litología

Botero-Santa (2011) la describe como una serie de depósitos piroclásticos con fuerte grado de consolidación y se caracterizan por su coloración rosa a rojiza, el bajo grado de meteorización, la presencia de pequeñas estructuras tipo fiammes de hasta 0.5 cm de longitud, pómez de color *beige*, cuarzo y abundante sanidino. Las distingue de las rocas de la Ignimbrita Cuatralba por la ausencia de líticos y de pómez de dos colores y un mayor contenido de sanidino.

En el área de estudio se observan estos depósitos piroclásticos bien consolidados, de coloración rojiza, presentan cristales de sanidino y cuarzo en una matriz de vidrio volcánico y se observan estructuras tipo fiammes. Tienen una geometría subhorizontal y el espesor aproximado de la unidad es de 30 m.

2.12.3 Contacto con otras unidades

En el área de estudio la Ignimbrita Media Luna se encuentra sobreyaciendo discordantemente al Conglomerado Duarte (**Figura 30**). En el área de estudio no se observa el contacto superior de esta unidad.

2.12.4 Edad

Botero-Santa *et al.*, (2015) mediante fechamiento U/Pb (LA-ICPMS) en circón obtuvo una edad de 22.95 ± 0.14 Ma, que corresponde a finales del Oligoceno y principios del Mioceno. Durante el desarrollo de este trabajo se muestreó esta unidad y se fechó por el método U-Pb (LA-ICPMS), obteniéndose de manera preliminar una edad de 24.39 ± 0.14 , lo que la ubica como parte del volcanismo de finales del Oligoceno. El fechamiento de este conjunto volcánico está en proceso y forma parte del proyecto de investigación “El colapso gravitacional de la montaña

Larámide en la Mesa Central de México” que se desarrolla en el Centro de Geociencias, UNAM.

3. Geocronología

Se puede obtener una edad relativa de algún evento geológico con relaciones y observaciones de campo; sin embargo, para obtener una edad absoluta para ese evento es necesario utilizar métodos de fechamiento isotópico. Mediante estos métodos se puede obtener por ejemplo, la edad de cristalización de un cuerpo magmático, un evento metamórfico, un evento hidrotermal, entre otros.

Para realizar los fechamientos, en este trabajo se empleó el método de U/Pb en zircón mediante Laser Ablation Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), para obtener la edad de cristalización de las rocas ígneas analizadas. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla.

3.1 Fundamentación teórica

El zircón es el mineral de mayor uso para fechamientos U-Pb debido a que este mineral incorpora los átomos de uranio y torio en su estructura cristalina, pero rechaza el plomo. Por lo tanto, se asume que el contenido de plomo dentro del zircón es inducido radiactivamente, siempre y cuando el sistema permanezca cerrado y por lo tanto, no ocurra pérdida de plomo (Faure y Mensing, 2005).

El método U/Pb en zircón permite fechar tanto eventos relacionados con metamorfismo como de cristalización de magmas. El comportamiento del zircón como un geocronómetro está condicionado a su alta temperatura de cierre que es de 800-900 °C (Harrison and McDougall, 1980; Villa, 1998).

El método de fechamiento U/Pb en zircón se basa en el decaimiento radiactivo de los isótopos radiogénicos del Uranio (U) (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) que se consideran como isótopos padre, a isótopos hijo que serán en este caso los isótopos radiogénicos del Plomo (Pb) (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb). Los decaimientos isotópicos del U a Pb provienen de una serie de reacciones muy complejas que involucran Uranio (U) y

Torio (Th), lo que permite que se tengan varios geocronómetros dentro de un mismo sistema que se pueden describir de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 {}^{206}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{206}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} & \lambda_{238} &= 1.5512 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1} \\
 {}^{207}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{207}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} & \lambda_{235} &= 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1} \\
 {}^{208}\text{Pb}_p / {}^{204}\text{Pb} &= {}^{208}\text{Pb}_i / {}^{204}\text{Pb} + {}^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1) / {}^{204}\text{Pb} & \lambda_{232} &= 0.4947 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}
 \end{aligned}$$

Donde P_p representa la abundancia de la relación isotópica en la muestra, P_i la abundancia de la relación isotópica inicial, ${}^{204}\text{Pb}$ hace referencia al Plomo común y λ es constante de decaimiento para cada uno de los isótopos de Uranio y/o Thorio.

Las ecuaciones que caracterizan los geocronómetros se pueden simplificar de la siguiente forma:

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

La edad será definida con base en una relación isotópica proporcional, como una evolución simultánea entre U y Pb, dando lugar a la llamada línea de concordia (Wetherhill, 1956), donde se ajustan las muestras sin pérdida de Pb o ganancia de U. En la línea de concordia (Wetherill, 1956) las coordenadas de todos los puntos en la curva son las relaciones del ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ y proporcionan una edad llamada concordante (**Figura 34**). Mientras que la pérdida de plomo de la muestra dará lugar a una discrepancia en la edad que determine cada decaimiento, conocido como discordancia. La edad de la concordia está relacionada directa y exclusivamente con el decaimiento radioactivo. Si una serie de muestras de zircón ha perdido diferentes cantidades de plomo, las muestras generan una línea discordante. La intersección superior de la línea de concordia y de la de discordia se interpreta como un evento de cristalización o una edad de herencia, mientras que la intersección inferior refleja la edad del evento que llevó a abrir el

comportamiento del sistema y por lo tanto la pérdida de plomo (Faure & Mensing, 2005).

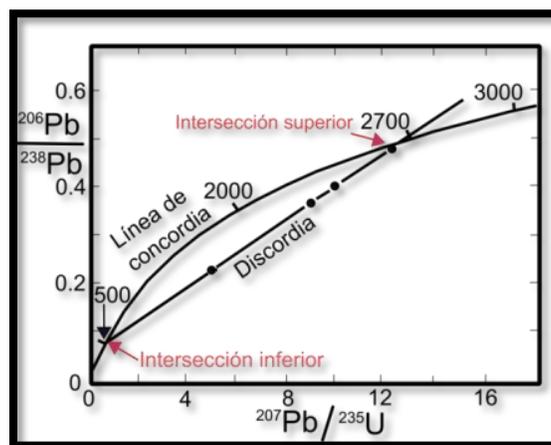


Figura 34. Diagrama de concordia de Wetherhill (1956). Tomado y modificado de Dickin (2005).

3.2 Resultados

Se seleccionaron 4 muestras con el propósito de conocer sus edades de cristalización (**Tabla 1, Figura 35**), para todas se utilizó el método de U/Pb en zircón (LA-ICPMS).

Tabla 1. Relación de muestras fechadas, litología y ubicación. Los datos geocronométricos se presentan en el Anexo 2.

Muestra	Unidad Estratigráfica	Litología	Método de fechamiento	Coordenadas UTM (14Q)
GC-08	Granito Comanja	Granito	U/Pb en zircón (LA-ICPMS)	x= 243957, y=2339242
GD-01	Granodiorita Presa Duarte	Granodiorita	U/Pb en zircón (LA-ICPMS)	x= 237645, y=2336428
IG-01	Ignimbrita Palo Blanco	Ignimbrita	U/Pb en zircón (LA-ICPMS)	x= 236434, y=2336428
GC-05	Andesita Cerro Verde	Andesita	U/Pb en zircón (LA-ICPMS)	x= 244068, y=2338914

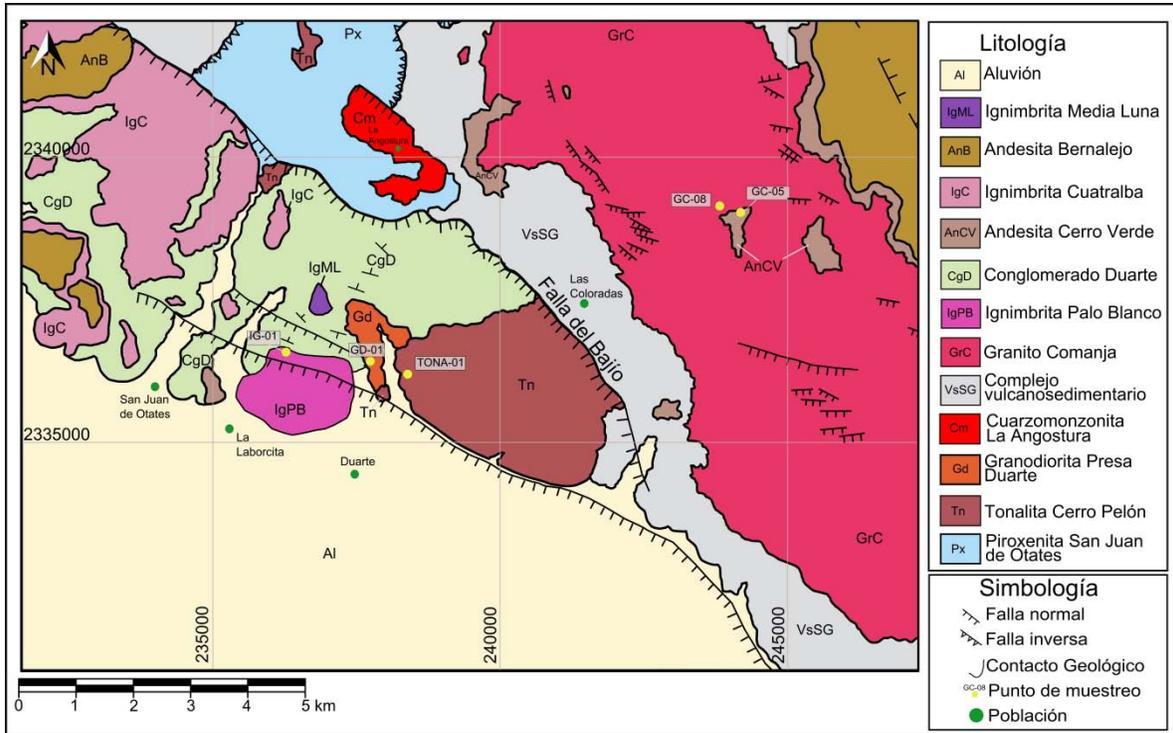


Figura 35. Mapa geológico en el que se indican los lugares donde se recolectaron las muestras de la Tabla 1.

3.2.1 Granodiorita Presa Duarte

Se tomó la muestra GD-01 en las cercanías de la Presa de Duarte. Los zircones son abundantes, cortos, de subédricos a euédricos, algunos subredondeados e incoloros (**Figura 36**).

Se analizaron 35 cristales de zircones, obteniendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **132.3 ± 1.2 Ma**, obtenida de 28 análisis (confiabilidad estadística 95%), que representan los zircones concordantes más jóvenes (**Figura 37**), edad que se interpreta como de cristalización del cuerpo intrusivo. Los datos isotópicos se muestran en la **Tabla A2.1**.

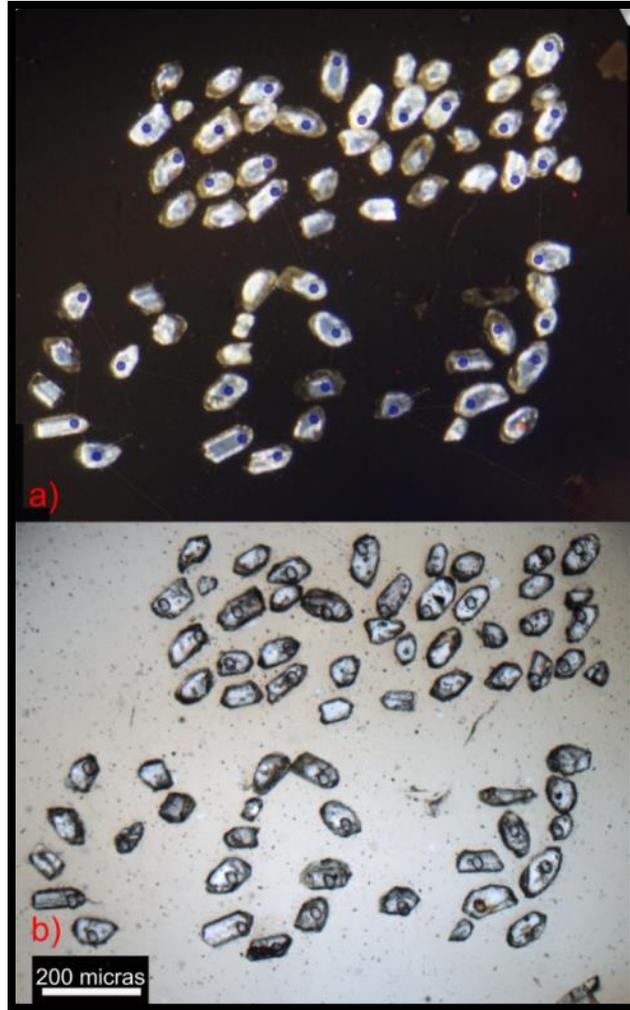


Figura 36. Zirrones de la muestra GD-01 de la Granodiorita Presa Duarte. a) imagen de catodoluminiscencia, los puntos color azul son los lugares elegidos para los análisis. b) fotografía tomada con microscopio petrográfico con luz plana y objetivo 5x, se observan los “cráteres” producidos por la ablación láser.

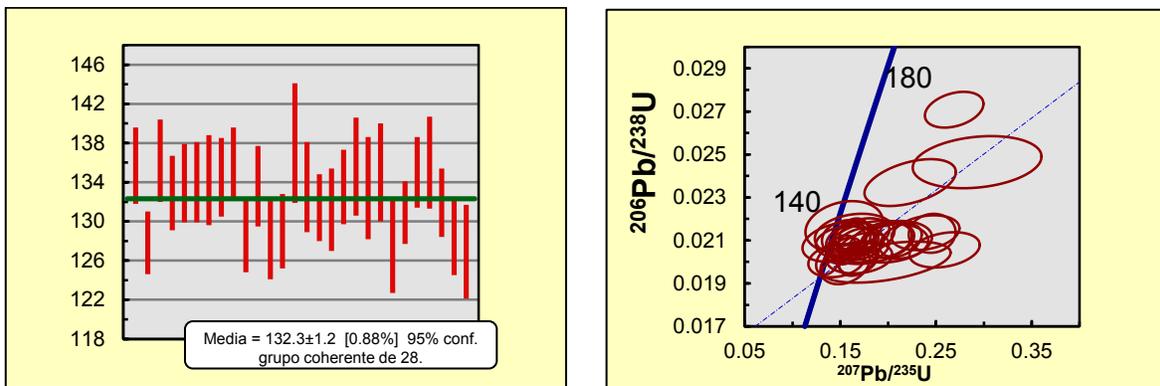


Figura 37. Diagramas de edad media ponderada (izquierda), y Tera-Wasserburg (1972) (derecha) para la muestra GD-01 de la Granodiorita Presa Duarte.

3.2.2 Granito Comanja

Se tomó la muestra GC-08 en la zona central del Granito Comanja, en las cercanías al Cerro Verde. Se seleccionó un afloramiento que no está afectado por fallamiento o por brechas ricas en turmalina. Los zircones fueron abundantes, incoloros a rosa pálido, alargados, subédricos a euédricos (**Figura 38**).

Se analizaron 35 cristales, obteniendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **51.19 ± 0.33 Ma**, para la cual se usaron 13 análisis, (confiabilidad estadística 95%), que son los zircones concordantes más jóvenes (**Figura 39**), esta edad se interpreta como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo. Los datos isotópicos se muestran en la **Tabla A2.2**.

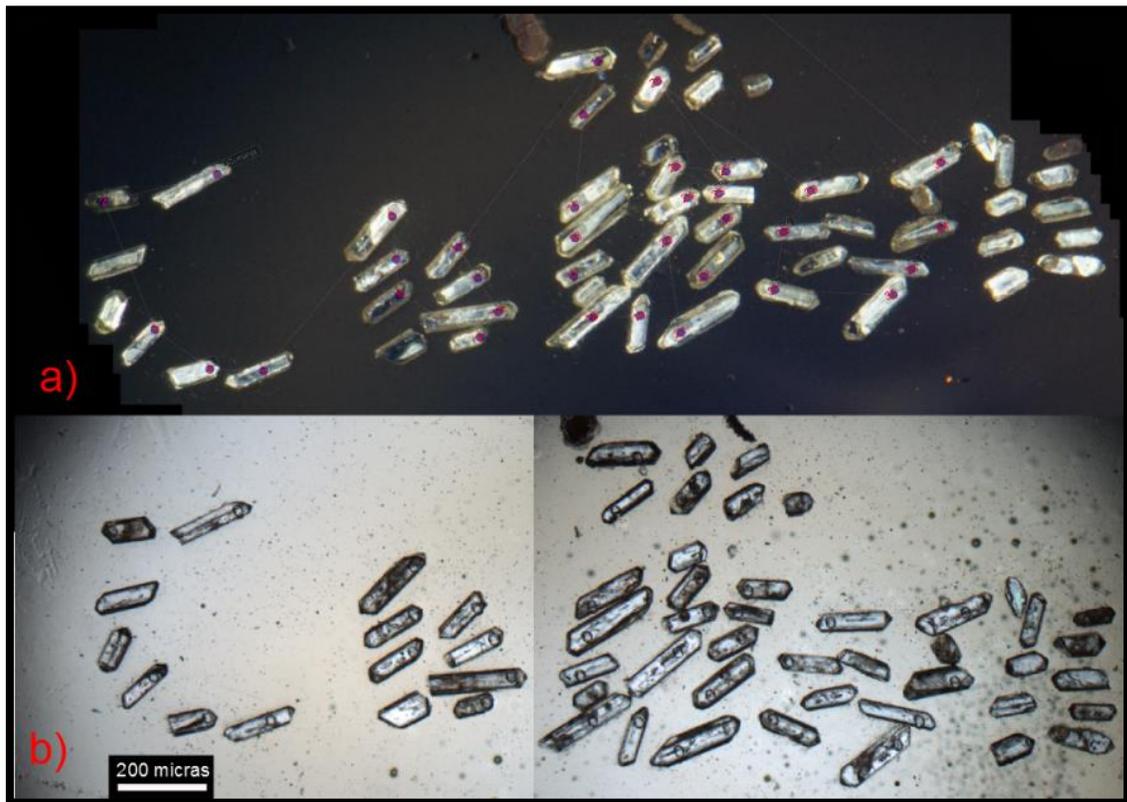


Figura 38. Zircones de la muestra GC-08 del Granito de Comanja. a) imagen de catodoluminiscencia, los puntos color violeta son los lugares elegidos para los análisis. b) fotografía tomada con microscopio petrográfico con luz plana y objetivo 5x, se observan los “cráteres” producidos por la ablación láser.

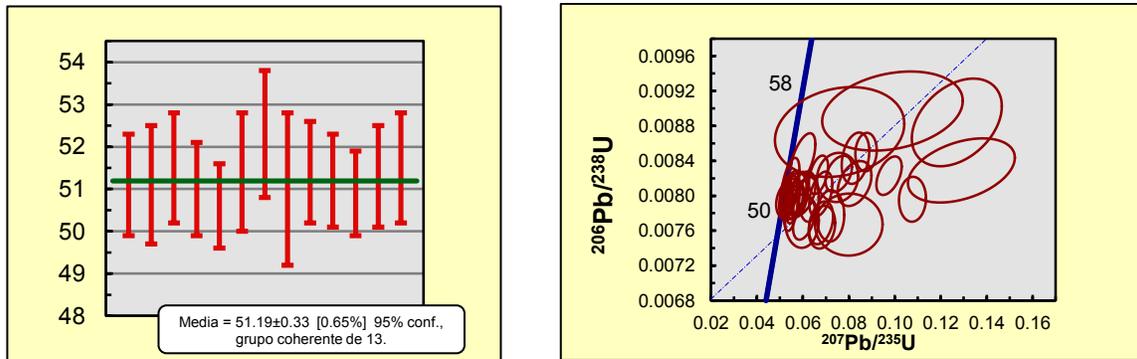


Figura 39. Diagramas de edad media ponderada (izquierda), y Tera-Wasserburg (1972) (derecha) para la muestra GC-08 del Granito de Comanja.

3.2.3 Ignimbrita Palo Blanco

La muestra IG-01 corresponde a la Ignimbrita Palo Blanco que subyace al Conglomerado Duarte, se tomó al noroeste del pueblo de Duarte, Guanajuato. Es una ignimbrita bien consolidada, color rosa, con estructuras tipo fiamme, con pómez y fragmentos de líticos. La abundancia de zircones en la muestra es moderada, los zircones son cortos, algunos con forma elipsoidal y los bordes puntiagudos (**Figura 40**).

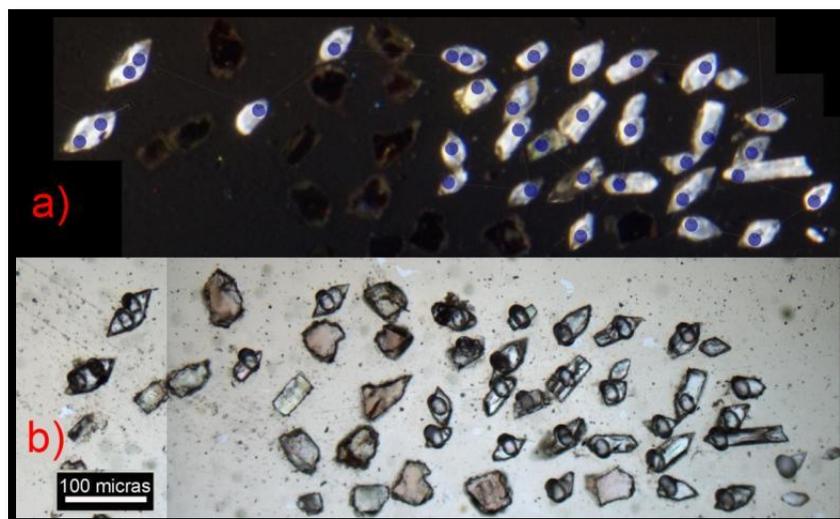


Figura 40. Zircones de la muestra IG-01 de la Ignimbrita Palo Blanco. a) imagen de catodoluminiscencia, los puntos color azul son los lugares elegidos para los análisis. b) fotografía tomada con microscopio petrográfico con luz plana y objetivo 10x, se observan los “cráteres” producidos por la ablación láser.

Se analizaron 30 cristales, obteniendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **48.82 ± 0.97 Ma**, obtenida de 6 análisis (confiabilidad estadística 95%), que representan los zircones concordantes más jóvenes (**Figura 41**). Este dato se interpreta como la edad de cristalización de zircones en el cuerpo magmático y se asume que son los últimos zircones en cristalizar antes del emplazamiento en superficie. Los datos isotópicos se muestran en la **Tabla A2.3**

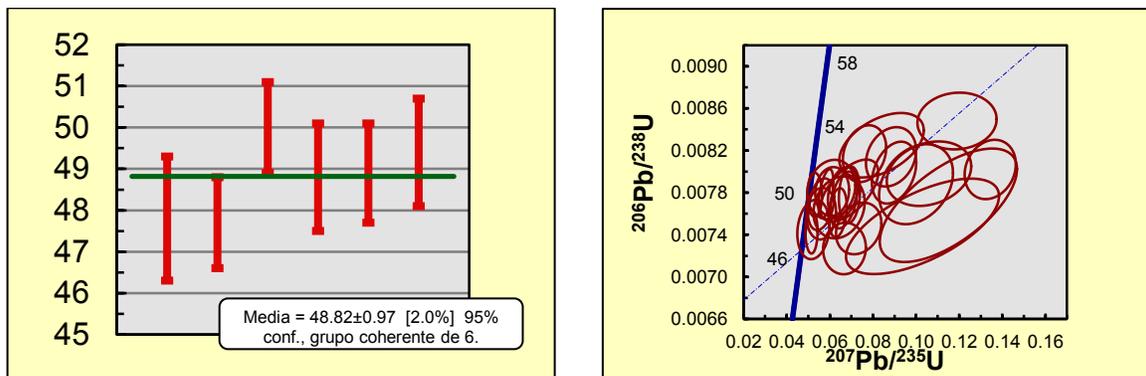


Figura 41. Diagramas de edad media ponderada (izquierda), y Tera-Wasserburg (1972) (derecha) para la muestra IG-01 de la Ignimbrita Palo Blanco.

3.2.4 Andesita Cerro Verde

La muestra GC-05 se tomó en la cima del Cerro Verde, se trata de una roca color gris oscuro, de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa. Se presenta con una actitud subhorizontal y con 50 metros de espesor. En esta muestra los zircones son escasos, se tuvieron que moler aproximadamente 25 kg de muestra para obtener 22 zircones; son zircones pequeños, subédricos e incoloros (**Figura 42**).

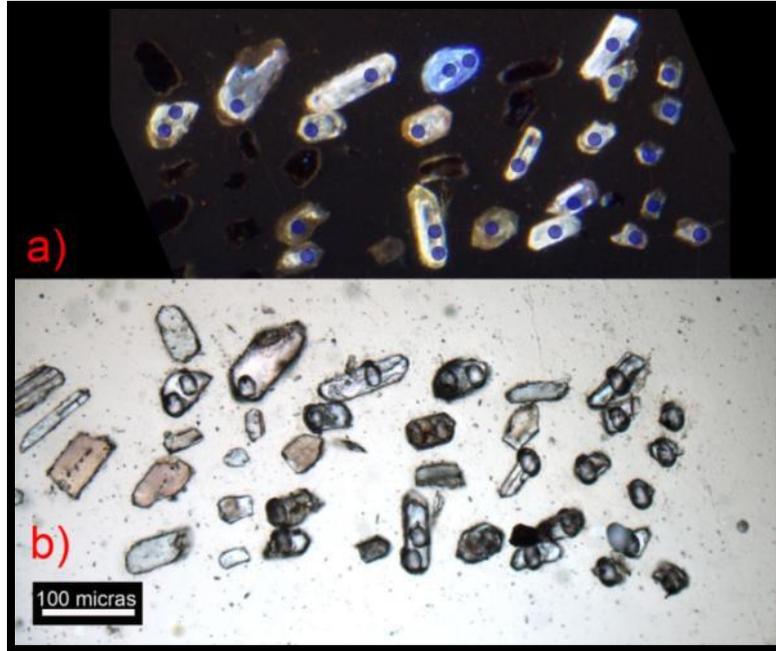


Figura 42. Zirrones de la muestra GC-05 de la Andesita Cerro Verde. a) imagen de catodoluminiscencia, los puntos color azul son los lugares elegidos para los análisis. b) fotografía tomada con microscopio petrográfico con luz plana y objetivo 5x, se observan los “cráteres” producidos por la ablación láser.

Se analizaron 22 cristales, obteniendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 48.74 ± 0.38 Ma, obtenida de 8 análisis (confiabilidad estadística 95%), que representan los zirrones concordantes más jóvenes (**Figura 43**). Este dato se interpreta como la edad de cristalización de zirrones en el cuerpo magmático y se asume que son los últimos zirrones en cristalizar antes del emplazamiento como lava. Los datos isotópicos se muestran en la **Tabla A2.4**

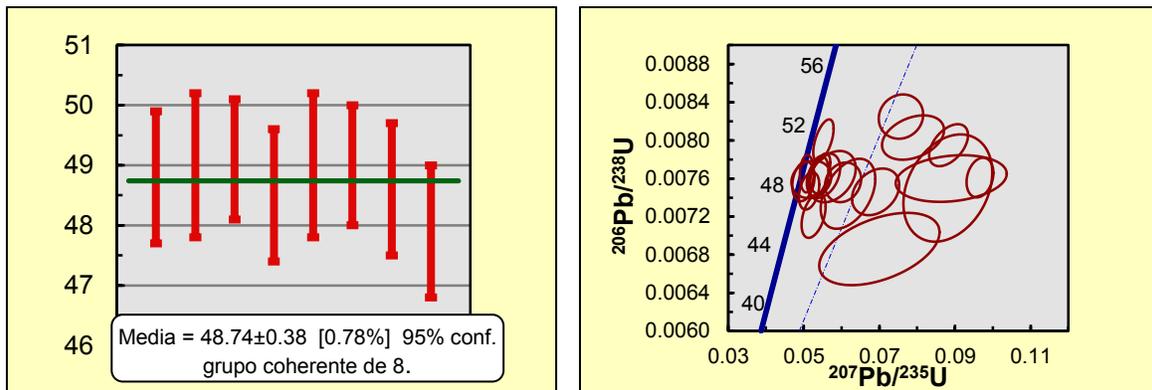


Figura 43. Diagramas de edad media ponderada (izquierda), y Tera-Wasserburg (1972) (derecha) para la muestra GC-05 de la Andesita Cerro Verde.

3. Geología estructural

Para comprender la geología estructural del área de estudio se utilizaron observaciones de campo y se realizó un análisis estadístico de los datos estructurales colectados. Con esa información se construyeron estereogramas usando el hemisferio inferior de la red de Wulff y rosetas con las direcciones de las estructuras medidas.

Las fallas mayores de la zona de estudio son:

La Falla del Bajío. Martínez-Reyes (1986) emplea el nombre de Falla del Bajío para describir una estructura de tipo normal que limita la Sierra de Guanajuato y la “cubierta terciaria”. Nieto-Samaniego (1990) emplea el término Falla del Bajío para un grupo de fallas de tipo normal con rumbo NW-SE y echados al SW, de edad del Cenozoico. Botero-Santa (2011) propone llamar Falla de El Bajío a aquellas estructuras de tipo normal que heredaron el rumbo de las estructuras laramídicas (NW-SE), que se localizan dentro de una zona de daño de 5 a 20 km, que se han formado o reactivado desde los 52 Ma hasta después de los 13.5 Ma y que limitan en su lado SE a la Sierra de Guanajuato.

Nieto-Samaniego *et al.* (2007) dividen a la Falla del Bajío en dos grandes segmentos: El segmento oriental se extiende de Celaya a Irapuato, en el estado de Guanajuato y tiene una longitud aproximada de 60 km. Los rumbos principales para este segmento son de NW-SE y ENE a NE generando un patrón en “zig-zag” de la traza de la falla. El desplazamiento mínimo calculado para ese segmento es de 250-350 m; dichos autores lo obtuvieron sumando la altura del escarpe de falla (150-250 m) al espesor reportado del relleno de la cuenca El Bajío en las cercanías de la ciudad de Celaya, que es de 100 m aproximadamente. Los mismos autores apuntan que dentro de la cuenca del Bajío hay fallas transversas cubiertas por depósitos aluviales de más de 250 m de espesor (Trujillo-Candelaria, 1985), por lo que en Celaya el desplazamiento total de la Falla del Bajío alcanza los 350-500m. El segundo segmento de la Falla del Bajío que identifican Nieto-Samaniego *et al.* (2007) tiene 80 km de largo y se extiende de Irapuato a León, en

el estado de Guanajuato. El rumbo de este segmento es NW-SE con echados de alto ángulo hacia el SW. Quintero-Legorreta (1992) reporta en este segmento un desplazamiento de 850 m medido en las unidades volcánicas del Oligoceno y considerando un espesor de los rellenos aluviales en las cercanías de la ciudad de León, Guanajuato, de 500 m (Hernández-Laloth, 1991), le asigna a la Falla del Bajío un desplazamiento total de 1200 m que se acumuló después del Oligoceno Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). En la región del Cerro del Cubilete, 30 km al SE de León, se observa un desplazamiento de ca. 500 m en los basaltos El Cubilete, cuya edad es de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997). De esta manera se documenta que la última actividad registrada para la Falla del Bajío es del Mioceno medio, ya que corta las unidades Basalto El Cubilete en Silao y a la andesita La Ordeña (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) en Salamanca, Gto.

Fallas en el Granito Comanja. El Granito Comanja se encuentra intensamente fracturado y con numerosas zonas de brecha y de falla, además de la presencia de vetas ricas en turmalina y cuarzo que cortan al granito. Muchas de las superficies de los planos de falla se encuentran cubiertas por turmalina. De la misma manera, se observó que muchas de las vetas presentan estrías de falla. De esto se interpreta que los fluidos ricos en boro circularon por los planos de fallas y fracturas, dando lugar a la cristalización de turmalina y que posteriormente, esas estructuras fueron reactivadas quedando registrada dicha actividad en espejos de falla con turmalina.

En el trabajo de campo se tomaron datos estructurales de las principales zonas de falla (**Figura 3**). Se midieron los planos de falla principales, la dirección e inclinación de las vetas de turmalina y el ángulo de pitch cuando existían estrías. En la **Figura 44** se muestran las 4 principales zonas de falla que se midieron en el Granito Comanja. La zona de falla A localizada en la porción norte del área de estudio tiene una dirección promedio de 110° y echado promedio de 55° al SW. En la zona B, localizada en el NW del área de estudio, las fallas tienen una dirección preferentemente de 135° con echados que van de 40° a 80° al SW. En la zona de fallas C, localizada en el NE del área de estudio se tiene una dirección preferencial

de 110° y los echados varían desde 35° hasta 80° al SW. Por último, en la zona D, ubicada en el sur del área de estudio las fallas tienen una dirección promedio de 110° y los echados muestran una dispersión grande variando desde 30° hasta 85° al SW.

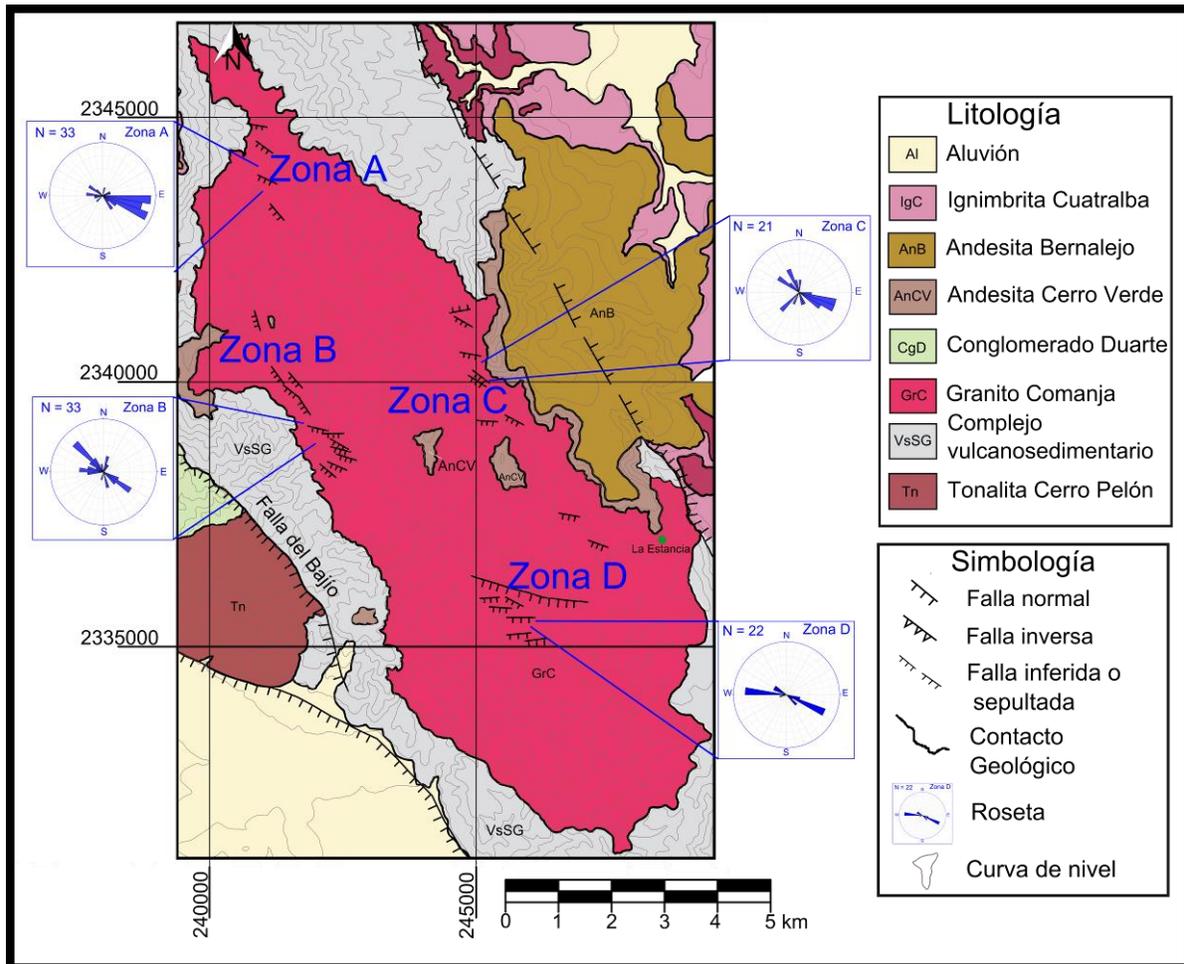


Figura 44. Mapa del área de estudio con rosetas de las zonas de falla cartografiadas dentro del Granito Comanja.

Se puede observar que la dirección principal de las zonas de falla localizadas en el Granito Comanja no es paralela a la dirección del sistema de fallas El Bajío que limita la Sierra de Guanajuato. Solamente en la zona B las fallas dentro del granito son paralelas a la Falla del Bajío. En las zonas A, C y D (**Figura 44**) se observa una orientación preferencial que tiende a ser E-W, lo que puede significar que están relacionadas con un evento de deformación distinto. Esto también es

sugerido considerando que el fallamiento ~ESE-WNW dentro del granito es más antiguo que el que formó la Falla del Bajío. Este aspecto será abordado con más amplitud en el capítulo de Discusión.

Se tomaron datos de pitch en las estrías de falla, las cuales graficaron en la red estereográfica, en diagramas de Angelier y se realizó la inversión de estrías de falla por el método de ángulos diedros rectos, utilizando el programa comercial TectonicsFP® (Reiter *et al.*, 1996-2011).

Se tienen dos conjuntos de estrías, uno corresponde a la zona B y el otro es de la zona D (**Figura 44**). Los datos de la zona B se muestran en la **Figura 45**, donde se observan dos poblaciones principales, el ángulo entre estas dos principales concentraciones es de $\sim 95^\circ$. Las fallas en esta área son de tipo normal y presentan en algunos casos una componente lateral izquierda. Al realizar la inversión de estrías se obtuvo una dirección del esfuerzo principal compresivo mínimo de $359^\circ/03^\circ$ (ca. N-S). Lo que se interpreta como indicación de que esas fallas normales se formaron, o activaron, bajo una extensión N-S.

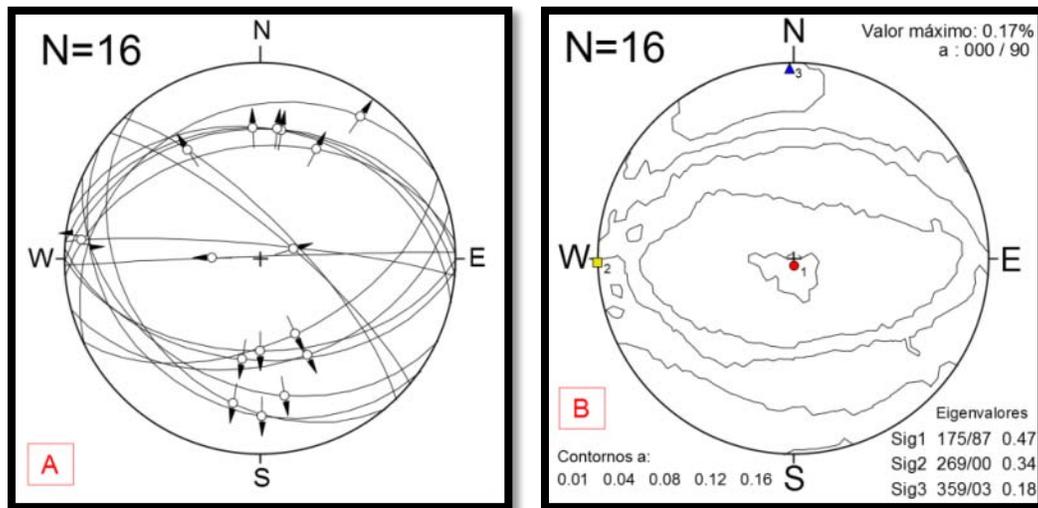


Figura 45. Estereogramas mostrando en A planos de falla con sus respectivas estrías y en B la orientación de los paleoesfuerzos principales obtenidos usando el método de ángulos diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977).

En la zona D se tiene un mayor número de datos de estrías y se pueden reconocer dos concentraciones principales (**Figura 46**), el ángulo entre las dos

concentraciones de estrías es de $\sim 45^\circ$ lo que asemeja a un sistema de fallas conjugadas. Todas las fallas son de tipo normal y presentan una pequeña componente lateral, como se puede observar en la Figura 45A. Al invertir las estrías se obtuvo una dirección del esfuerzo principal compresivo mínimo $001^\circ/10^\circ$ (N-S), lo que se interpreta como indicación de que esas fallas normales se formaron, o activaron, bajo una extensión N-S, lo que es consistente con lo obtenido para la zona B.

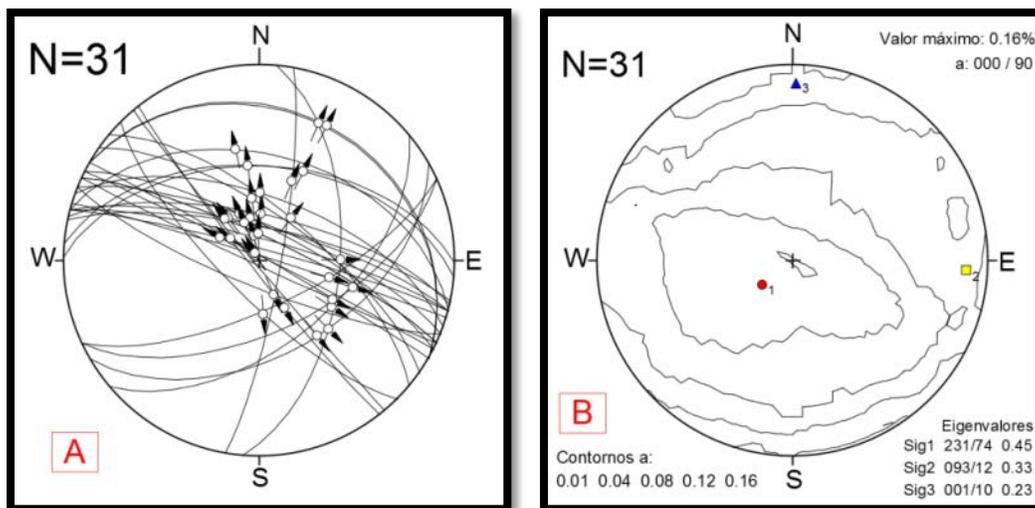


Figura 46. Estereogramas mostrando en A planos de falla con sus respectivas estrías y en B La orientación de los paleoesfuerzos principales obtenidos usando el método de ángulos diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977).

Las vetas ricas en turmalina y cuarzo varían en su grosor, pudiéndose encontrar desde vetas milimétricas hasta vetas de más de 1m de espesor. La inclinación de las vetas es muy variable ya que pueden ser desde subhorizontales, moderadamente inclinadas, hasta subverticales. Los datos estructurales de rumbo y echado de las vetas que se midieron en el campo se graficaron en rosetas para ver su dirección preferencial. Se graficaron por separado las vetas con inclinación menor a 45° , las vetas con echado entre 45° y 75° y aquellas con inclinación mayor a 75° . El criterio empleado para esta división es que las vetas con inclinación de entre 45° y 75° corresponden a echados comunes para su

formación o reactivación como fallas normales (e. g. Anderson, 1951; Morris *et al.* 1996; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998).

Las vetas con echado entre 45° y 75° presentan una orientación WNW-ESE con una dirección promedio de 110° (**Figura 47**). Los fluidos ricos en boro circularon por estas fallas y fracturas formando las vetas de turmalina. La mayoría de estas vetas presentan deformación cataclástica, lo que indica que fueron reactivadas y actuaron como fallas normales contemporáneas y/o posteriores al emplazamiento de la turmalina.

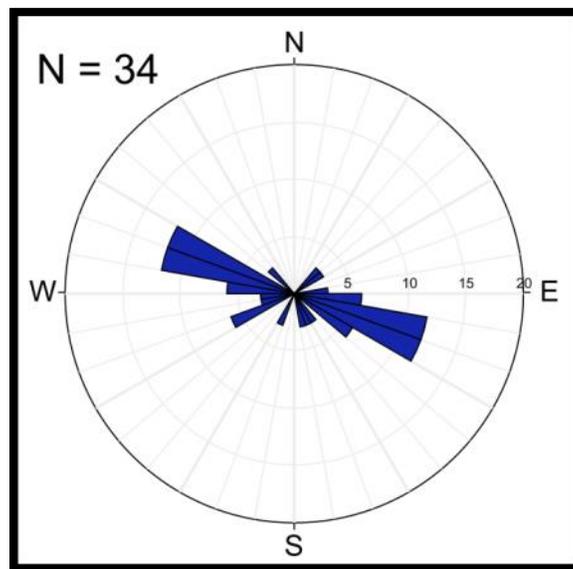


Figura 47. Diagrama de roseta de las vetas con echado entre 45° y 75° .

Las vetas con echados mayores a 75° tienen una concentración principal orientada ESE y una concentración secundaria al ENE (**Figura 48**). En ellas se observó que casi la totalidad presentan deformación cataclástica en el relleno de turmalina.

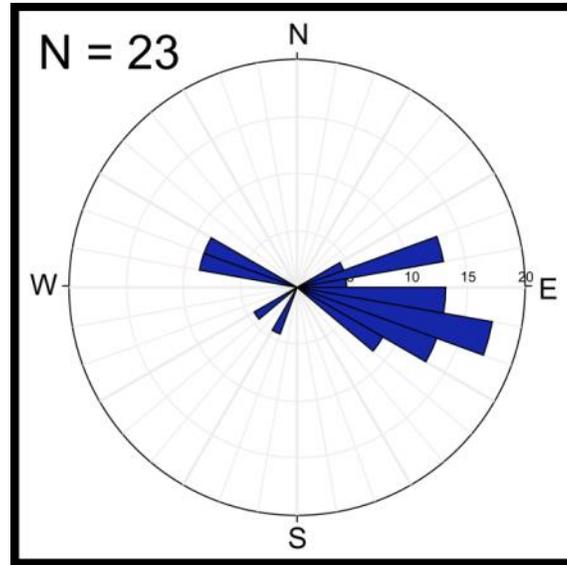


Figura 48. Diagrama de roseta de las vetas con echado mayor a 75°.

En la **Figura 49** se presentan las vetas con un echado menor a 45°; se puede observar que no se tiene una dirección preferencial. En este grupo de vetas se observó que la mayoría no presentan deformación cataclástica en el relleno de turmalina. La interpretación que se da a la dispersión en rumbo y la ausencia de deformación cataclástica en los rellenos es la siguiente: para que una veta horizontal o subhorizontal se forme se requiere que la presión del fluido mineralizante sea igual o mayor al esfuerzo vertical (presión litostática), que en el caso de fallas normales, corresponde al esfuerzo compresivo principal máximo σ_1 . Se requerirá una presión de fluidos menor conforme el plano donde se forma la veta tenga una inclinación mayor, ya que se conoce del análisis clásico de esfuerzos sobre un plano, que con un σ_1 vertical, la magnitud del esfuerzo normal será menor conforme mayor sea la inclinación del plano de fractura (e. g. Jaeger y Cook, 1969). Las vetas horizontales y subhorizontales pudieron formarse en planos preexistentes (diaclasas) o formando fracturas nuevas. La magnitud del esfuerzo de cizalla sobre los planos de falla subhorizontales se comporta de manera contraria al esfuerzo normal; es decir, será mayor entre mayor inclinación tenga el plano, por lo cual es muy difícil que los planos subhorizontales se hayan

activado como fallas y presenten deformación cataclástica (e. g. Morris *et al.* 1996; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998).

Con estas consideraciones podemos inferir que las vetas subhorizontales son planos preexistentes, o fracturas de neoformación, que fueron rellenadas por los fluidos mineralizantes de turmalina y que no fueron reactivadas con posterioridad como fallas, esto último debido a su muy baja inclinación.

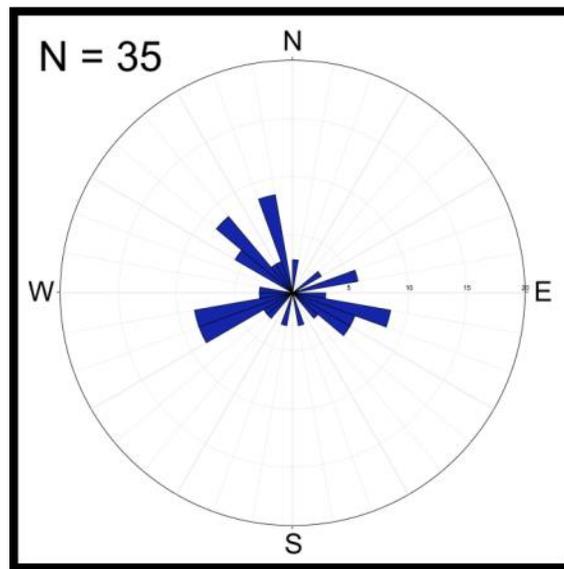


Figura 49. Diagrama de roseta de las vetas con echado menor a 45°.

5. Identificación de las generaciones de turmalina y de las fases de deformación con estudios petrográficos

Se tomaron muestras de roca de las distintas zonas de brecha ricas en cuarzo y turmalina, así como de las vetas de turmalina y cuarzo presentes en el área de estudio. Se seleccionaron 19 muestras para realizar estudios de petrografía y poder identificar los tipos de deformación y su historia, las relaciones texturales, contenido mineralógico y la relación entre las generaciones de turmalina.

5.1 Generaciones de Turmalina

Basándose en el hábito cristalino, color, tamaño, textura y superposición de los cristales de turmalina, se identificaron tres generaciones principales con la siguiente temporalidad relativa entre ellas.

- La primera generación de turmalina se presenta en cristales anédricos a subédricos, con textura microcristalina que forman la masa o matriz de las vetas y que comúnmente están afectadas por deformación cataclástica, presentan un color característico café oscuro grisáceo (**Figura 50**). Se interpreta como la generación más antigua ya que las siguientes generaciones cristalizan a partir de ella o bien, cristalizan sobre los cristales de esta primera generación. Se le asigna la clave T1.

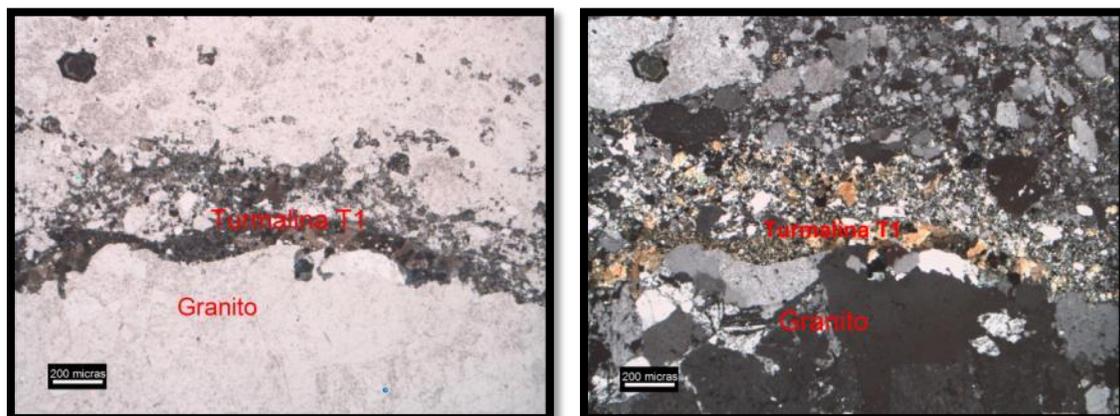


Figura 50. Generación T1 de turmalinas con textura microcristalina, color café grisáceo. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados.

- La segunda generación de turmalina se presenta en cristales color café oscuro cuando se los observa con poco aumento y tonos azulados con mucho aumento, con hábito acicular, alargados de euédricos a subédricos, que se desarrollan a lo largo de las fracturas, comúnmente creciendo a partir de cristales de T1 y dentro de cuarzo o fragmentos del granito (**Figura 51**). Se interpreta como la segunda generación de turmalina ya que los cristales alargados cristalizan a partir de la turmalina T1 que se encuentra como matriz en las vetillas. Esta generación se le asigna la nomenclatura de T2 (**Figura 52**).

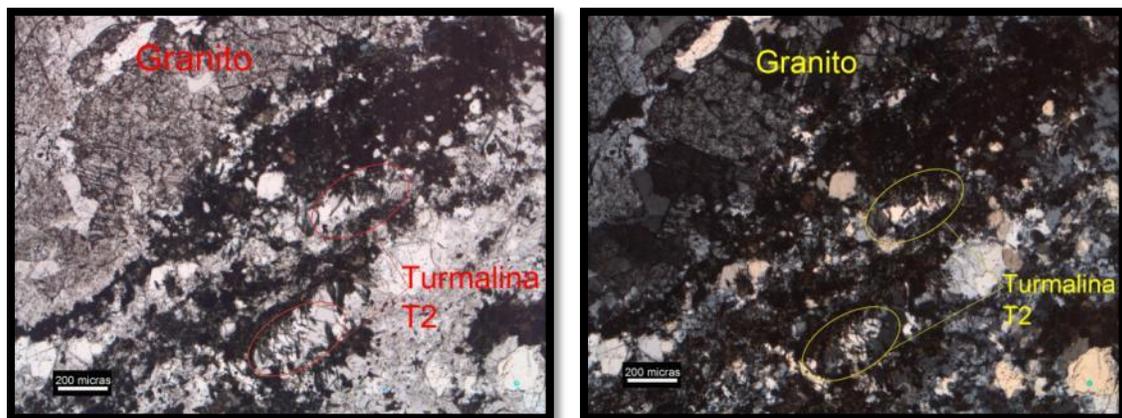


Figura 51. Generación de turmalina de hábito acicular, alargadas (T2). Imagen de microscopio petrográfico con lente 5x, a la izquierda con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados.

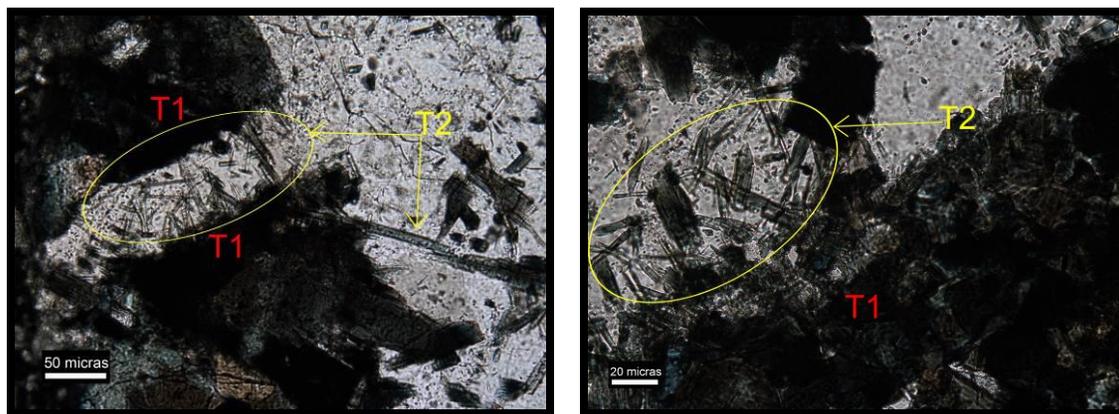


Figura 52. Cristales de la segunda generación de turmalina (T2), se observa que cristalizan a partir de la matriz de T1. Imágenes del microscopio petrográfico, con luz plana. En ambas imágenes se usó el objetivo de 40x.

Por lo general la segunda generación de turmalina crece a partir de la turmalina previa (T1) que es de grano fino y se presenta como matriz de fracturas y vetas; sin embargo, los cristales de T2 también aparecen sobre cristales de cuarzo aún cuando no haya presencia de la matriz de cristales de turmalina previos. Sus características son las mismas que cuando crecen a partir de T1, es decir, de hábito acicular, tonos azules al observarlas con mucho aumento y de forma prismática y alargada (**Figura 53**).

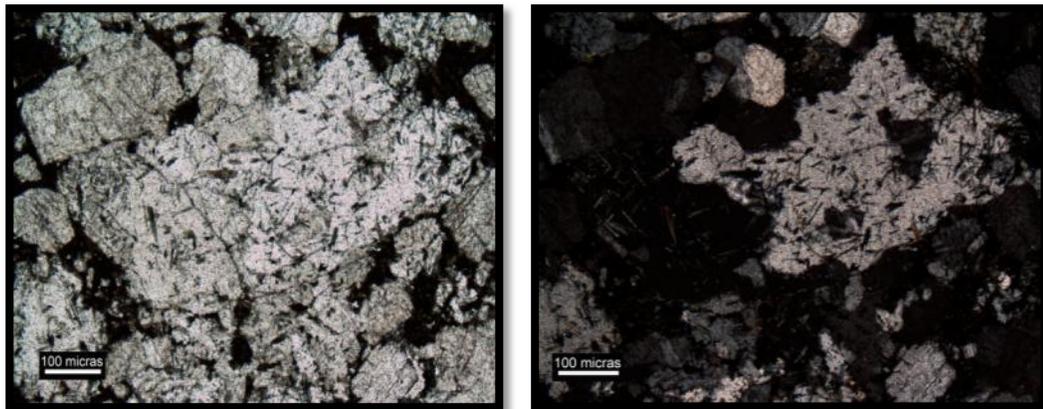


Figura 53. Imágenes tomadas en el microscopio petrográfico con objetivo de 10x. Cristales de Turmalina de hábito acicular, alargadas que cristalizan dentro de un cristal de cuarzo. A la izquierda con luz plana y a la derecha con nícoles cruzados.

La mayoría de cristales T2 son euédricos y no presenta deformación dúctil ni cataclástica (**Figura 54**).

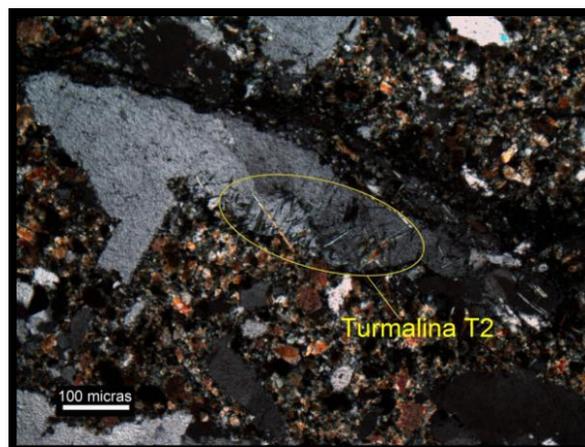


Figura 54. Cristales de Turmalina (T2) que cristalizan dentro de un cristal de cuarzo, a partir de la matriz de turmalina previa (T1).

- La generación de turmalinas más joven (T3) está representada por cristales de turmalina prismáticos, euédricos, que pueden ser de color azul o color café, crecen sobre cristales de cuarzo o fragmentos de granito, así como sobre las otras generaciones de turmalina y no presentan fracturamiento ni cataclasis. Se identifica como la generación más joven ya que cristaliza sobre los cristales de turmalina de las dos generaciones previas, además que no han tenido deformación y por lo general son las de mayor tamaño (Figura 55).

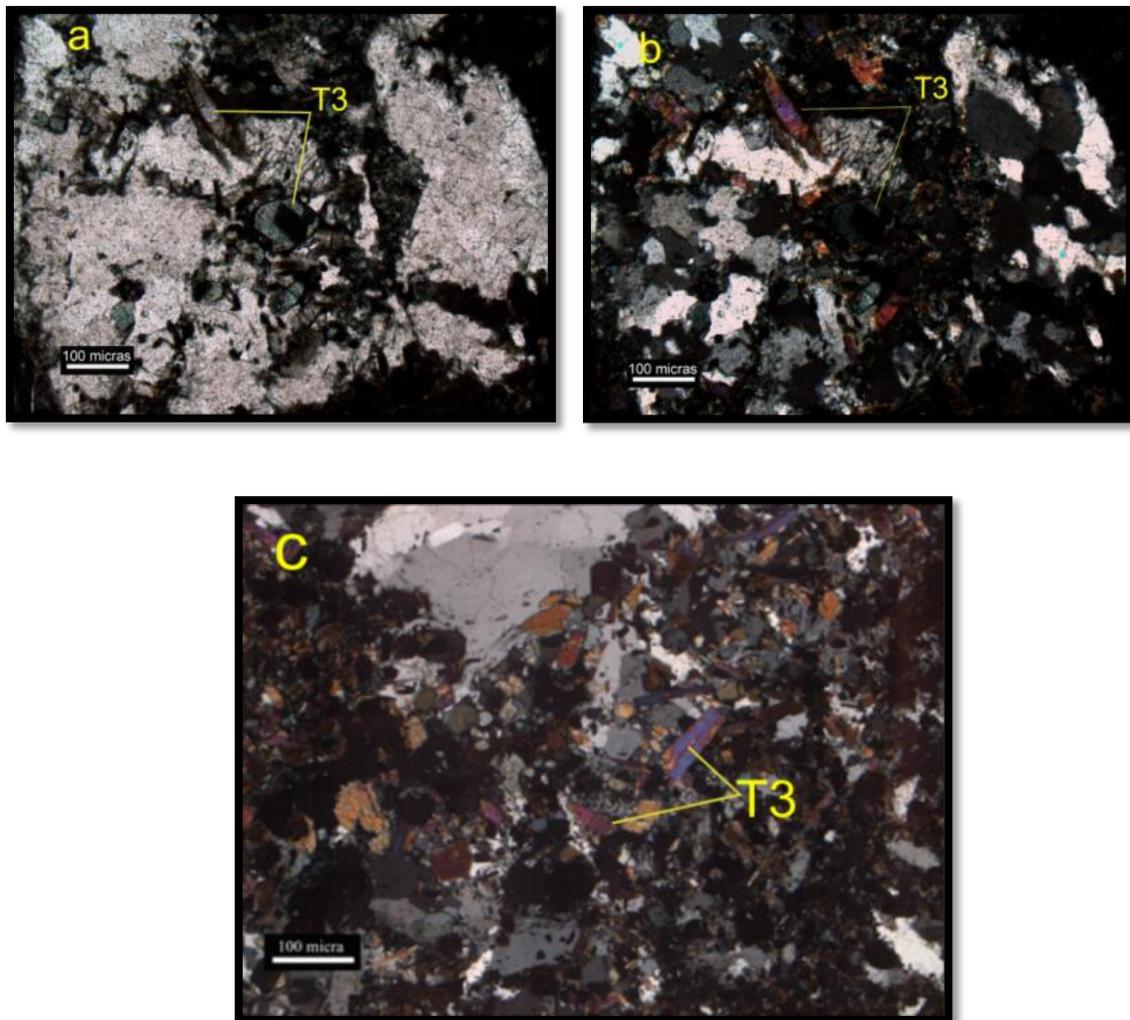


Figura 55. Tercera generación de turmalina (T3) que cristaliza sobre las generaciones previas. Imágenes de microscopio petrográfico a) con luz plana, b) y c) con nícoles cruzados.

5.2 Fases de deformación

Es posible identificar, mediante observaciones de campo y en estudios petrográficos, varias fases de deformación en las rocas estudiadas, y dependiendo de la relación entre ellas, se puede interpretar la temporalidad de las mismas.

Se tiene un primer conjunto de estructuras que consiste de zonas de “relleno de cavidades” que no presenta texturas ni indicadores de cizalla simple. Se trata de zonas de brecha con un relleno de color oscuro (turmalina), donde los fragmentos no muestran evidencia de rotación importante, y tampoco se observan evidencias de desplazamiento significativo a lo largo de los planos que separan dichos fragmentos. Dadas estas características, interpretamos que se trata de facturas Tipo I (de tensión), por lo que se interpreta que son estructuras de fracturas y brechas tensionales (hidrofacturas) que formaron las cavidades en donde los fluidos ricos en boro se introdujeron para dar lugar a la cristalización de turmalinas en vetas (**Figura 56**).



Figura 56. Etapa de hidrofracturamiento y relleno de vetas.

La segunda fase de deformación se caracteriza por estructuras de cizalla simple, en el dominio frágil-dúctil. A lo largo de las vetas y brechas se observan superpuestas estructuras y rocas de deformación dúctil como son “estructuras delta”, listones de cuarzo y zonas de recrystalización (e. g. Twiss y Moors, 2006) (**Figura 57**). Estas estructuras indican la existencia de zonas de cizalla simple, en

condiciones de presión y temperatura intermedias, así como bajas velocidades de deformación.

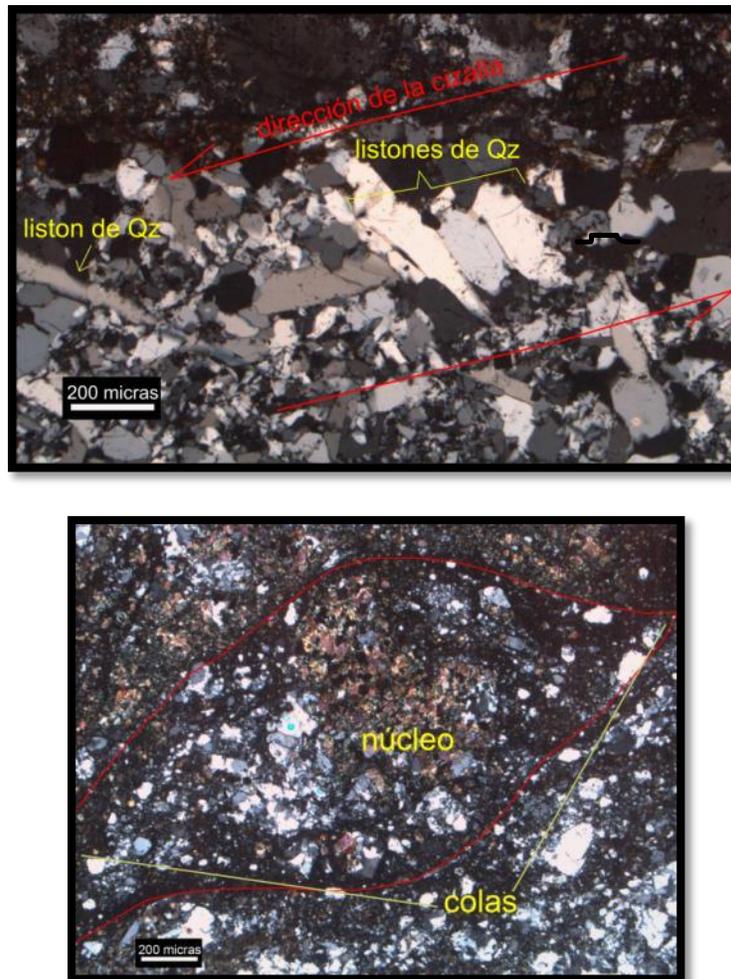


Figura 57. Estructuras de deformación dúctil de la segunda etapa de deformación. Imágenes de microscopio petrográfico con nícoles cruzados. Arriba recrystalización de cuarzo y estructuras de tipo listones de cuarzo. Abajo estructura tipo “sigma”.

Se logró identificar una tercera fase de deformación, en la cual se observan estructuras de la transición frágil-dúctil evidenciada principalmente por una gran cantidad de cataclasita y la presencia de bandas muy delgadas de pseudotaquilita, lo que indica que hubo un aumento significativo en la velocidad de deformación. Se considera que, en general, se requieren velocidades superiores a 10 cm/s para formar pseudotaquilitas en zonas someras de la corteza donde las temperaturas son entre 50 °C y 300 °C (e.g. Sibson, 1975; Spary, 2010) (**Figura 58**).

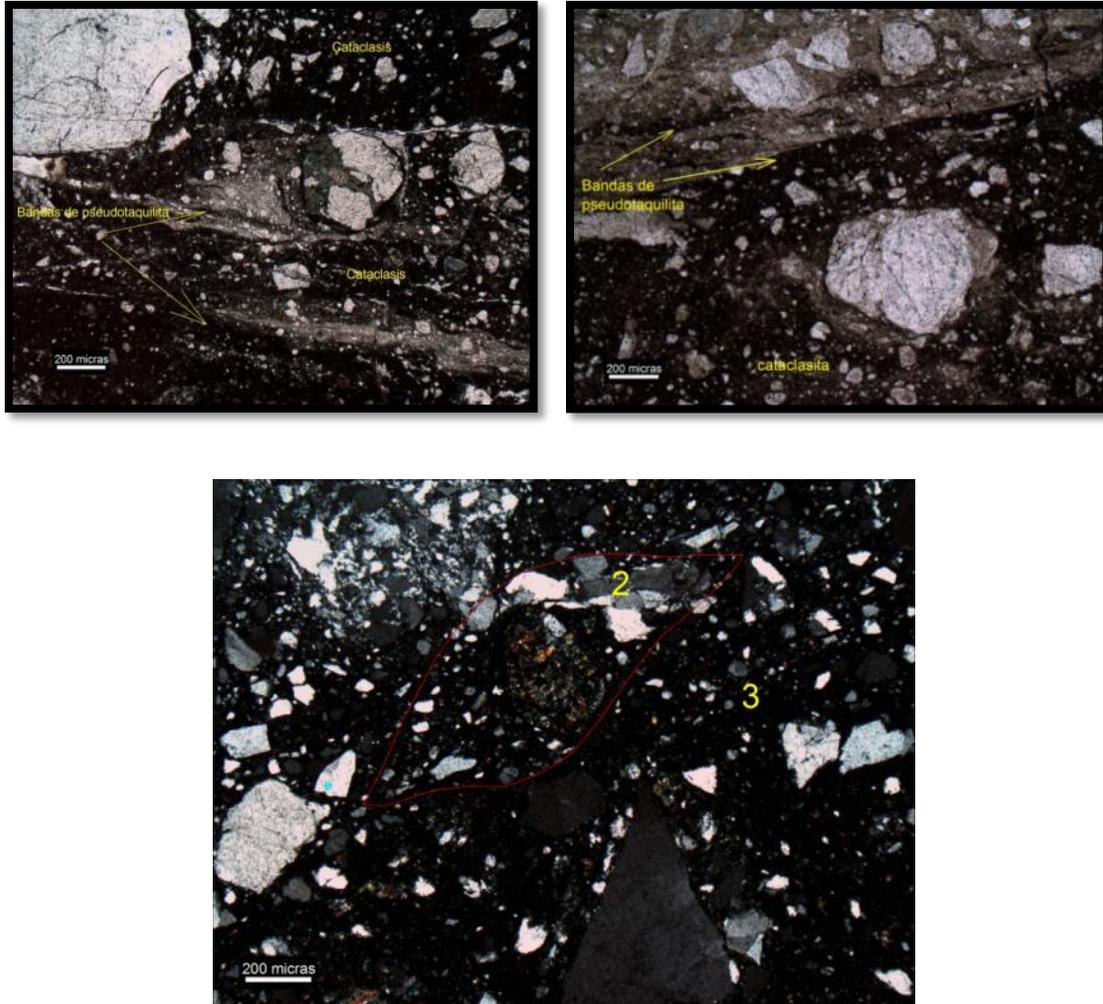


Figura 58. Imágenes de microscopio petrográfico con nícoles cruzados. En las imágenes superiores se observan las bandas de pseudotaquilita y la cataclasis de la tercera etapa de deformación. La imagen inferior muestra las fases de deformación 2 y 3. La fase 2 produjo la estructura frágil-dúctil “sigma” con recristalización de cuarzo en una cola y la fase 3 formó la cataclasita que ocupa la mayor parte de la imagen.

La última fase de deformación (cuarta fase) está representada por estructuras meramente del régimen frágil que son fracturas y fallas observadas en superficie (**Figura 59**).



Figura 59. Fallas y fracturas de la última etapa de deformación.

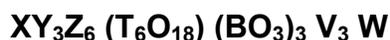
El cambio en las condiciones de presión, temperatura, y velocidad de deformación identificadas en las etapas de deformación y las estructuras asociadas a cada una, se puede explicar por el cambio en la profundidad que tuvo el cuerpo granítico. Este conjunto de estructuras es muy consistente con lo esperado durante un proceso de exhumación, pasando de profundidades de la transición frágil-dúctil, hasta llegar a la superficie.

6. Mineralogía y química de las turmalinas

6.1 Introducción

La turmalina es una fase mineral accesoria común en muchas rocas ígneas y metamórficas (London *et al.* 1996). La turmalina es estable en un amplio rango de presión y temperaturas. Es un mineral resistente al intemperismo y la alteración, tiene una composición variable y es capaz de intercambiar componentes y especies volátiles con minerales coexistentes y fluidos conforme cambian las condiciones. Como resultado de estas propiedades, la turmalina registra las variaciones químicas del medio donde cristaliza a lo largo de su crecimiento. (Manning, 1982; Farmer y Halls, 1993; Slack, 1996; London y Manning, 1995; Henry y Dutrow, 1996; Henry y Guidotti, 1985; Trumbull y Chaussidonr, 1999; Keller *et al.*, 1999; Dutrow y Henry, 2000; Jiang *et al.*, 2002). Por lo anterior, es un mineral importante para rastrear la evolución en la composición de rocas ígneas y metamórficas, y puede en muchos casos servir como un monitor de la infiltración de fluidos en los sistemas magmáticos (Dutrow y Henry, 2000). El estudio de la composición química de las turmalinas y su cristalografía son temas que quedan fuera de los alcances de esta tesis; no obstante, se presenta una breve revisión de del método utilizado en este trabajo para calcular las composiciones de las turmalinas que se analizaron.

La fórmula general de la turmalina se puede expresar como (Hawthorne y Henry, 1999):



Dónde:

X= Na¹⁺, K¹⁺, Ca²⁺ o Vacante

Y= Fe⁺², Mg²⁺, Mn²⁺, Zn²⁺, Ni²⁺, Co²⁺, Cu²⁺, Al³⁺, Fe⁺³, Cr³⁺, V³⁺, Ti⁴⁺, Li¹⁺

Z= Al³⁺, Fe⁺³, Cr³⁺, V³⁺, Mg²⁺, Fe²⁺

T= Si⁴⁺, Al³⁺, B³⁺

B= B³⁺

V= OH¹⁻, O²⁻

W= OH¹⁻, F¹⁻, O²⁻

El sitio X es relativamente amplio y puede contener elementos como Na, Ca, K o permanecer vacío; los sitios octaédricos Y y Z son distintos y están ocupados por una amplia variedad de cationes divalentes, trivalentes y tetravalentes. El sitio T es tetraédricos, está dominado por Si y con menor cantidad de Al y B. El sitio B es triangular y está ocupado exclusivamente por B. Los dos sitios aniónicos V y W contienen OH^{1-} , F^{1-} , O^{2-} .

Para determinar una clasificación adecuada de la turmalina es importante notar que F entra exclusivamente en el sitio W y el que el O^{2-} tiende a entrar preferentemente en este sitio (Hawthorne, 1996; Dutrow y Henry, 2000).

Debido a su estructura particular la turmalina permite muchas sustituciones posibles. Por esta razón los esquemas de normalización son complejos y se han propuesto numerosos tipos de esquemas para calcular los contenidos de los diferentes sitios estructurales, en la fórmula química del grupo mineral. Es imposible caracterizar completamente la química del cristal de turmalina usando estudios de microsonda electrónica debido a que algunos componentes significativos como Li, Fe^{3+} y H_2O no pueden ser determinados de forma directa. Pero es posible estimar su composición usando diversos tipos de esquemas de normalización y asumiendo valores estequiométricos, como se presenta a continuación

6.2 Procedimientos de normalización

Los esquemas de normalización propuestos en los estudios geoquímicos de la turmalina se han desarrollado con diferentes esquemas cristalinos basados en 31 oxígenos (Rosenberg *et al.*, 1986), 24.5 oxígenos (Manning, 1982), 19 cationes totales, 15 cationes excluyendo a los del sitio-X y boro (Hawthorne *et al.*, 1993), y 6 átomos de silicio (Gallagher, 1988). Los esquemas de normalización que comúnmente son más utilizados son: de 31 oxígenos, 15 cationes y 6 átomos de silicio. No obstante, para su uso se requiere una evaluación previa ya que no todos los esquemas de normalización se adaptan a todos los tipos de turmalina.

La normalización a 31 aniones ($27\text{O}+4\text{OH}$, O, F) asume que $\text{OH}+\text{F}=4$ (Henry y Dutrow 1996, Burns *et al.*, 1994). Si $\text{OH}+\text{F}$ es menor a 4 en los sitios V y W de aniones, el cálculo de cationes se subestima. Ya que es común que $\text{OH}+\text{F}<4$, este proceso de normalización no es recomendable (Henry y Dutrow, 1996). Debido a que OH y F no son medidos en los análisis de Microsonda, la normalización a 31 oxígenos no se eligió para este estudio.

El procedimiento de normalización a 15 cationes asume que los sitios Y, Z y T están llenos y sin vacantes, y que todos los cationes (Y= Fe^{+2} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+} , Fe^{+3} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} , Li^{1+} , Z= Al^{3+} , Fe^{+3} , Cr^{3+} , V^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , T= Si^{4+} , Al^{3+} , B^{3+}) en estos sitios han sido medidos (Henry y Dutrow, 1996). Henry y Dutrow (1996) recomiendan que se utilice este esquema de normalización para turmalinas con poco o nulo contenido de Li en el sitio Y, para el cual todos los otros cationes importantes han sido determinados. Esta normalización se recomienda por lo general para turmalinas de rocas metasedimentarias que típicamente no contienen Li.

La normalización a 6 átomos de silicio asume que el sitio tetraédricos se llena exclusivamente por el valor estequiométricamente ideal de 6 átomos de silicio. La normalización con base en 6 átomos de silicio provee de resultados precisos mientras que la determinación de los contenidos de SiO_2 sean precisos y no haya una cantidad substancial de Al que sustituya al Si en el sitio tetraédricos. Este procedimiento de normalización es adecuado para los datos de microsonda debido a que no depende de los valores de H, y es **la mejor opción para turmalinas de granitos y pegmatitas** donde pueda estar presente una cantidad significativa de Li (Henry *et al.*, 2011). Se han obtenido muchos resultados razonables para el cálculo de la fórmula estructural basados en el esquema de normalización a 6 átomos de silicio propuesto por Gallagher (1988), y se usa en todos los análisis de turmalina de este estudio.

6.3 Cálculo de elementos ligeros

Mientras que la microsonda electrónica es precisa para muchos elementos mayores y menores, no puede analizar Li, H y B (elementos ligeros significativos en la turmalina). Consecuentemente, los análisis de microsonda para turmalina deben ser complementados por asunciones o cálculos basados en la estequiometría de la turmalina.

El BO_3 necesario para producir tres cationes de B en la fórmula estructural fue calculado mediante las restricciones estequiométricas establecidas por Hawthorne (1996) y Bloodaxe *et al.* (1999) resultando que $B = 3$ apfu (átomos por fórmula unidad).

El Li supone un problema más complicado, sin embargo, el Li puede ocurrir en cantidades variables en el sitio Y de la turmalina, y se puede calcular estequiométricamente basándose en los datos de microsonda si todos los otros cationes fueron analizados y se estableció una base de normalización adecuada para cationes (Burns *et al.*, 1994, Dutrow y Henry, 2000).

El Li puede ser calculado con la ecuación $\text{Li (apfu)} = 15 - (\text{cationes del sitio Y} + \text{cationes del sitio Z} + \text{cationes del sitio tetraédricos (apfu)})$. Como los sitios Z y T están completamente ocupados, el Li fue estimado restando la suma de los cationes del sitio Y a 3 ($\text{Li} = 3 - \Sigma Y$), asumiendo que no hay vacantes en los sitios octaédricos (Henry y Dutrow, 1996).

La cantidad de Fe (III) en el sitio Y fue calculado como la cantidad total de Fe en el sitio Y que excede el número de átomos de Ca en el sitio X (Lynch y Ortega, 1997). El Fe se reporta como Fe_{total} en este estudio.

La diversidad química y los requerimientos estructurales de la turmalina producen un amplio número de especies. La Asociación Mineralógica Internacional (IMA por

sus siglas en inglés) ha aceptado 18 especies en el grupo de la turmalina (Henry *et al.*, 2011). Estas especies minerales se presentan en la tabla siguiente:

Tabla 2. Especies de la turmalina que han sido aceptados por la IMA (Henry *et al.*, 2011).

Especies	(X)	(Y ₃)	(Z ₃)	T ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	V ₃	W
Turmalina Alcalina							
Elbaíta	Na	Li _{1.5} Al _{1.5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Schorlo	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Dravita	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Olenita	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(O) ₃	(OH)
Dravita de cromo	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Buergerita de fluor	Na	Fe ³⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(O) ₃	F
Povondraitita	Na	Fe ³⁺ ₃	Fe ³⁺ ₄ Mg ₂	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Dravita de vanadio	Na	Mg ₃	V ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Dravita de flúor	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Schorlo de flúor	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Provondraitita de cromo y aluminio	Na	Cr ₃	Al ₄ Mg ₂	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Turmalina Cálcida							
Liddicoatita de flúor	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Uvita	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Ferruvita	Ca	Fe ²⁺ ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Flúor-uvita	Ca	Mg ₃	MgAl ₅	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
Turmalina con vacante en el sitio X							
Rossmánita	□	LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Foitita	□	Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
Magnesiofoitita	□	Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)

6.4 Resultados

6.4.1 Análisis con microsonda electrónica

Las muestras estudiadas fueron tomadas de las vetas de turmalina presentes en el Granito Comanja. A las muestras seleccionadas se les realizaron láminas delgadas para estudios petrográficos con los que se determinó las diferentes generaciones de turmalina presentes en las muestras y se seleccionaron las más adecuadas para estudios de microsonda electrónica.

Con los estudios petrográficos se pudieron identificar 3 grupos o generaciones de turmalina, y las relaciones entre ellas indican la temporalidad relativa de las mismas. T1 es el grupo de turmalinas más antiguas y se identifican como turmalinas color café oscuro que representan la matriz que rellena vetas y fracturas, presentan deformación cataclástica. T2 se representa por turmalinas de hábito acicular, prismáticas alargadas, con colores que van de azul claro a verde, se observa que cristalizan a partir de la matriz o de cristales de turmalina T1. T3 es la generación más joven de turmalina y son cristales de mayor tamaño que cristalizan sobre las generaciones previas de turmalina.

En total se realizaron 69 análisis con microsonda electrónica en cristales de turmalina sobre 3 láminas delgadas con superficie pulida (28 de T1; 16 de T2; 25 de T3). Los resultados del análisis de la microsonda se presentan en la **Tabla A3.1**.

El procesamiento de datos en este estudio fue realizado con el programa WinTcac (Yavuz *et al.*, 2013), con el esquema de normalización a 6 átomos de silicio, teniendo como base la fórmula estructural $XY_3Z_6 (T_6O_{18}) (BO_3)_3V_3W$, que fue propuesta por Henry *et al.* (2011). Las gráficas de los resultados obtenidos se elaboraron con la extensión de WinTcac en el programa Grapher 9 y editadas en el software de código abierto Inkscape. El resultado del cálculo de las proporciones atómicas de las turmalinas basado en el esquema de normalización a 6 en el sitio Y se presenta en la **Tabla A3.2**.

En los análisis por microsonda se tiene que hay grandes variaciones en TiO_2 (0.0143 – 1.1847 %en peso), CaO (0.0844 – 1.9203 %en peso), MgO (0.0016 – 8.4563 %en peso), N_2O (0.4296 – 2.5798 %en peso), MnO (0.004 - 0.1574 %en peso) y K_2O (0.0114 – 1.0568 %en peso), y se observan pequeñas variaciones para SiO_2 (34.0604 – 38.2675 %en peso).

Al representar los resultados en el diagrama terciario $\text{Ca}^{2+}\text{-X}_{\text{vac}}\text{-Na}^{+1} + (\text{K}^{1+})$ (**Figura 60**) tomado de Hawthorne y Henry (1999) se observa que la mayoría de las muestras analizadas caen en el campo del grupo alcalino y hay otras muestras que pertenecen al grupo de vacante en el sitio X.

La generación T1 pertenece al grupo alcalino y muy pocos puntos pertenecen al de Vacante en el sitio X, las generaciones T2 y T3 presentan más puntos en el grupo de Vacante en el sitio X.

Los valores más altos de Ca se tienen en T1 mientras que los más bajos son de T2 y T3, el contenido de Na es mayor en T1 y T3, y es menor en T2.

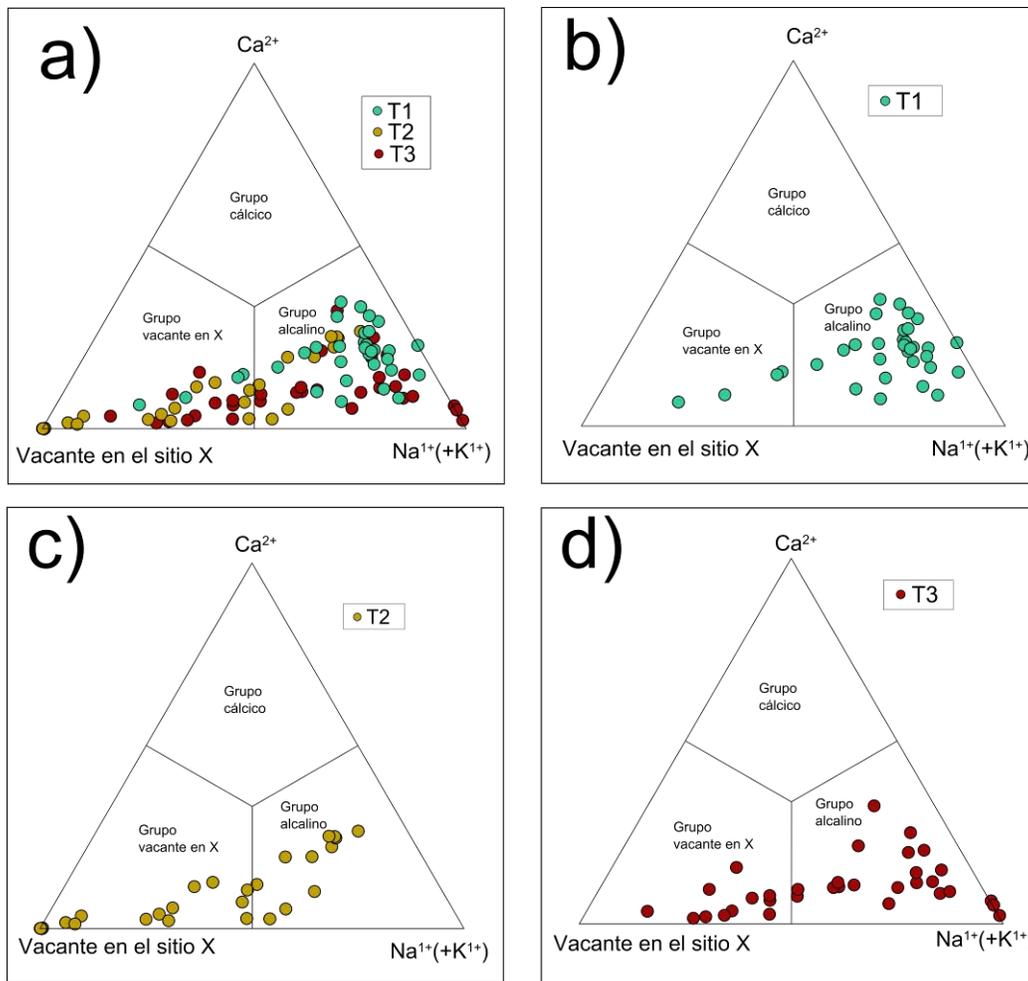


Figura 60. Clasificación de los principales grupos de turmalina basada en ocupación del sitio X (tomado y modificado de Hawthorne y Henry, 1999). a) Se muestran las 3 generaciones en una gráfica. b) T1. c) T2. d) T3.

La mayoría de las turmalinas del grupo alcalino caen en el campo del schorlo y solo unas pocas de T1 y T3 caen en el campo de la dravita en el diagrama ternario de $2\text{Li}^{1+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ (**Figura 61**). Consecuentemente las turmalinas alcalinas pertenecen al grupo del schorlo, y algunos cristales que tienen menor contenido de Fe pertenecen al grupo de la dravita debido a que es mayor su contenido de Mg.

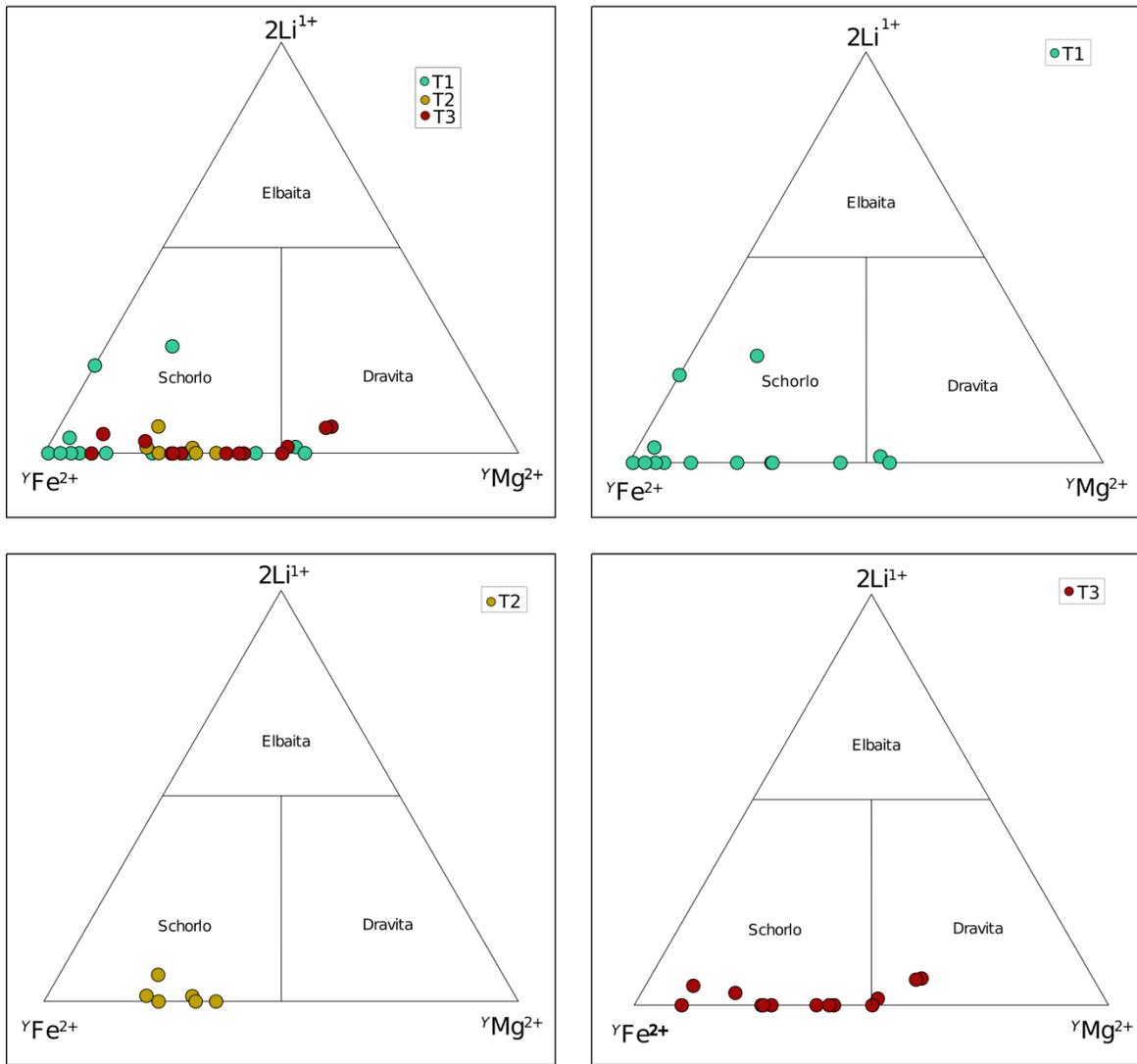


Figura 61. Subgrupos de la turmalina alcalinas basados en la ocupación de los sitios X y Y (tomado y modificado de Hawthorne y Henry, 1999). a) Se graficaron las turmalinas del grupo alcalino (véase Fig. 60).

En el diagrama ternario $2\text{Li}^{1+} - \gamma\text{Fe}^{2+} - \gamma\text{Mg}^{2+}$ se graficaron las turmalinas del grupo vacante en el sitio X y se observa que caen en el grupo de la foitita. De los diagramas de clasificación mostrados (**Figuras 60,61 y 62**) se observa que las turmalinas del área de estudio se clasifican en dos grupos principales:

- El grupo de turmalinas alcalinas que por su alto contenido en Fe se clasifican como schorlo y en menor cantidad en dravitas que son más evolucionadas y con mayor cantidad de Mg.
- El grupo de turmalinas con vacante en el sitio X se clasifican como foititas.

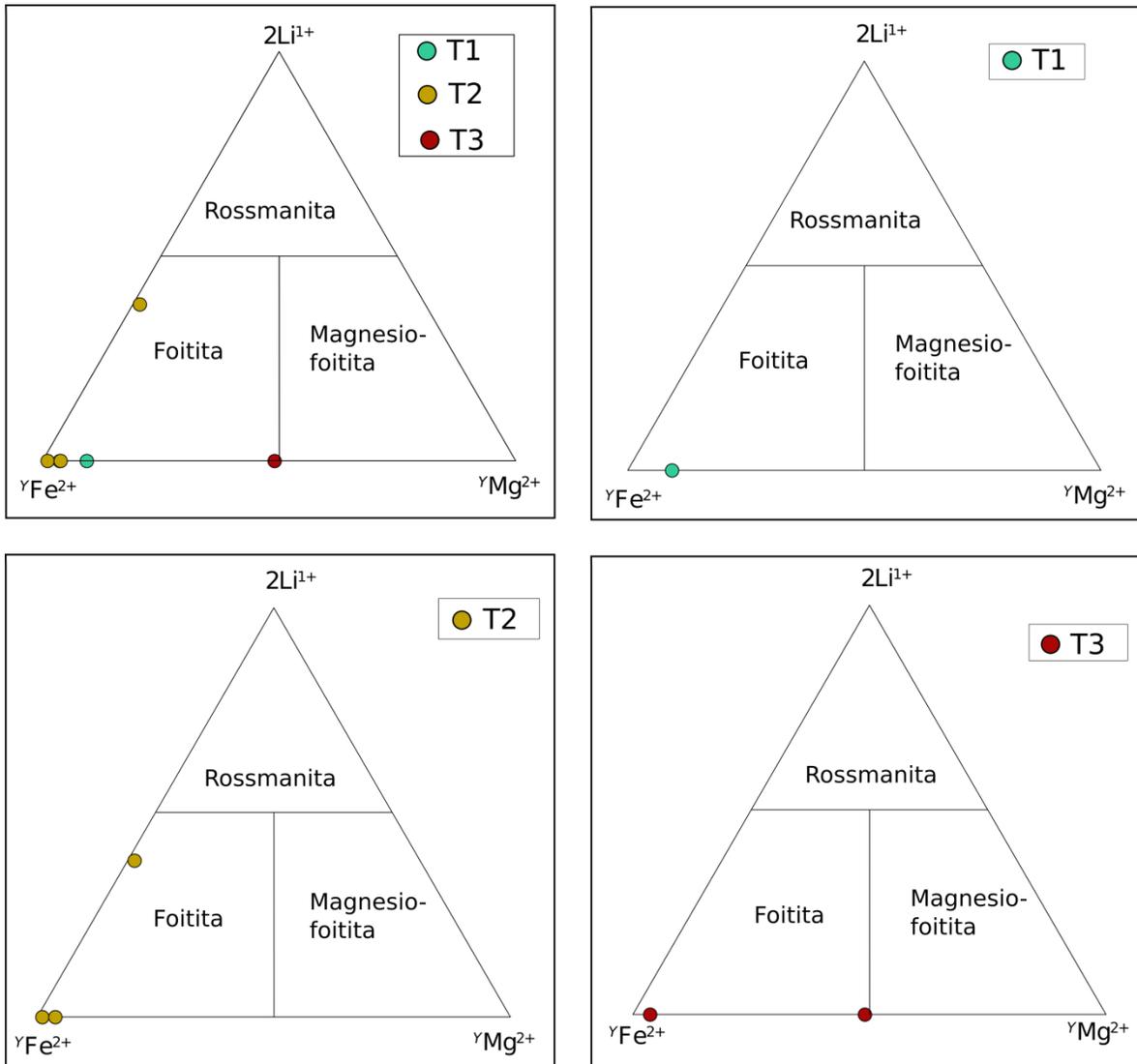


Figura 62. Grafica de las turmalinas del grupo con vacante en el sitio X (véase Fig. 60) en el diagrama ternario $2Li^{1+} - \gamma Fe^{2+} - \gamma Mg^{2+}$, todas las turmalinas caen en el grupo de la foitita.

La **Figura 63** muestra que las generaciones de turmalinas son consistentes con el vector de intercambio $NaMg_{\square-1}Al_{-1}$. De acuerdo con este vector de intercambio se tiene una sustitución acoplada en la que al haber un déficit de Na y Mg entra más Al y se incrementan los sitios vacantes. Dutrow y Henry (2000) explican esta

disminución de Na en términos de la cristalización de albita. Keller *et al.* (1999) sugieren que las vacantes en el sitio X y la pérdida de Na indican ya sea la partición de Na en la albita coexistente o la cristalización de turmalinas deficientes en álcalis a partir de fluidos con bajo contenido de álcalis como consecuencia de la precipitación de albita.

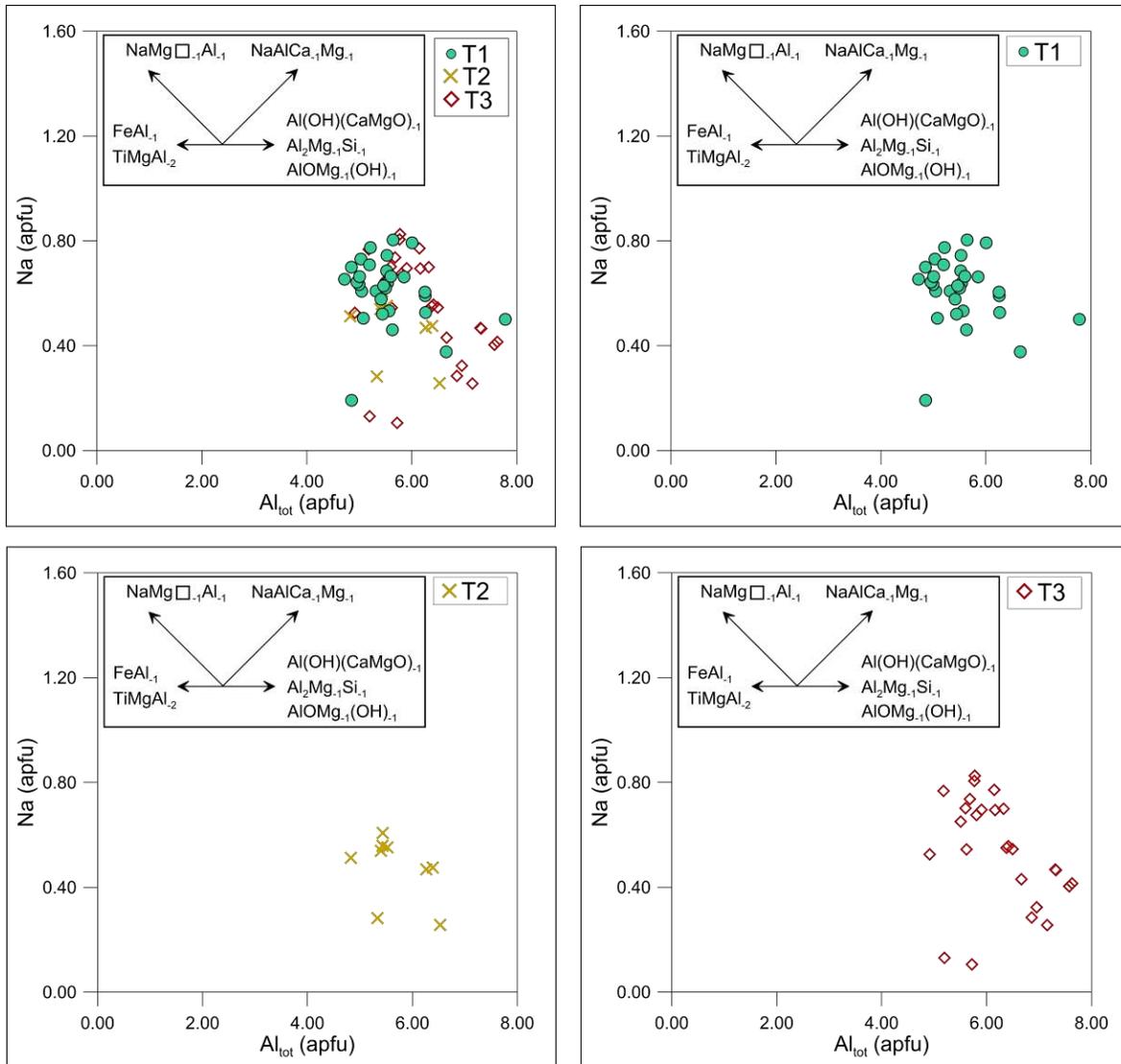


Figura 63. Gráfica de Na vs Al total. Los vectores representan el posible vector de intercambio que pudo operar en las turmalinas estudiadas.

Las turmalinas del grupo T1 se relacionan al vector de intercambio $\text{CaMg}_2\text{OHNa}_{-1}\text{Al}_2\text{O}_{-1}$, $\text{CaONa}_{-1}(\text{OH})_{-1}$, $\text{CaMgNa}_{-1}\text{Al}_{-1}$ y se observa que son las turmalinas con mayor contenido de Ca y en las que se tiene un menor número de vacantes en el

sitio X (**Figura 64**). T2 tiene mayor afinidad con el vector de intercambio $\text{CaMg}_3\text{OH}_{-1}\square\text{Al}_{-3}\text{O}_{-1}$, $\text{CaMg}_2\square_{-1}\text{Al}_{-2}$, $\text{CaMgO}_{-1}\square\text{Al}_{-1}(\text{OH})_{-1}$ y se observa que son las que tienen un mayor número de vacantes en el sitio X y completa la evolución de T1 a lo largo de dicho vector de intercambio. Esta tendencia general implica que T1 representa la fracción menos evolucionada o previa a las T2.

La distribución en las turmalinas T3 se puede dividir en dos grupos: el primero tiene un mayor contenido en Ca, los valores de vacante X son menores a 0.3 y se relacionan con el vector de intercambio $\text{CaMg}_2\text{OHNa}_{-1}\text{Al}_{-2}\text{O}_{-1}$, $\text{CaONa}_{-1}(\text{OH})_{-1}$, $\text{CaMgNa}_{-1}\text{Al}_{-1}$ como el identificado en las turmalinas T1. El segundo grupo corresponde a las turmalinas con X_{vac} mayor a 0.3 y que se ajustan al vector de intercambio $\text{CaMg}_3\text{OH}_{-1}\square\text{Al}_{-3}\text{O}_{-1}$, $\text{CaMg}_2\square_{-1}\text{Al}_{-2}$, $\text{CaMgO}_{-1}\square\text{Al}_{-1}(\text{OH})_{-1}$ como el identificado en las turmalinas T2.

El primer grupo de turmalinas T3, que presenta una concentración de Ca y X_{vac} menor a las T1 y T2, sugiere que T3 cristaliza posteriormente y sobre los dos primeros eventos.

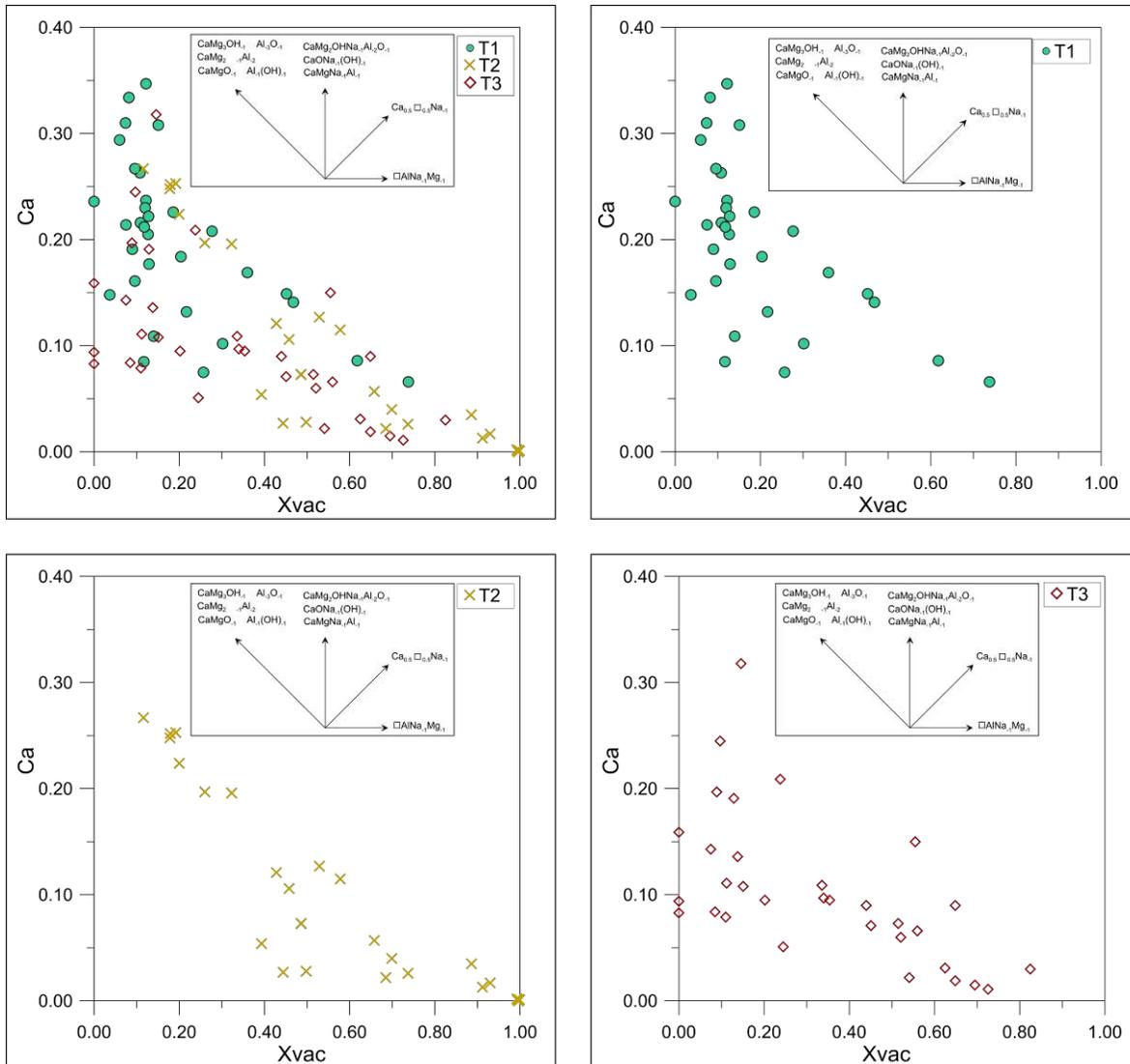


Figura 64. Grafica Ca vs X_{vac} . Las líneas representan los posibles vectores de intercambio que pudieron operar en las turmalinas.

En la gráfica de Mg vs Fe_{tot} (**Figura 65**) se puede observar que las turmalinas T1 son las que tienen un mayor contenido de Mg y el valor de Fe varía desde valores menores a 1.6 hasta valores altos cercanos a 3, con una tendencia a menores contenidos de Mg al aumentar el contenido de Fe_{tot} . T2 presenta contenidos de Fe_{tot} cercanos a 2 y el valor en Mg puede ir desde 0 a valores cercanos a 1.3. T3 tiene una mayor dispersión en sus valores de Mg y Fe_{tot} .

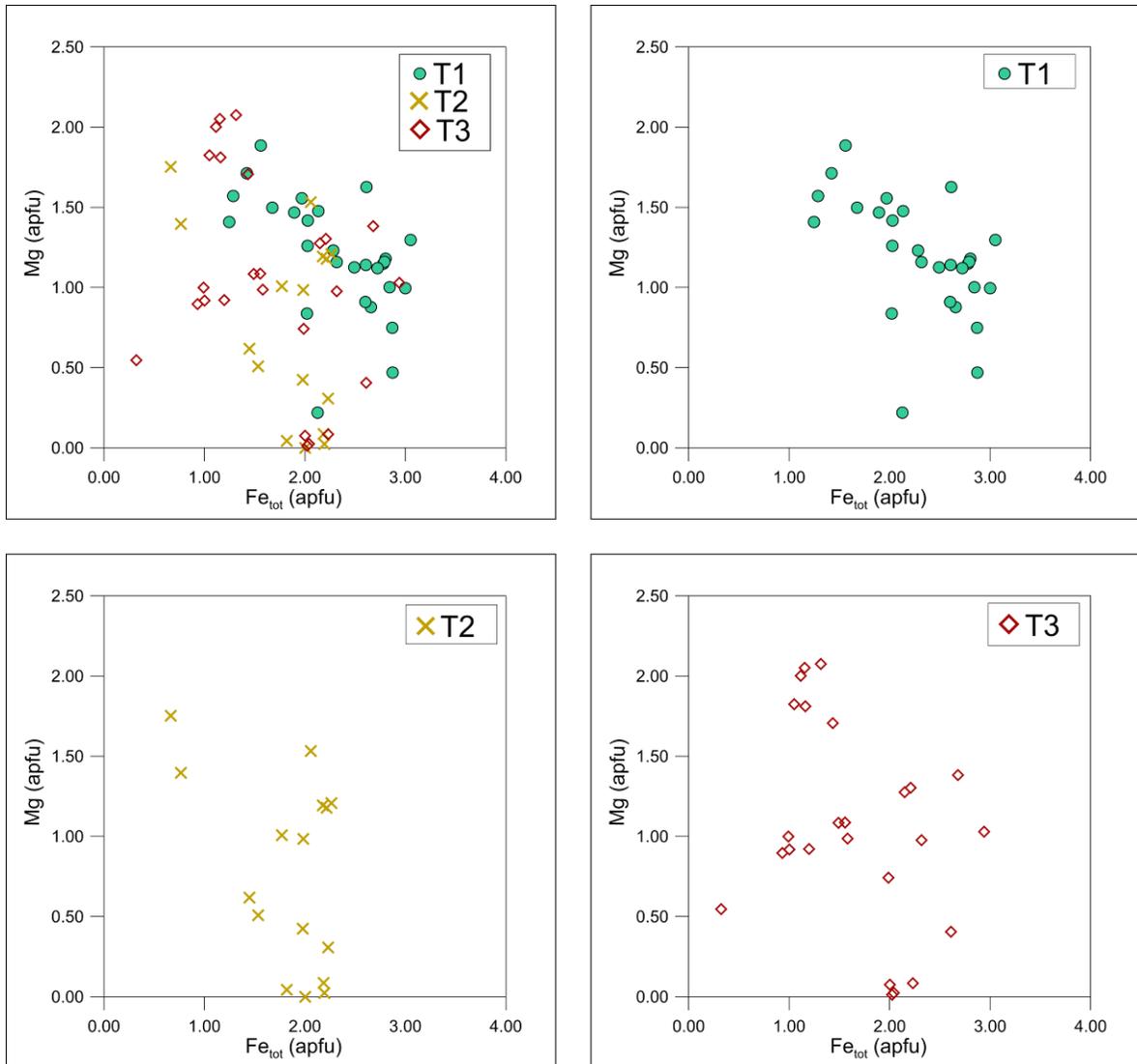


Figura 65. Gráfica Mg vs Fe.

Las turmalinas T1 presentan los valores más altos de Fe y el contenido de Al es de alrededor de 6. Se observa que el contenido de Fe decrece para T2 y T3 mientras que el contenido de Al se incrementa (**Figura 66**).

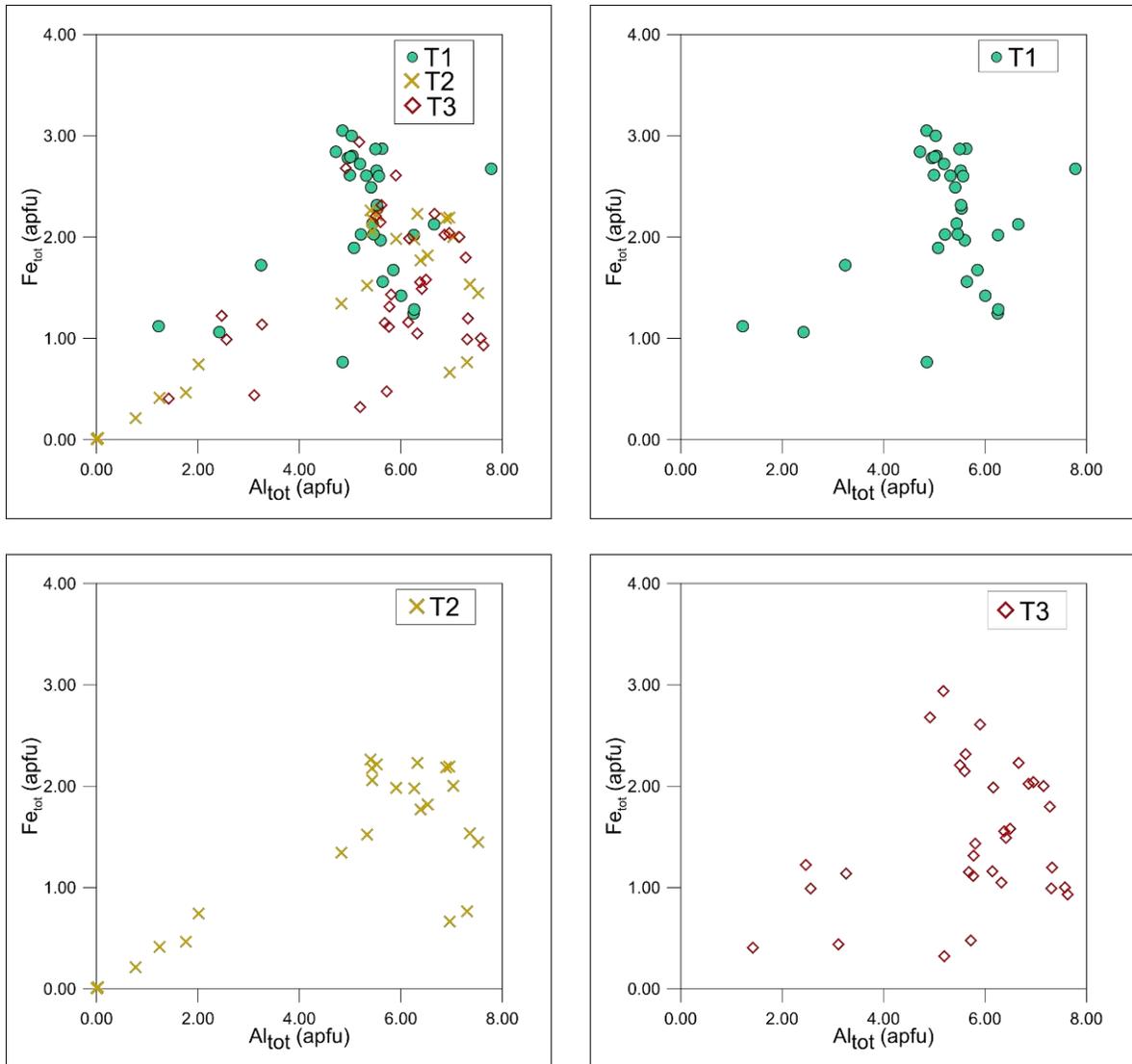


Figura 66. Gráfica Fe vs Al.

El diagrama de Ca- Fe_{tot} -Mg tomado de Henry y Guidotti (1985) (**Figura 67**) muestra que todas las generaciones de turmalina están en su mayoría en el campo de las granitoides y pegmatitas asociadas, y aplitas pobres en Li. Varios cristales tienen afinidad con el campo de las metapelitas, metapsamitas y rocas de cuarzo-turmalina pobres en Ca, los cuales son cristales enriquecidos en Mg con respecto a los demás. El número de estos cristales ricos en Mg aumenta de T1 hasta T3.

Se puede concluir que las tres generaciones de turmalina tienen una fuente magmática similar y que la interacción de los fluidos magmáticos con las rocas encajonantes crece durante el proceso hidrotermal de cristalización de las diferentes generaciones de turmalinas.

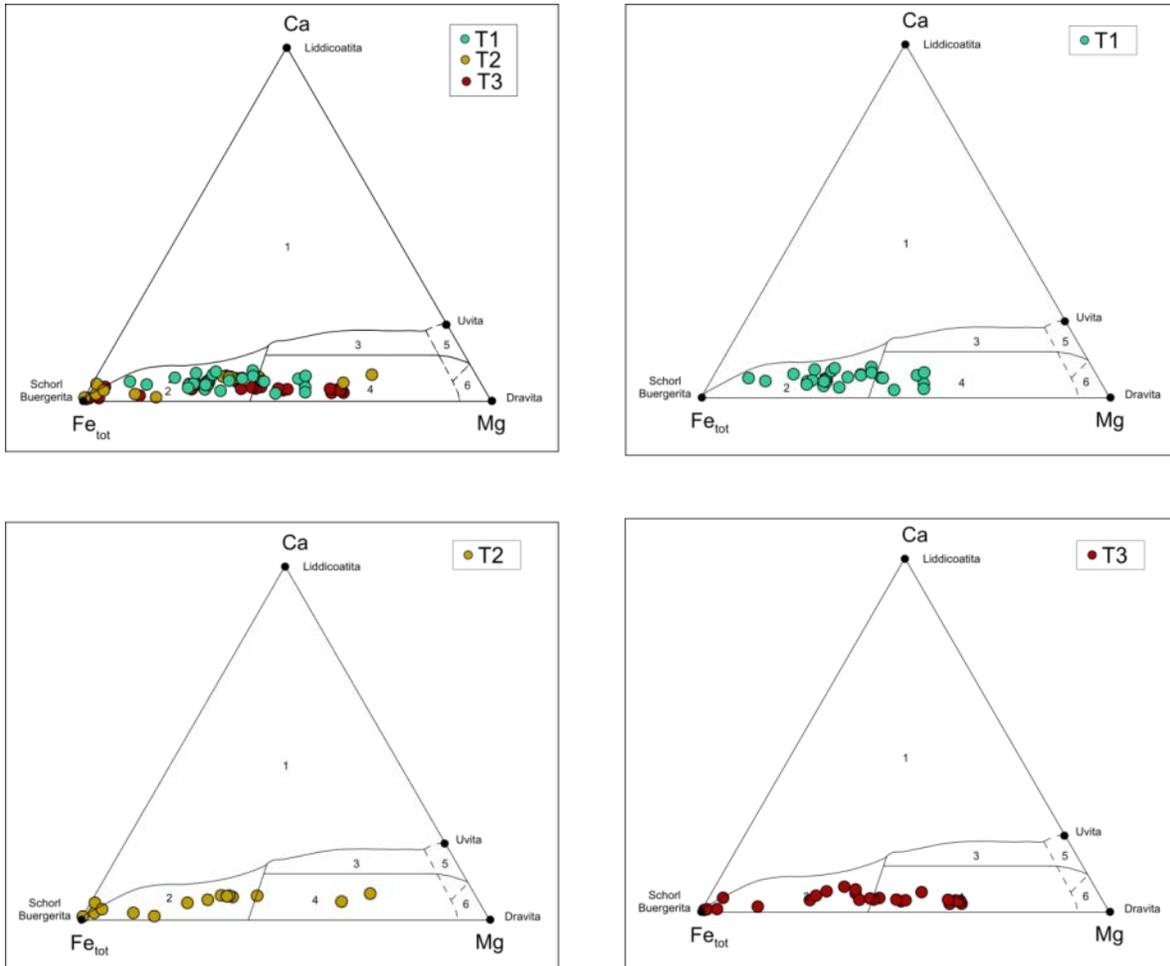


Figura 67. Composición de las turmalinas obtenidas con la microsonda electrónica, graficadas en el diagrama Ca-Fe (t)-Mg de Henry y Guidotti (1985). Los campos son: 1) Granitoides, pegmatitas y aplitas ricas en Li; 2) Granitoides y sus pegmatitas asociadas, y aplitas pobres en Li. Metapelitas, metapsammitas y rocas calco-silicatadas ricas en Ca; 4) Metapelitas, metapsammitas y rocas de cuarzo-turmalina; 5) Metacarbonatos; 6) Metaultramáficas.

En el diagrama ternario de $Al-Al_{50}Fe_{50(tot)}-Al_{50}Mg_{50}$ (Henry y Guidotti, 1985) (**Figura 68**) se observa que T1 se grafica en el campo 3 principalmente, lo que significa que ésta primer generación de turmalinas se desarrolló en un ambiente

donde cristalizaron rocas ricas en cuarzo y turmalina en un granito alterado hidrotermalmente.

Para T1 y T2 se encuentran en su mayoría en el campo 2, lo que significa que se desarrollaron en un ambiente pobre en Li de rocas graníticas con sus pegmatitas asociadas y aplitas. Los puntos que caen en el campo 4 se tratan de fases saturadas en Al, los que están en el campo 5 son etapas de baja saturación de Al y los del campo 6 se interpretan como fases enriquecidas en Fe (Demirel, 2004).

Los fluidos hidrotermales que dan lugar a la cristalización de las turmalinas han tenido una evolución que se puede interpretar con la composición química de las distintas generaciones de turmalina, la generación T1 es rica en Fe y conforme evoluciona el sistema hidrotermal los fluidos se empobrecen en Fe y se enriquecen en Mg, lo que puede significar una mayor interacción con la roca encajonante y un cambio en la profundidad a la que se encontraba el sistema hidrotermal pasando de una mayor profundidad durante la cristalización de T1 a una profundidad cada vez más somera.

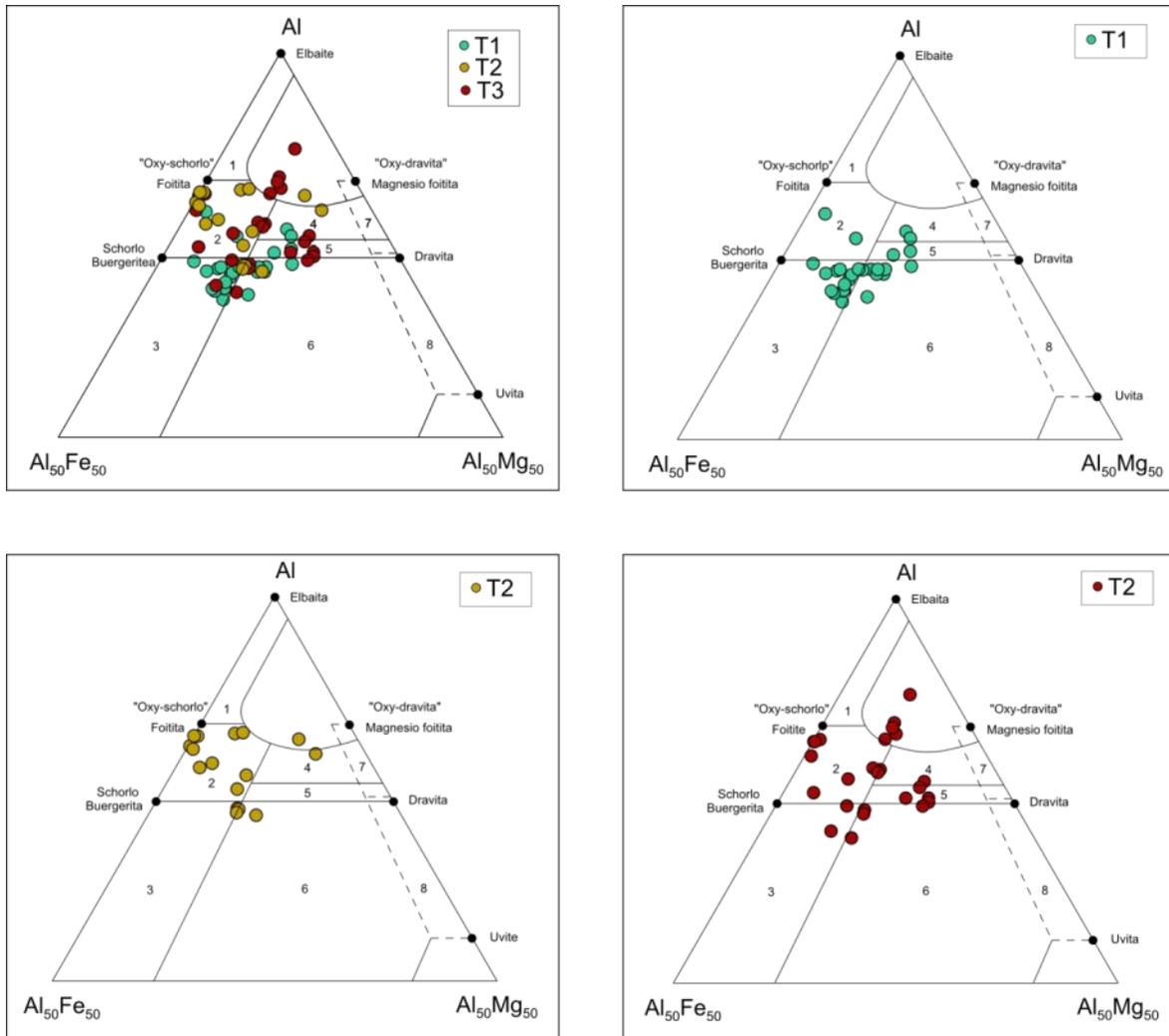


Figura 68. Diagrama Al-Al₅₀Fe (tot) _{50Al50Mg50} en proporciones molares para las turmalinas presentes en el Granito Comanja (Henry y Guidotti 1985). 1) Pegmatitas graníticas y aplitas ricas en Li; 2) Rocas graníticas y sus pegmatitas asociadas y aplitas pobres en Li; 3) Rocas de cuarzo y turmalina de granitos hidrotermalmente alterados ricas en Fe; 4) Metapelitas y metapsammitas coexistiendo con fases saturadas en AL; 5) Metapelitas y metapsammitas que no coexisten con fases saturadas en Al; 6) Rocas de cuarzo y turmalina, rocas calcosilicatadas y metapelitas ricas en Fe; 7) Rocas metaultramáficas con bajo Ca y rocas metsedimentarias ricas en Cr y V; 8) Metacarbonatos y metapiroxenitas.

En la **Figura 69**, de acuerdo con lo propuesto por Pirajno y Smithies (1992), se puede observar que T1 y T2 precipitaron principalmente en la zona endogranítica a proximal de un sistema hidrotermal asociado a un granito. Hay algunos cristales que aparecen en la zona proximal a intermedia esto es a menos de 1 km de distancia de la “cúpula” del cuerpo granítico. Por su parte, T3 tiene presencia en la

zona proximal a intermedia y algunos cristales se grafican en la zona distal. Con esto se puede interpretar que la cristalización de las turmalinas comienza con T1 en la zona proximal a la zona de generación de fluidos mineralizantes, y posteriormente T2 se cristaliza en la zona intermedia y finaliza con T3 que cristaliza en la zona intermedia a distal. Los datos obtenidos en este trabajo muestran una concentración en la parte media-proximal del sistema hidrotermal, por lo que se interpreta que esa fue la zona principal de cristalización de turmalinas.

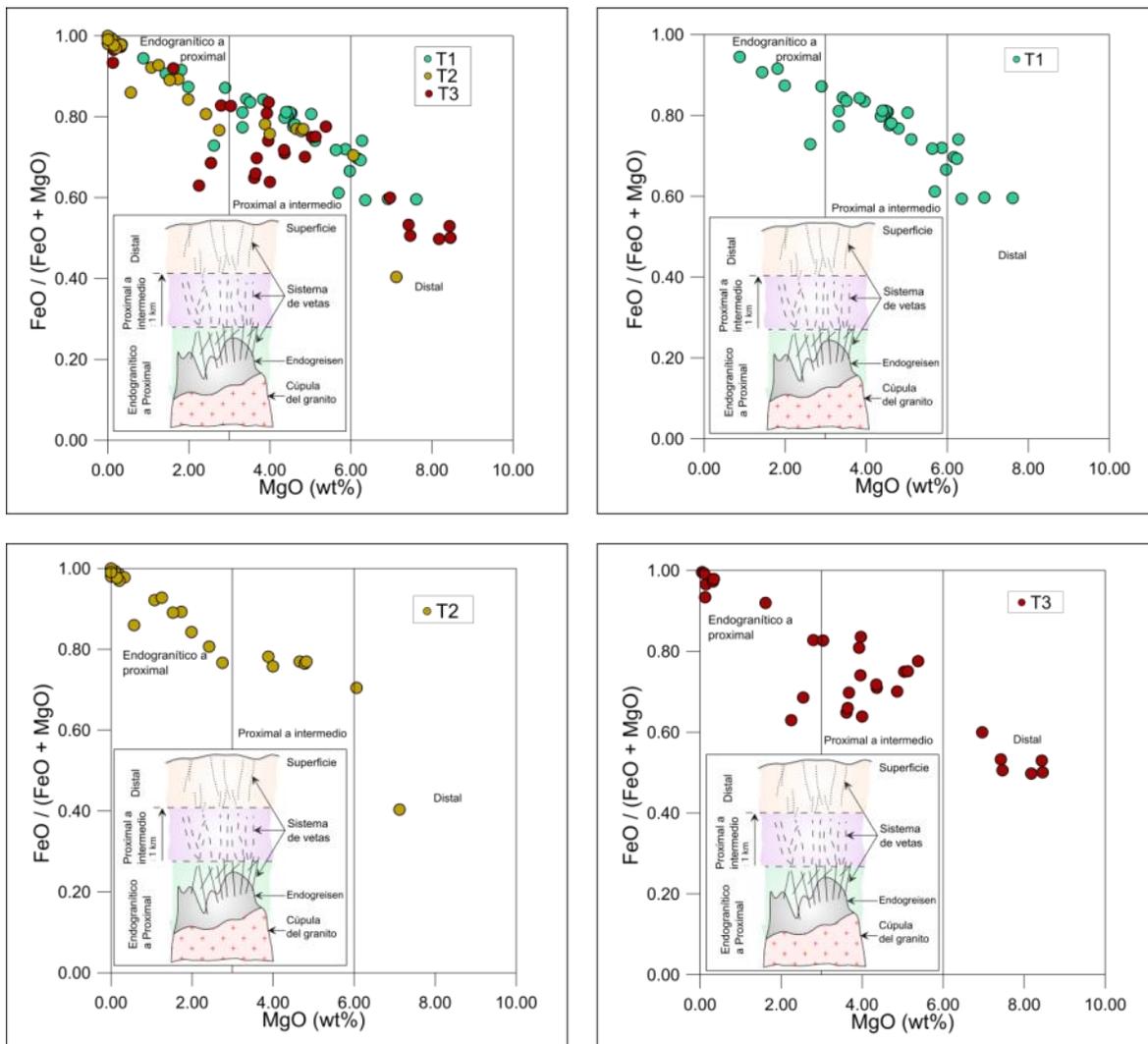


Figura 69. Gráfica que muestra la composición de las turmalinas en un diagrama MgO (%wt) vs FeO/ (FeO+MgO). También se muestra su posición en un sistema hidrotermal asociado a un granito. Tomado y modificado de Pirajno y Smithies (1992).

7. Discusión

Granodiorita Presa Duarte

Dentro del área de estudio Martínez-Reyes (1992) cartografió dos afloramientos de rocas intrusivas, uno de ellos ubicado en la cortina de la Presa de Duarte al cual nombra como Diorita La Palma (Figura 3); se trata de varias facies cristalinas, de composición diorítica, cortadas por numerosos diques de diferentes composiciones; ese autor le asigna una edad del Cretácico Temprano. El segundo afloramiento se localiza a dos kilómetros al norte del primero, donde se le observa intrusionando a la Piroxenita San Juan de Otates (Figura 3), a ese afloramiento él lo denomina Cuarzomonzonita La Angostura y lo describe como un cuerpo intrusivo pequeño, de composición intermedia reportando dos edades K/Ar, una de 101.2 ± 2.7 Ma y la segunda de 111.9 ± 9.2 Ma. Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo (1999) en la Carta Geológico-Minera Nuevo Valle de Moreno consideran ambos afloramientos (Diorita La Palma y Cuarzomonzonita La Angostura de Martínez-Reyes (1992)) como una sola unidad denominada Granodiorita La Angostura, y asignan a esa roca una edad, por su posición estratigráfica, de la parte alta del Albiano. En el presente trabajo se fechó la muestra GD-01 (ver localización en Figura 34), por el método U/Pb en zircón (LA-ICPMS) obteniéndose una edad de cristalización de 132.3 ± 1.2 Ma (véase apartado 3.2 del capítulo Geocronología). En este trabajo consideramos, al igual que Martínez-Reyes (1992), que se trata de dos unidades litodémicas distintas, ya que se observaron las diferencias litológicas descritas por ese autor para ambas unidades; además, el fechamiento obtenido para la Granodiorita Presa Duarte (llamada Diorita La Palma por Martínez-Reyes, 1992), de ca. 132 Ma, la diferencia de la Cuarzomonzonita La Angostura, que tiene una edad de ca. 111 Ma (Martínez-Reyes, 1992).

En las cercanías de la Presa de Duarte se observó el contacto entre la Granodiorita Presa Duarte y el Conglomerado Duarte. Esa discordancia representa un hiato en el registro estratigráfico de ese lugar, que va desde los ca. 132 Ma (edad de cristalización de la Granodiorita Presa Duarte) y el depósito del

Conglomerado Duarte, el cual debió ocurrir entre ~48 Ma (edad de la Ignimbrita Palo Seco) y ~31 Ma (edad de la Ignimbrita Cuatralba).

Granito Comanja

La edad de cristalización de $51.7^{+0.2}_{-0.8}$ Ma que se conoce del Granito Comanja es la obtenida por Botero-Santa, *et al.* (2015) en la región de Comanja, Jalisco. Esa autora también obtuvo dos edades de enfriamiento Ar/Ar: meseta para biotita $t_p=53.11\pm0.27$ Ma e isócrona para feldespatos potásicos $t_c=53.63\pm0.75$ Ma. En este trabajo se obtuvo, para la muestra GC-08 tomada en el área de estudio (Figura 34), una edad de cristalización por el método de U/Pb en zircón (LA-ICPMS) de 51.19 ± 0.33 Ma. Se observa la coincidencia de ambas edades de cristalización, lo que hace pensar que es una edad confiable. Por otra parte, es notable que las edades de enfriamiento en feldespatos potásicos y en biotita son más antiguas que las de cristalización, lo que indica que dichas edades pueden presentar algún problema, ya que necesariamente el cuerpo granítico debió pasar primero por la isoterma ca. 800-900°C, que es el intervalo en que ocurre la temperatura de cierre del sistema U-Pb en zircón y después por la de 150-350°C, que corresponde al rango de temperaturas donde ocurre el bloqueo del sistema Ar-Ar en feldespatos potásicos (temperaturas de bloqueo recopiladas por Reiners *et al.*, 2005). No obstante lo anterior, si se consideran los errores analíticos, de todas las edades, estas casi se traslapan, lo que fue interpretado como una evidencia de exhumación muy rápida (Botero-Santa, 2011).

Conglomerado Duarte

En los recorridos de campo se observaron, hacia la base del conglomerado Duarte, unidades volcánicas de composición riolítica cuya edad se desconoce y se identificó que el Conglomerado Duarte sobreyace discordantemente a la Ignimbrita Palo Blanco de 48.8 Ma, estas unidades volcánicas muestran la presencia de un volcanismo de edad eocénica. Estas unidades volcánicas que se encuentran debajo del conglomerado explica la presencia de clastos de riolita e ignimbrita dentro del conglomerado. Esos clastos se habían reportado tanto en el

conglomerado Duarte como en el Conglomerado Guanajuato, pero se desconocía su fuente o procedencia (Edwards, 1955; Miranda Avilés *et al.*, 2009).

Aproximadamente a 600 m de la base del Conglomerado Duarte aparecen clastos del Granito Comanja (Figura 3, sección A-A'), los cuales se identifican por contener grandes cantidades de vetas de turmalina. La edad de depósito del Conglomerado Duarte está acotada por la edad de la Ignimbrita Palo Blanco que lo subyace y por la edad de la Ignimbrita Cuatralba que lo sobreyace. Conocer la edad de esas riolitas también puede restringir más el lapso en que ocurrió la exhumación del Granito Comanja, ya que el nivel donde aparecen los clastos de granito indica el tiempo en que el granito llega a superficie.

Edad de la exhumación del Granito Comanja

Dentro del Granito Comanja se encuentran numerosas fallas y fracturas con rumbo E-W (Figura 3) por las cuales circularon fluidos ricos en boro que dieron lugar a la cristalización de turmalina. London y Manning (1995) argumentan que las vetas ricas en cuarzo y turmalina, al igual que las brechas de turmalina presentes en cuerpos graníticos, tienen un origen hidrotermal y que cristalizan a partir de fluidos que provienen de un magma en proceso de evolución, que no ha sido expuesto y que está situado a profundidad. Esos mismos autores indican que una alternativa a esa interpretación, es que se trate de la fase pegmatítica en reposo de una cámara magmática cristalizada. Las diferencias en la composición de los grupos de turmalina reflejan la historia evolutiva del magma y los fluidos asociados. Demirel (2004) propone varios modelos para la formación de las brechas de turmalina, pero todos los modelos coinciden en que los fluidos penetran al cuerpo granítico usando las zonas de fallas preexistentes y representan la fase tardía de enfriamiento del cuerpo magmático.

Los estudios de la composición química de las turmalinas del Granito Comanja revelan que se tienen 3 generaciones con distinta composición. En algunos diagramas se pueden observar análisis con composiciones similares presentes en la primera (T1) y la segunda generación (T2) (**Figuras 60, 61, 67, 68**). A partir de

las observaciones petrográficas se puede suponer que esa similitud composicional se debe a que en muchos casos, T2 cristalizó a partir de fases preexistentes correspondientes a T1, dando lugar a una evolución composicional durante el crecimiento de los cristales de T2 (**Figura 70 y 71**). La evolución composicional queda registrada en los análisis que se realizaron en cristales alargados de T2, en los que se pudo tomar un punto de análisis hacia la base y otro en la punta de la fase mineral. El punto cercano a la base tiene una composición similar con las turmalinas T1 que son a partir de las cuales crece el cristal, mientras que el análisis en la punta del cristal tiene una composición más evolucionada que corresponde a los fluidos que dieron origen a T2 (**Figura 70B y C**).

La composición química de los cristales de turmalina muestra una evolución hacia un menor contenido de Na y el aumento de los sitios vacantes en X mientras que hay un mayor contenido de Mg en el sitio Y.

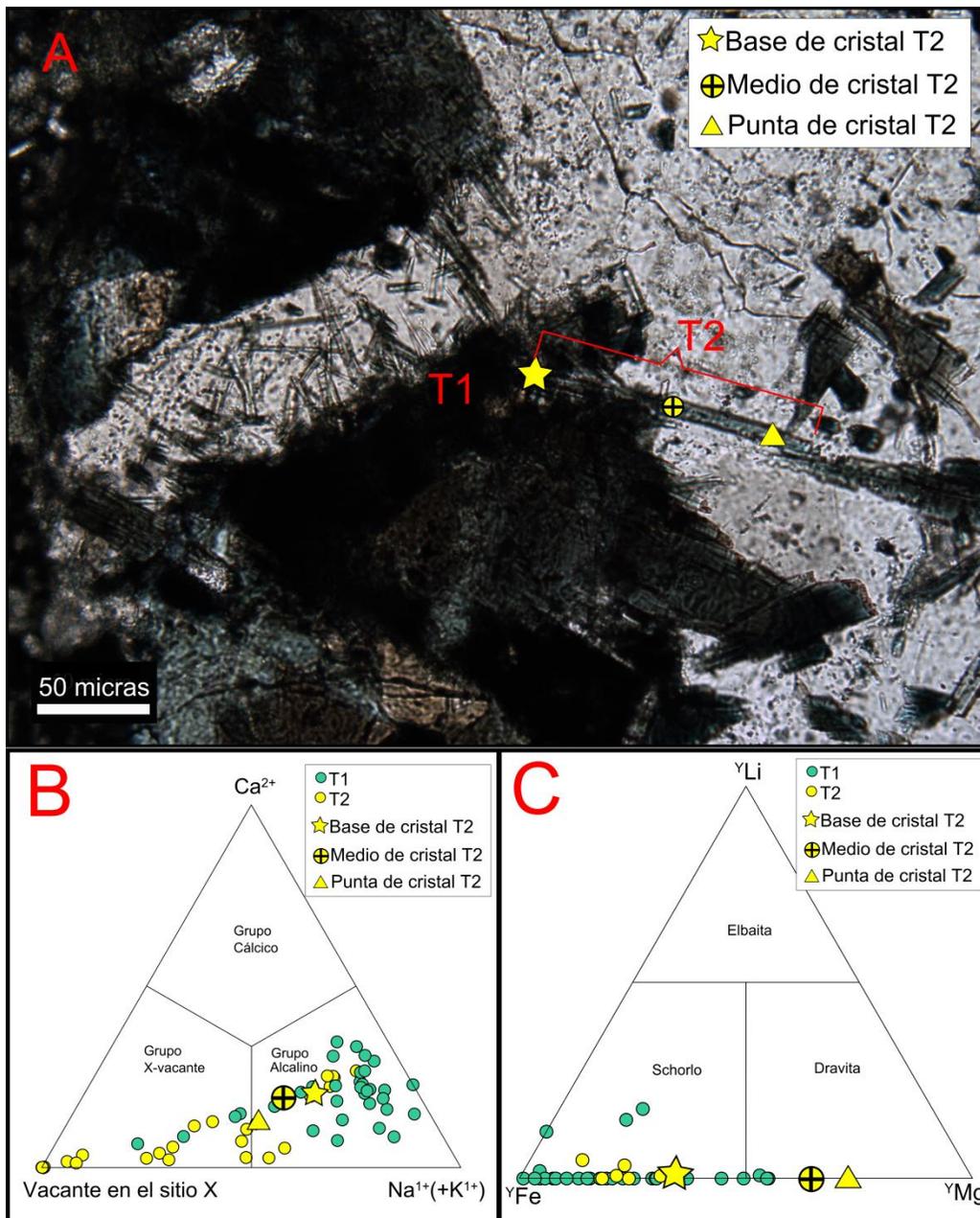


Figura 70. **A** Fotografía tomada con microscopio petrográfico con luz plana y objetivo de 20x. Se indican 3 puntos de muestreo para análisis con la microsonda electrónica en un cristal de turmalina de la segunda generación (T2); uno en la base, uno en la parte media y uno en la punta del cristal. **B** Diagrama de clasificación de las turmalinas con base en la vacante en el sitio X (tomado y modificado de Hawthorne y Henry, 1999). **C** Diagrama de los subgrupos de la turmalina (tomado y modificado de Hawthorne y Henry, 1999). Al graficar estos puntos de muestreo, se observa que el punto tomado en la base tiene una composición parecida a T1 mientras que el punto medio y el de la punta del cristal tienen una composición química distinta, correspondiente a la fase T2. Nótese que los círculos pequeños amarillos con los análisis de turmalinas T2 y los verdes turmalinas T1.

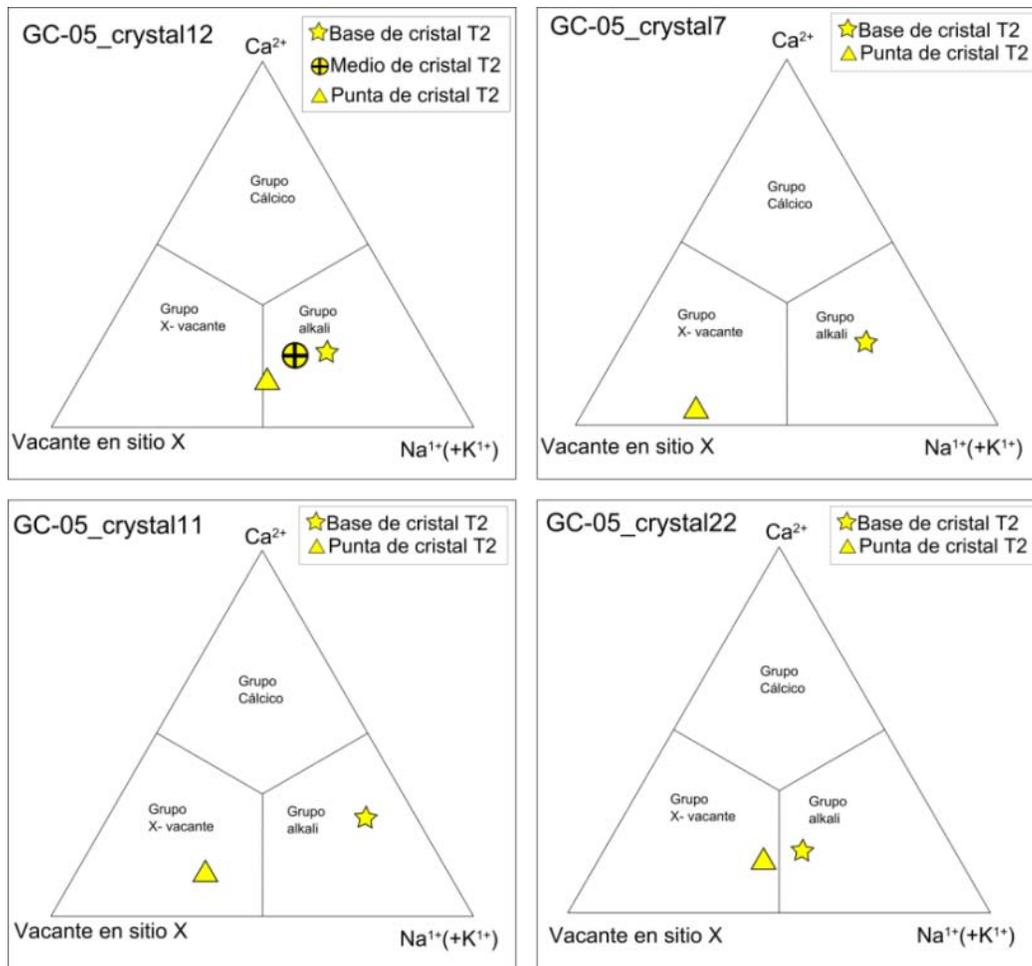


Figura 71. Diagramas de clasificación de las turmalinas con base en la vacante en el sitio X (tomado y modificado de Hawthorne y Henry, 1999). Se grafican los puntos de análisis de cuatro cristales de turmalina T2, se observa el cambio en composición de los puntos tomados en la base, la parte media y la punta del cristal.

Muchas de las vetas de turmalina presentan deformación interna y estrías de falla, lo que indica que tuvieron actividad como zonas de cizalla en un periodo de tiempo posterior a 51 Ma, que corresponde a la cristalización del granito y antes de 48 Ma que es la edad de la andesita Cerro Verde, la cual sobreyace al granito. Gracias a que se tienen identificadas tres generaciones de turmalina superpuestas, se pudo determinar que hay el registro de diferentes fases de deformación. La primera generación de turmalina (T1) corresponde a cristales de color café grisáceo, de textura microcristalina y que forman la matriz de las vetas. En esta generación de turmalina es común observar deformación cataclástica. En los cuarzos asociados

a esta generación de turmalina se pueden observar estructuras de deformación dúctil como listones de cuarzo, estructuras “sigma”, cuarzo recristalizado (**Figura 57**). Se tiene una segunda etapa de deformación caracterizada por cataclasis y formación de bandas de pseudotaquilita que se sobrepone a la deformación anterior y a T1 (**Figura 58**). La segunda generación de turmalina está caracterizada por cristales alargados, prismáticos, que crecen a partir de la matriz de turmalina T1. Son de color azul y en general los cristales se observan sin estar afectados por deformación. La tercera generación (T3) se conforma por cristales de turmalina euédricos de color café oscuro, de mayor tamaño que las generaciones anteriores y cristalizan sobre las generaciones previas; tampoco se observan deformados. Estas observaciones indican que hay una sucesión de eventos de cristalización de turmalina y deformación. La deformación pasa de formar estructuras frágil-dúctiles a frágiles.

Una posible explicación de los distintos pulsos de turmalinización y del paso de deformación frágil-dúctil a frágil es que haya ocurrido una descompresión del sistema. El proceso de exhumación del Granito Comanja y la actividad de fallas que actuaron en dicha exhumación se revelan como la causa probable de dicha descompresión progresiva, ya que las estructuras descritas en las vetas indican que el granito pasó de zonas de mayor profundidad y temperatura hasta superficie, dicho fenómeno ocurrió de manera contemporánea a la cizalla registrada en las vetas de turmalina, que actuaron como fallas.

Considerando lo anterior, se puede inferir que la actividad extensional en la región de estudio inició hacia finales del Eoceno temprano (Ypresiano) durante la exhumación del Granito Comanja y que la deformación asociada a dicha exhumación está registrada en las vetas de turmalina. La extensión continuó durante todo el Oligoceno alcanzando al menos el Mioceno tardío. La evidencia de que la deformación extensional continuó durante el Oligoceno y Mioceno es la falla del Bajío (Botero-Santa, 2011; Nieto-Samaniego *et al.* 2007), la cual afecta a toda la columna estratigráfica incluyendo a los Basaltos El Cubilete de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) (**Figura 3**).

8. Conclusiones

- **La unidad Granodiorita Presa Duarte y la unidad Cuarzomonzonita La Angostura son dos unidades estratigráficas diferentes.** La edad de cristalización para la Granodiorita Presa Duarte es de 132.3 ± 1.2 Ma obtenida por el método de U/Pb en zircón (LA-ICPMS), diferenciándose de la Cuarzomonzonita La Angostura que tiene edades de enfriamiento de 101.2 ± 2.7 Ma y 111.9 ± 9.2 Ma (K/Ar, Martínez-Reyes, 1992).

- **Se confirma la edad de 51.19 ± 0.33 Ma para el Granito Comanja.** La edad de cristalización obtenida por el método U/Pb en zircón (LA-ICPMS) de la muestra GC-08 del Granito Comanja es de 51.19 ± 0.33 Ma; al compararla con la edad U/Pb de $51.7^{+0.2}_{-0.8}$ Ma y las edades Ar/Ar de 53.11 ± 0.27 Ma y 53.63 ± 0.75 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015) se observa que las edades de cristalización y de enfriamiento se traslapan, lo que se interpreta como un enfriamiento rápido del cuerpo granítico.

- **La edad del Conglomerado Duarte se ubica entre los ~ 48 Ma y los ~ 31 Ma.** Lo anterior se infiere por la edad de las ignimbritas que se encuentran en contacto inferior y superior con el Conglomerado Duarte. La edad de la ignimbrita Palo Blanco, que subyace al conglomerado, es de 48.82 ± 0.97 Ma y la edad de la ignimbrita Cuatralba, que descansa discordantemente sobre el Conglomerado Duarte, es de 31.1 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015).

- **Se identifica la Andesita Cerro Verde.** Se describe una unidad de rocas volcánicas, de color gris oscuro, dispuestas subhorizontalmente y que yacen directamente de manera discordante sobre el Granito Comanja. Se propone denominar a estas rocas como andesita Cerro Verde. Se obtuvo con el método de U/Pb en zircón (LA-ICPMS) una edad de cristalización para esta unidad de 48.82 ± 0.97 Ma. Se distingue de las unidades Basaltos El Cubilete y Andesita Bernalejo debido a su edad.

- **Hay 3 generaciones de turmalina presentes en las vetas del Granito Comanja.** Se lograron diferenciar tres generaciones de turmalina, tanto

petrográficamente como por su composición química: La primera (T1) está compuesta por microcristales de turmalina, color café grisáceos y que conforman la matriz de las vetas. Sobre esta generación se observan una fase de deformación dúctil y al menos dos fases de deformación frágil. La segunda generación (T2) se caracteriza por cristales de turmalina alargados, prismáticos, de color azul. Esta generación crece a partir de T1 y no presenta deformación dúctil, la gran mayoría de los cristales se observan sanos. La tercera generación (T3) son cristales de turmalina euédricos, de color café, de mayor tamaño y que cristalizan sobre las generaciones anteriores. No se encontraron cristales que se vean afectados por deformación.

- Las etapas de deformación identificadas en las vetas de turmalina son tres. En orden cronológico relativo estas fases de deformación son: 1) Deformación frágil-dúctil que forma estructuras de tipo “sigma”, listones de cuarzo y cuarzo recristalizado; 2) cataclasis y formación de bandas de pseudotaquilita; 3) fallas y fracturas.

-La variación en la composición de las turmalinas ilustra la variación de la composición del fluido hidrotermal y por consecuencia de los procesos geológicos involucrados a lo largo del desarrollo del sistema hidrotermal. La caracterización mineral obtenida mediante los análisis por microsonda electrónica ilustra la evolución de la composición de las turmalinas a lo largo de los tres eventos de cristalización observados en la petrografía de las muestras. La evolución química general es que los fluidos que dieron origen a la cristalización de las turmalinas tuvieron fraccionamiento y se empobrecen en Fe, Na, Ca, se enriquecen en Mg y Al y aumentan los sitios vacantes en X.

- Se puede sugerir que las turmalinas T1 precipitaron al final de la cristalización del cuerpo magmático contemporáneo con deformación frágil-dúctil; la “evolución magmática” continuó en un contexto de deformación frágil donde las fracturas permiten la interacción de los fluidos magmáticos hidrotermales con la roca encajonante (granito) y cristalizan las turmalinas

T2; finalmente el sistema sigue evolucionando y se incrementa la interacción con la roca encajonante y “somerización” del sistema cristalizando las turmalinas T3.

-Las fallas, fracturas y vetas de turmalina presentes en el Granito Comanja tienen rumbo preferencial E-W, pudiendo inferirse de ellas una dirección de extensión ~N-S. La edad de actividad de estas fallas es entre los ~51Ma y los ~49Ma, por lo que se infiere que estas fallas y vetas de turmalina contribuyeron a la exhumación del cuerpo granítico.

9. Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., Nelson, S.A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), en Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico- A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A. F., and Tolson, G., 1998, A graphical technique to predict slip along a pre-existing plane of weakness: Engineering Geology, v. 49, p. 53-60.
- Alvarado-Méndez, H., y Rodríguez-Trejo, S., 1999, Carta geológico-minera Nuevo Valle de Moreno, F14-C42, Guanajuato, escala 1:50000: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con resumen de la geología.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb : Chemical Geology, 192, 59-79.
- Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting, 2nd edition: Edimburgh, Oliver and Boyd, 206 p.
- Angelier, J., Mecheler, P., 1977, Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits: Bulletin Société Géologique France, 7: 1309-1318.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte Meridional de la Mesa Central: Revista del Instituto de Geología, 8(1), 33-46
- Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G., y Aguillón-Robles, A., 2007, The

relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 2, 2007, p. 216-233.

Aranda-Gómez, J.J., y McDowell, F., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range province of Mexico: syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, 40, 116-134.

Botero-Santa, P. A., 2011, Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 113 pp.

Botero-Santa, P. A., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A. F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. En prensa.

Bloodaxe, E.S., Hughes, J.M., Dyar, M.D., Grew, E.S., Guidotti, C.V., 1999. Linking structure and chemistry in the Schorl-Dravite series. *American Mineralogist*, 84 (5–6), 922–928.

Burns, R.G., McDonald, D.J., Hawthorne, F., 1994. The crystal chemistry of manganese-bearing elbaite. *Canadian Mineralogist*, 32, 31–41.

Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Geology, geochemistry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.

Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albiennedatée par une faune d'ámmonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.

- Corona-Chávez, P., 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería Arquitectura, tesis profesional, 60 pp.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 29, núm. 1, p. 179-203.
- Dávila-Alcocer, V.M., Martínez-Reyes, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basálticas de la Sierra de Guanajuato, *en* Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Programa y resúmenes: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 19-20.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 87, 1191-1199.
- Demirel, S., 2004, Origin and significance of a quartz-tourmaline breccia zone within the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. The Graduate School of Natural and Applied Sciences of Middle East Technical University, Master of Sciences Thesis, pp. 111.
- Dickin, A., 2005, Radiogenic isotope geology: United Kingdom, Cambridge University Press, 492 pp.
- Dutrow, B., Henry, D.J., 2000. Complexly zoned fibrous tourmaline: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. Canadian Mineralogist, 38, 131-143.
- Echegoyén Sánchez, J., Romero-Martínez, S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: Boletín Consejo de Recursos Minerales no Renovables, 75, 36 pp.

- Echegoyén Sánchez, J., Cantero Pérez, E., Guerrero Álvarez, H., Calixto, J.M., 1975, Estudio geológico preliminar de la zona de Arperos, Gto. a Comanja de Corona, Jal.: Guanajuato, México, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, residencia Guanajuato, 14 pp.
- Edwards, D.J., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: United States Geological Surveys, Profesional Paper 264-H, 153-185.
- Farmer, C.B., Halls, C., 1993. Paragenetic evolution of cassiterite-bearing lodes at South Crofty Mine, Cornwall, UK. In: Maurice, Y.T. Ed., Proceedings of the Eighth Quadrennial IOAGOD Symposium, 1990. E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 365–381.
- Faure, G., Mensing, T., 2005, Isotopes: principles and applications: New Jersey, John Wiley & Sons Inc, 897 pp.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: International Geology Review, v. 56, núm. 6, p. 734–755.
- Gallagher, V., 1988. Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: New evidence from SE Ireland. Mineralogical Magazine, 52, 637-650.
- Harrison, T.M, McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact, NW. Nelson, New Zeland-II Diffusion of radiogenic and excessive ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum processes: Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 2005-2020.

- Hawthorne, F.J. and Henry, D.J. (1999) Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-216.
- Hawthorne, F.C., 1996. Structural mechanisms for light element variations in tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 34 (1), 123–132.
- Hawthorne, F.C., McDonald, D.J., Burns, P.C., 1993. Reassignment of cation site occupancies in tourmaline: Al-Mg disorder in the crystal structure of dravite. *American Mineralogist*, 78, 265-270.
- Henry, D.J., Dutrow, B.L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew, E.S., Anovitz, L.M., (Eds.), *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*, *Reviews in Mineralogy*, 33, 503–557.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Hernández-Laloth, N., 1991, Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero del valle de León, Guanajuato [BSc. thesis]: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 129 p.
- Jaeger, J.C., and Cook, N.G.W., 1969, *Fundamentals of rock mechanics*: London, Methuen and Co., Ltd., 513 p.
- Jiang, S.Y., Palmer, M.R., Christopher, J.Y., 2002. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold 104 deposits, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia. *Chemical Geology*, 188, 229– 247.

- Keller, P., Roda, E., Pesquera, A., Fontan, F., 1999. Chemistry, paragenesis and significance of tourmaline in pegmatites of the Southern Tin Belt, central Namibia. *Chemical Geology*, 158, 203–225.
- Lapierre, H.; Ortiz, L. E.; Abouchami, W.; Monod, O.; Coulon, C.; and Zimmermann, J. L. 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic– Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.* 108:61–77.
- Lynch, G., Ortega, J., 1997. Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibria at the Coxheat porphyry Cu–Mo–Au deposit, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, 35 (1), 79–94.
- London, D., Manning, D.A.C., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90, 495–519.
- Manning, D.A.C., 1982. Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139–147.
- Martínez-Reyes, J., 1987, Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato, en Simposio sobre la Geología de la región de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, 50-70.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con resumen de la geología.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous

Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane: *The Journal of Geology*, 2011, v. 119, p. 597–617.

Miranda Avilés, R., Puy Alquiza, M.J., Velázquez Hernández, J., Vega Corza, R.A., 2009, nuevos datos sobre la estratigrafía del Conglomerado Duarte en la Sierra de Guanajuato: evidencias de basculamiento asimétrico sin-depósito pos-laramide (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.: GEOS, 29(1), p 98.

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E., Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-oceanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 2(310), 45-51.

Morris, A., Ferrill, D.A., Henderson, D.B., 1996, Slip tendency analysis and fault reactivation: *Geology*, v.24, p. 275-278.

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constrains on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico, in 99th Annual Meeting Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35, 61-62.

Música Mondragón, R., Jacobo Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 pp.

Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: *Revista del Instituto de Geología*, 9(2), 146-155.

- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí-Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, temas selectos de la Geología Mexicana, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., and Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422, p. 41–70, doi: 10.1130/2007.2422(02)
- Nieto-Samaniego, A. F., Ojeda-García, A. C., Alaniz-Álvarez, S. A., Xu, S.-S., 2012, Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62(3), p. 411-425.
- Ojeda-García, Á. C., 2004, Cartografía Geológica 1:50 000 del límite El Bajío-Mesa Central, Porción Salamanca-Irapuato, estado de Guanajuato, México: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Unidad Académica Hermosillo, Carrera de Ingeniero en Geociencias, Tesis profesional, 86 p., 1mapa.
- Ortega–Gutiérrez F., Mitre–Salazar L.M., Roldán–Quintana J., Aranda–Gómez J., Morán–Zenteno D., Alaniz–Álvarez S., Nieto–Samaniego A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2,000,000: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa con texto explicativo.
- Ortiz-Hernández, L. E, Lapierre, H., 1991, Field, petrological and geochemical evidences for the intra-oceanic environment of the Upper Jurassic-Early Cretaceous Palmar Chico-Arcelia arc sequence (southern Mexico): Pachuca, Hidalgo, México, Convención sobre la evolución geológica de México-Primer congreso mexicano de Mineralogía, Memoria, 144-146.

- Ortiz-Hernandez, L., Chiodi, M., E., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P. , 1990, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato- Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: UNAM, IG, Revista 9(2), 126-145.
- Pirjano, F. y Smithies, R.H., 1992, The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. Journal of Geochemical Exploration, v. 42, p. 371-381.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v. 10, p. 6–25.
- Reiners, P., Ehlers, T., Zeitler, P., 2005, Past, present, and future of thermochronology: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58(1), p. 1-18.
- Reiter, F., Acs, P., Ortner, H., Decker, K., Karlg, J., 1996-2011, TectonicsFP (*software*), version 1.701.1164
- Rosenberg, P., Foit, F., Ekambaran, V., 1986. Synthesis and characterization of tourmaline in the system Na₂O–MgO–Al₂O₃–SiO₂–B₂O₃–H₂O. American Mineralogist, v. 71, p. 971–976.
- Sibson, R., 1975, Generation of Pseudotachylyte by Ancient Seismic Faulting: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v.43, p. 775-794.
- Slack, J.F., 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew, E.S., Anovitz, L.N., (Eds.), Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Rev. Mineral.*, v. 33, p. 559–643.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009, U /Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation:

achievements in precision and accuracy, *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 34(1), p. 5-18.

Spary, J., 2010, Frictional Melting Processes in Planetary Materials: From Hypervelocity Impact to Earthquakes, *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, p. 221-254.

Tera, F y Wasserburg, G. J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281- 304.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H, López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 61, núm. 3, 2009, p. 287-303.

Tristán González, M., 1996, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: folleto técnico, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, núm. 107, p.91.

Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, Torres-Hernández, J. R., Bellon, 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics* 471, 136–152.

Trujillo-Candelaria, J.A., 1985, Origen del fallamiento, *in* Flores-Núñez, J., ed., *Fallamiento de terrenos en Celaya: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, p. 3–9.

Trumbull, R., B., Chaussidonr, M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite–pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, 153, 125–137.

- Twiss, R. J. y Moores, E. M., 2006, Structural Geology: W. H. Freeman, 532 páginas.
- Vassallo, L., Flores, L., Lazcamp, L.M., Hernández, G., Solorio, G., Maples, M., Girón, P., Garduño, Crescencio., 2001, El gabro de Arperos y su aportación de Cr-Ni a la subcuenca del río Silao, Guanajuato, México: Ingeniería hidráulica en México, v. 16, n. 1, p. 63-71.
- Villa, I.M., 1998, Isotopic closure: Terra Nova, 10(1), 42-47.
- Wetherhill, G., 1956, Discordant uranium-lead ages, I: Transactions - American Geophysical Union, 37(3), p. 320-326.
- Yavuz, F., Karacaya, N., Yildirim, D.K., Karakaya, M.Ç., Kumral, M., 2013, A Windows program for calculation and classification of tourmaline-supergroup (IMA-2011): Computers & Geosciences, v. 63, p. 70-87.
- Yta, M., Moreno-Tovar, R., Cardona-Patiño, F., Córdoba-Méndez, D.A., 2003, Contribución a la definición de superposición de eventos metalogénicos en el yacimiento de Francisco I. Madero: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 20(2), 124-132.
- Zimmermann, J.L., Stein, G., Lapierre, H., Vidal, R., Campa, M.F., Monod, O., 1990, Données géochronologiques nouvelles sur les granites laramiens du centro et l'ouest du Mexique (Guerrero et Guanajuato): Société Géologique France, 13e Réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, France, 127 pp.

Anexos

A.1 Anexo Petrográfico

En la primera parte de este anexo se presentan los estudios petrográficos realizados a las unidades litoestratigráficas Piroxenita San Juan de Otates, Granodiorita Presa Duarte, Tonalita Cerro Pelón, Granito Comanja, Andesita Cerro Verde e Ignimbrita Palo Blanco. Se seleccionaron estas muestras porque son las que permiten establecer las relaciones geocronológicas de los procesos que se estudiaron en este trabajo, así como para compararlas con las litologías reportadas por otros autores y comprobar que se traten de las mismas unidades o proponer nuevas.

En la segunda parte de este anexo se presenta la petrografía de varias de las vetas de turmalina presentes en el Granito Comanja. Se pretende mostrar las generaciones de turmalina identificadas, así como las fases de deformación presentes y las estructuras que las caracterizan.

Muestra TONA-01

Unidad: Tonalita Cerro Pelón

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ígnea, intrusiva.

Color: blanco cuando está fresca y de color café claro cuando esta intemperizada

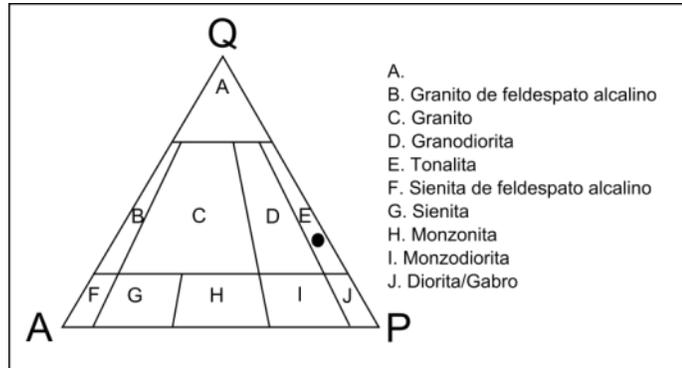
Estructura y Textura: Estructura masiva, textura holocristalina, fanerítica.

Mineralogía: Plagioclasa, cuarzo.

2. Descripción microscópica

Textura

- Cristalinidad: holocristalina.
- Granularidad: fanerítica.
- Fábrica: hipidiomórfica.



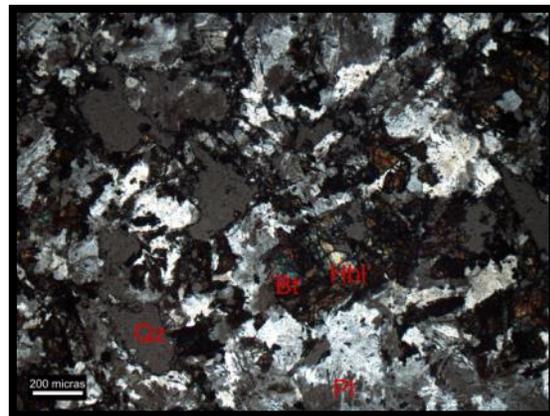
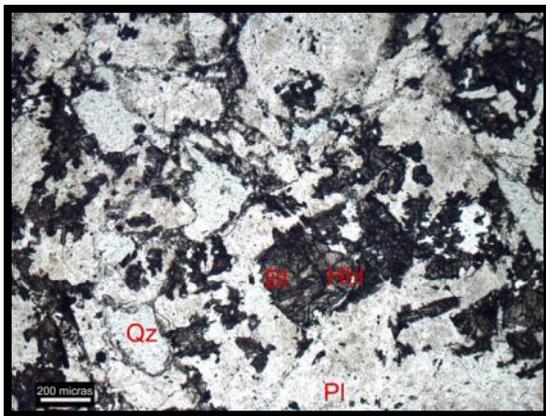
Mineralogía.

* Modificado de Streckeisen (1973)

- Minerales esenciales: Plagioclasa >> cuarzo + biotita, hornblenda..
- Minerales accesorios: minerales opacos.

Observaciones.

Se trata de una roca leucocrática, compuesta por fenocristales subédricos de plagioclasa (Pl) 65% y cuarzo (Qz) 30% y. Se observan algunos cristales de biotita (Bt) y hornblenda (Hbl) 5%. Algunas biotitas están alterando a clorita.



Clasificación: Tonalita.

Muestra GC-08

Unidad: Granito Comanja

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ígnea, intrusiva.

Color: blanco con minerales oscuros y cafés.

Estructura y Textura: Estructura masiva, textura holocristalina, granítica.

Mineralogía: Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita.

2. Descripción microscópica

Textura:

- a) Cristalinidad: holocristalina.
- b) Granularidad: fanerítica, inequigranular.
- c) Fábrica: hipidiomórfica.

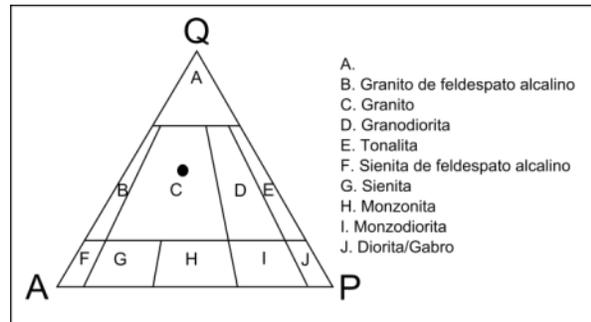
Mineralogía:

- a) Minerales esenciales:

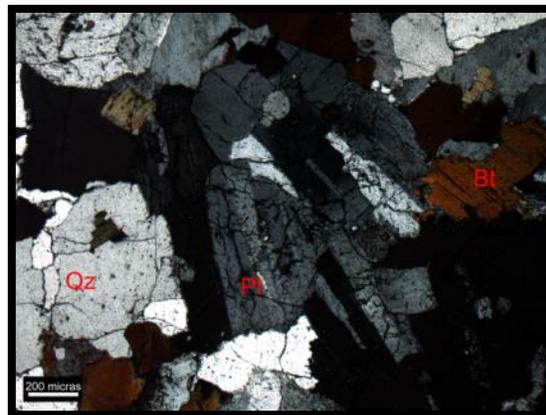
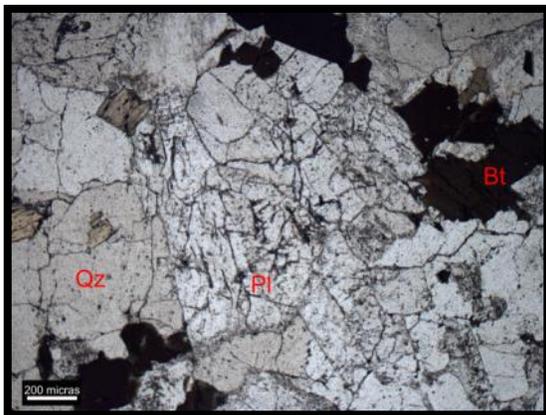
Cuarzo>plagioclasa (oligoclasa)> feldespato potásico (ortoclasa) + biotita

Observaciones.

Es una roca con textura holocristalina, fanerítica, con crisales subédricos de cuarzo (Qz=50%), oligoclasa (Pl=30%) y ortoclasa (Kfs=20%). Se observa biotita y muy escasos cristales de turmalina de hábito acicular.



* Modificado de Streckeisen (1973)



Clasificación: Granito de biotita.

Muestra AN-01

Unidad: Andesita Cerro Verde

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ígnea, extrusiva.

Color: Gris oscuro.

Estructura y Textura: Estructura masiva, textura porfídica.

Mineralogía: plagioclasa, cuarzo.

2. Descripción microscópica

Textura:

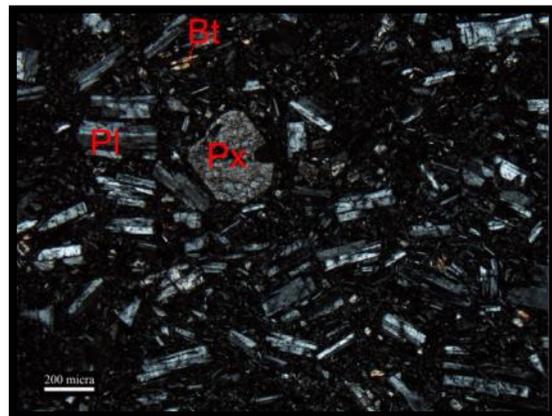
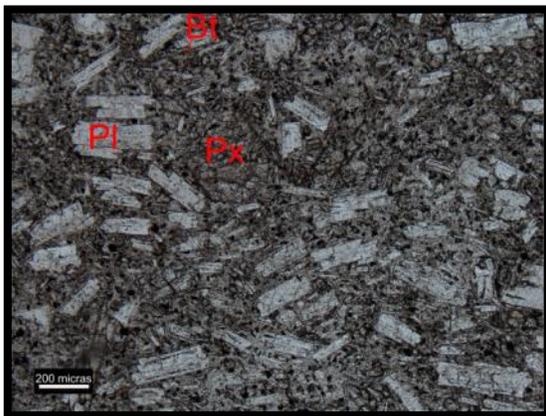
- a) Cristalinidad: holocristalina.
- b) Granularidad: porfídica, inequigranular.
- c) Fábrica: microlítica, estructura fluidal.

Mineralogía:

- a) Minerales esenciales: plagioclasa (andesina) + piroxeno, biotita
- b) Minerales accesorios: minerales opacos.

Observaciones.

Es una roca con textura holocristalina, porfídica, con una matriz de microlitos de andesina y fenocristales de plagioclasa. Se observa una estructura fluidal, orientada en una dirección. Se tiene en poca cantidad cristales de piroxeno. Hay escasa biotita con hábito tabular y minerales opacos.



Clasificación: Andesita.

Muestra IG-01

Unidad: Ignimbrita Palo Blanco

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: Ígnea, piroclástica.

Color: rosa.

Estructura y Textura: Estructura masiva, textura porfídica.

Mineralogía: plagioclasa, cuarzo, líticos.

2. Descripción microscópica

Textura:

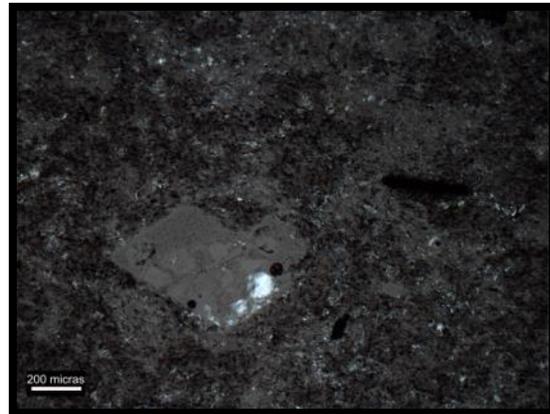
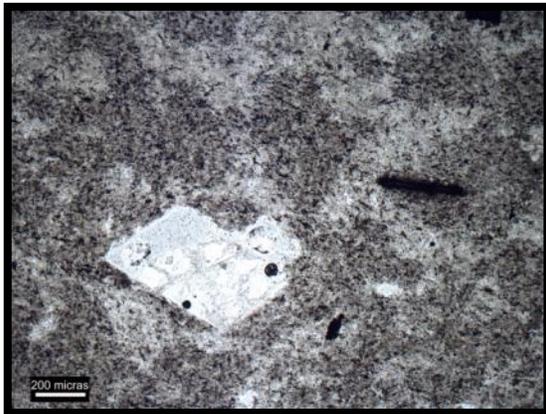
- a) Cristalinidad: hialocristalina.
- b) Granularidad: porfídica, inequigranular.

Mineralogía:

- a) Minerales esenciales: sanidino, líticos.
- b) Minerales accesorios: minerales opacos.
- c) Matriz: bien consolidada, de material volcánico.

Observaciones.

Es una roca moderadamente clasificada, compuesta por fenocristales de sanidino, fragmentos líticos y minerales opacos en una matriz de material volcánico. Se observa una matriz bien consolidada.



Clasificación: Ignimbrita.

Muestra GC-28

Veta de turmalina

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: veta de turmalina y cuarzo.

Color: negro. Estructura: Estructura masiva. Mineralogía: cuarzo, turmalina.

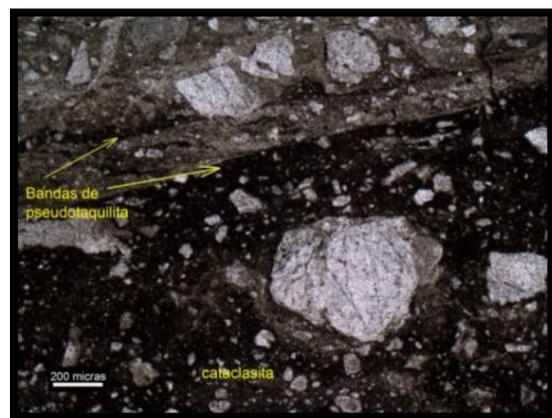
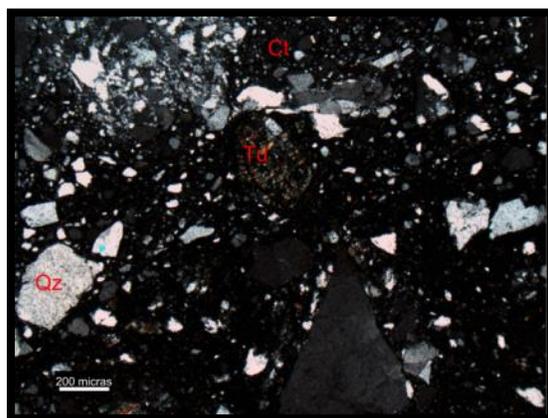
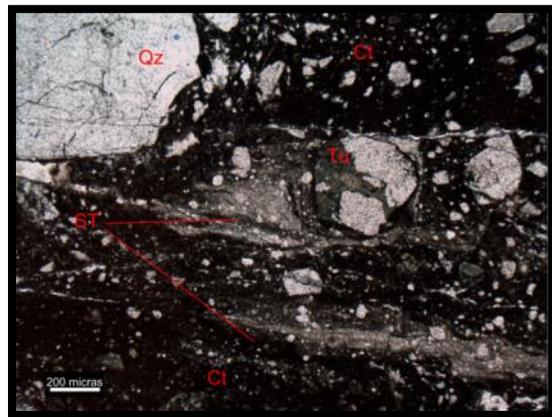
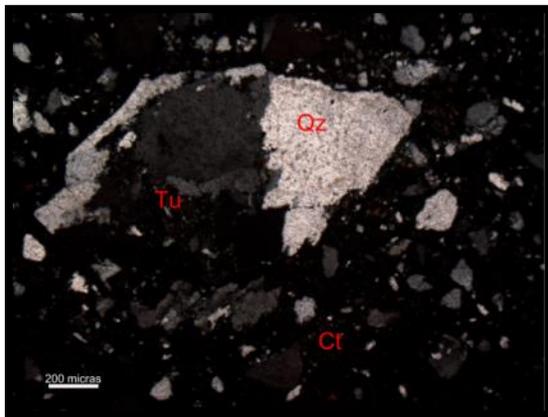
2. Descripción microscópica

Textura: cataclástica.

Minerales esenciales: cuarzo, turmalina.

Observaciones.

Se tienen bandas de material cataclástico (Ct), formado por cuarzo y turmalina. Los cristales de cuarzo (Qz) presentan bordes subangulosos a subredondeados, lo que indica que hubo rotación y en algunos casos fusión parcial de los cristales evidenciando una fase de deformación a alta velocidad y alta temperatura. En algunas zonas se observa el desarrollo de bandas finas de pseudotaquilita (ST). Hay estructuras de deformación dúctil como listones de cuarzo, cuarzo recristalizado y estructuras tipo "sigma". Se observan cristales de turmalina (Tu) que crecen dentro de los listones de cuarzo.



Muestra GC-05A

Veta de turmalina

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: veta de turmalina y cuarzo.

Color: negro.

Estructura: Estructura masiva.

Mineralogía: cuarzo, turmalina.

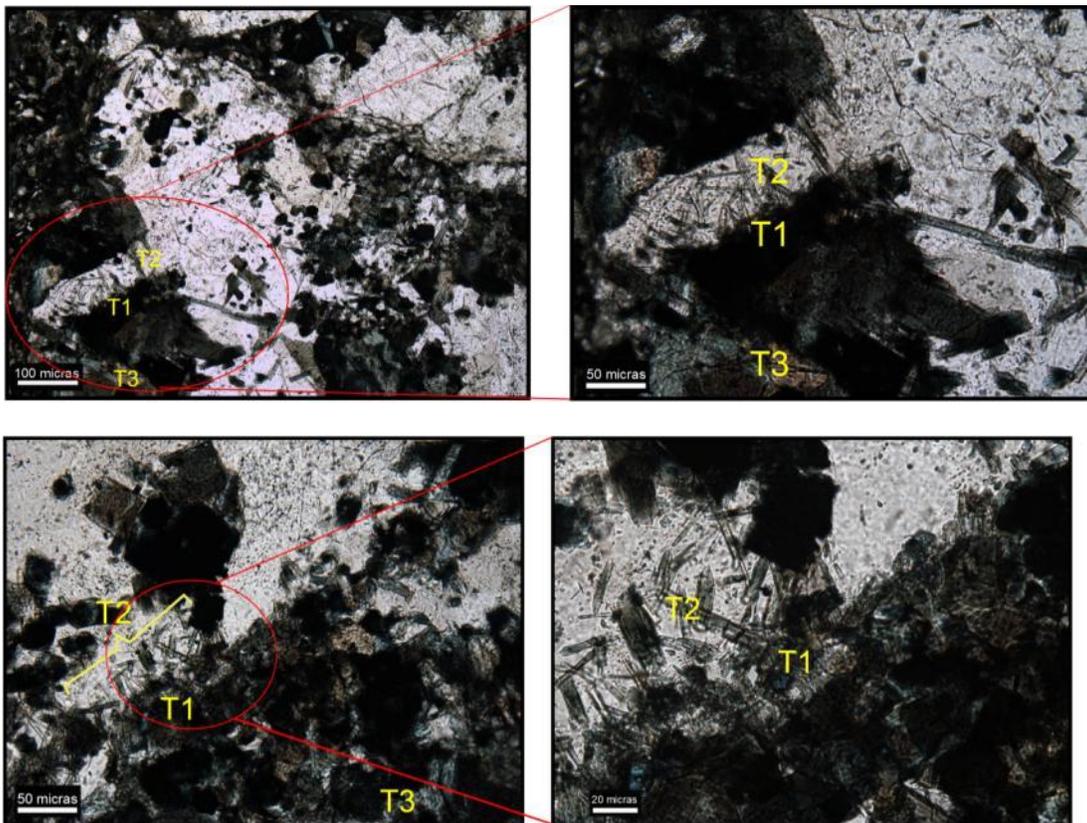
2. Descripción microscópica

Textura: cataclástica.

Minerales esenciales: cuarzo, turmalina.

Observaciones.

En esta muestra se pueden observar claramente las 3 generaciones de turmalina. T1 como matriz microcristalina color café. T2 cristaliza a partir de T1 y forma cristales alargados color azul que crecen sobre los cristales de cuarzo. T3 cristales color café, de mayor tamaño que cristalizan sobre los cristales de turmalina anteriores.



Muestra GC-05B

Veta de turmalina

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: veta de turmalina y cuarzo.

Color: negro.

Estructura: Estructura masiva.

Mineralogía: cuarzo, turmalina.

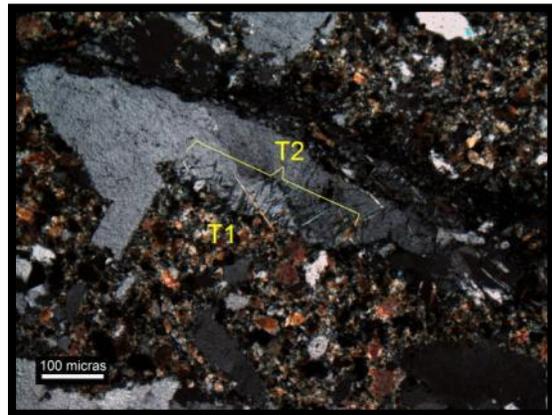
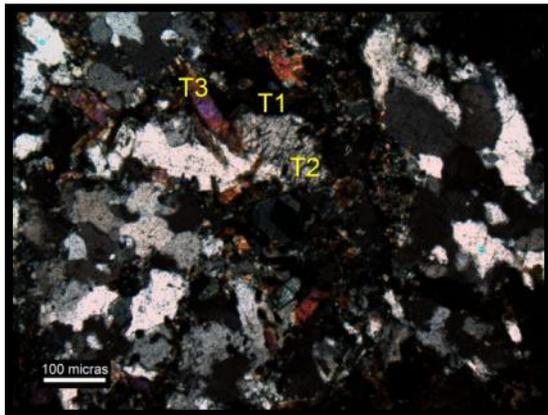
2. Descripción microscópica

Textura: cataclástica.

Minerales esenciales: cuarzo, turmalina.

Observaciones.

Se pueden reconocer tres generaciones de turmalina: la primera (T1) está representada por una matriz microcristalina de turmalina color café, la segunda (T2) crece a partir de la matriz de T1 y son cristales alargados color azul que crecen sobre cristales de cuarzo recristalizado, la tercera (T3) son cristales color café claro que cristalizan sobre los cristales de turmalina previos y son de mayor tamaño. Se puede reconocer por lo menos dos fases de deformación en esta muestra. Una fase de deformación cataclástica en los cristales de turmalina y cuarzo. La segunda está representada por cuarzo recristalizado y listones de cuarzo.



Muestra OT-05

Veta de turmalina

1. Descripción macroscópica

Tipo de roca: veta de turmalina y cuarzo.

Color: negro.

Estructura: Estructura masiva.

Mineralogía: cuarzo, turmalina.

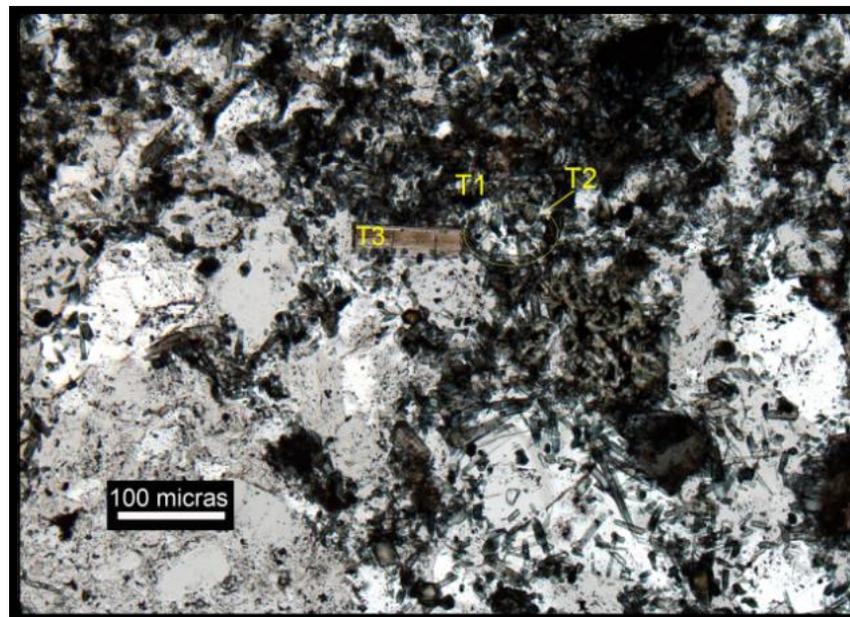
2. Descripción microscópica

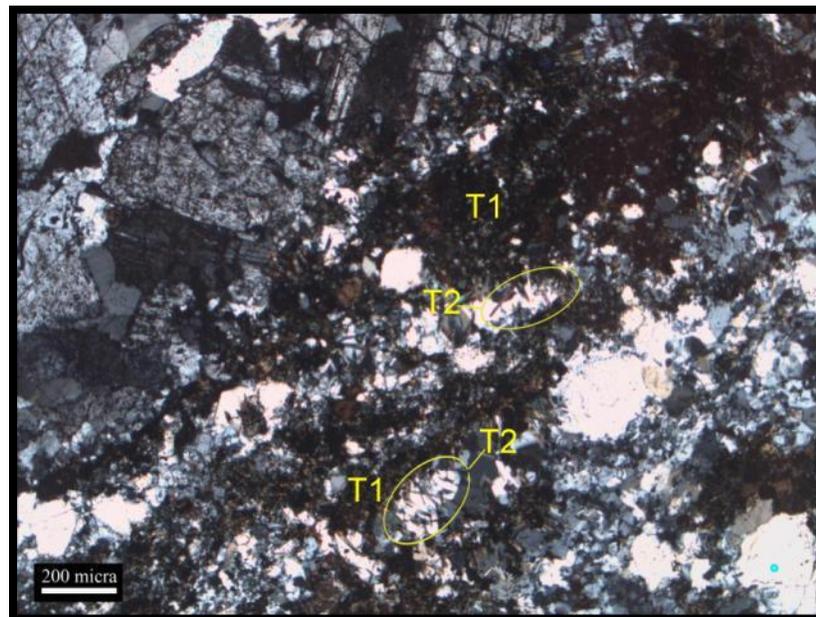
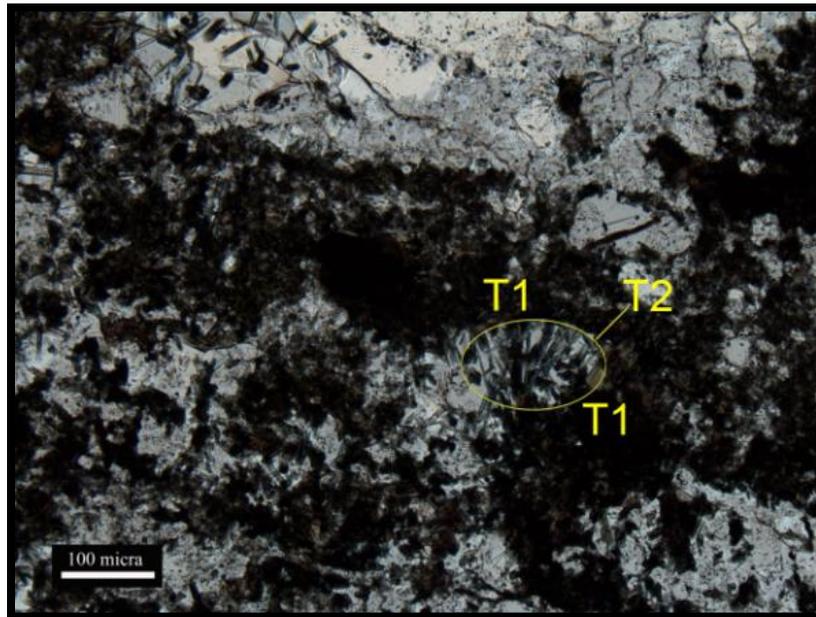
Textura: cataclástica.

Minerales esenciales: cuarzo, turmalina.

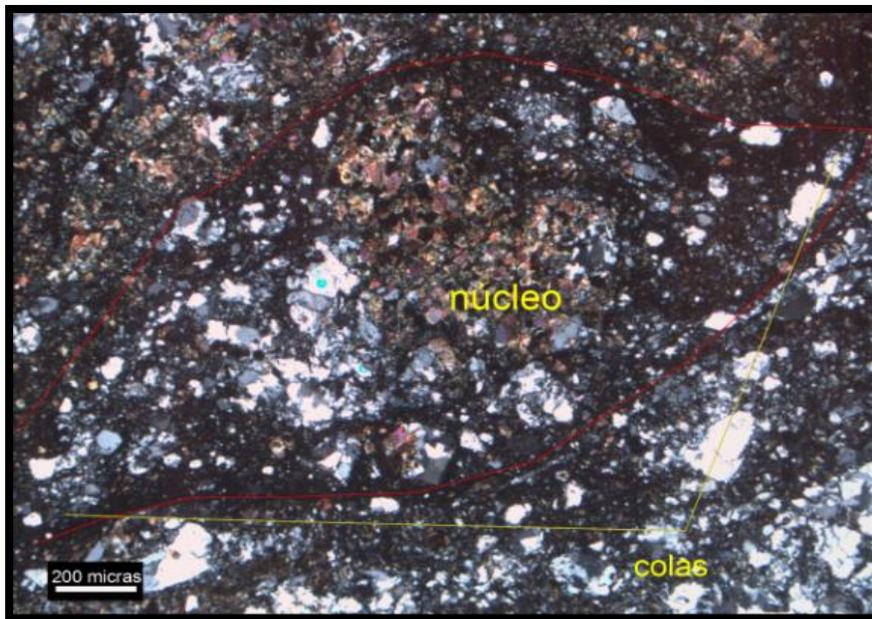
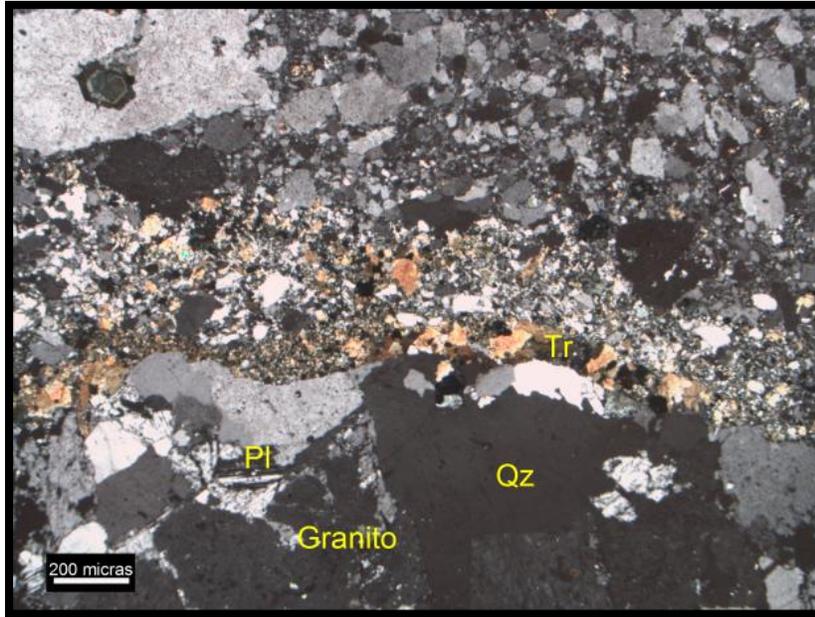
Observaciones.

En esta muestra se pueden observar claramente las 3 generaciones de turmalina. T1 como matriz microcristalina de color café que rellena las fracturas y forma vetas. T2 cristaliza a partir de T1 y forma cristales alargados color azul que crecen sobre los cristales de cuarzo. T3 cristales de color café, de mayor tamaño que cristalizan sobre los cristales de turmalina anteriores.





Se pueden identificar las fracturas que fueron rellenadas por turmalina formando vetas, y las posteriores fases de deformación; una fase de deformación cataclástica que afecta a cristales de turmalina y cuarzo; posteriormente a la cataclisis se tuvo una fase de deformación dúctil representada por estructuras tipo “sigma”, en las cuales el núcleo y las colas están formados por cristales de turmalina y cuarzo previamente deformados por cataclisis.



A.2 Anexo de tablas de datos geocronológicos

Tabla A2.1. Datos analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra GD-01 (Granodiorita Presa Duarte)

	U			RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS ²									EDADES CORREGIDAS (Ma)						±2 s	Disc %	
	(ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb b	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th h	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U U	±2 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U U	±2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb b	±2 s			Best age (Ma)
Zircon_036_Granodiorit a	59.6	30.41	0.510234	0.0589	0.0081	0.172	0.024	0.02127	0.0006	0.00741	0.0007	0.30918	135.7	3.9	160	20	940	0	135.7	4	15.19
Zircon_037	548	680	1.240875 0.431729	0.0491	0.0036	0.137	0.01	0.02003	1	0.00621	6	0.3047	127.8	3.2	130.1	9	210	0	127.8	3	1.77
Zircon_038	76.9	33.2	5 0.452185	0.082	0.01	0.239	0.029	0.02136	6	0.00924	1	4	136.2	4.2	215	24	1230	0	136.2	4	36.65
Zircon_039	51.24	23.17	8 0.416133	0.064	0.011	0.223	0.039	0.02369	9	0.008	0.0012	0.45147	150.9	5.6	203	29	790	0	150.9	6	25.67
Zircon_040	78.1	32.5	2 0.469314	0.0608	0.0074	0.171	0.02	0.02084	0.0006	0.00698	6	2	132.9	3.8	159	16	790	0	132.9	4	16.42
Zircon_041	110.8	52	1 0.473636	0.0755	0.006	0.213	0.018	0.021	3	0.0083	7	0.355	133.9	4	199	15	1130	0	133.9	4	32.71
Zircon_042	98.62	46.71	2 0.532233	0.0686	0.0074	0.198	0.022	0.021	6	0.00933	0.0008	0.27011	134	4.1	183	18	970	0	134.0	4	26.78
Zircon_043	66.7	35.5	9 0.627083	0.0546	0.0074	0.159	0.023	0.02104	4	0.00611	6	0.05718	134.2	4.6	149	19	520	0	134.2	5	9.93
Zircon_044	96	60.2	3 0.477216	0.0579	0.0056	0.169	0.017	0.02108	3	0.00676	3	0.083327	134.5	4	158	14	430	0	134.5	4	14.87
Zircon_045	73.3	34.98	9 0.449134	0.0543	0.0056	0.162	0.014	0.02131	8	0.00715	4	7	135.9	3.7	152	12	630	0	135.9	4	10.59
Zircon_046	92.4	41.5	2 0.473165	0.0603	0.0069	0.169	0.017	0.02015	1	0.0075	5	8	128.6	3.8	157	15	810	0	128.6	4	18.09
Zircon_048	91.3	43.2	4 0.645242	0.0726	0.0081	0.209	0.027	0.02095	6	0.0086	0.0011	0.05133	133.6	4.1	192	21	980	0	133.6	4	30.42
Zircon_049	119.1	8	5 0.517363	0.0525	0.0082	0.146	0.024	0.02006	3	0.0066	0.001	0.19516	128.1	4	138	20	490	0	128.1	4	7.17
Zircon_050	141.1	73	6 0.405539	0.0606	0.0092	0.17	0.028	0.02021	1	0.00835	5	4	129	3.8	159	22	690	0	129.0	4	18.87
Zircon_051	34.3	13.91	4 0.540486	0.052	0.012	0.154	0.033	0.02164	7	0.0043	0.0014	0.2107	138	6.1	141	30	1080	0	138.0	6	2.13
Zircon_053	45.2	24.43	7	0.084	0.015	0.293	0.055	0.02464	9	0.0093	0.002	2	156.9	6.2	256	41	1490	0	156.9	6	38.71

Tabla A2.2. Datos analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra GC-08 (Granito Comanja)

	U Th			RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS ²									EADAES CORREGIDAS (Ma)						±2 s	Disc %		
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2s	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2			Best age	
	(ppm) ¹	(ppm) ¹		b	abs	U	abs	U	abs	h	abs		U	s	U	s	b	s			(Ma)	
Zircon_001_G Comanja	607	145.3	0.2393739 7	0.0499	0.0043	0.0545	0.005	0.00796	0.0001	9	0.00263	4	0.2601758 8	51.1	1.2	53.8	4.7	340	0	11 51.1	1	5.02
Zircon_002	2030	265	0.1305418 7	0.0567	0.0027	0.0626	0.0035	0.00796	0.0002	1	0.00385	6	0.077827 0.0008	51.1	1.4	61.7	3.3	518	67	23 51.1	1	17.18
Zircon_003	1900	322	0.1694736 8	0.063	0.012	0.076	0.023	0.00873	0.0003	2	0.00463	4	0.1848 0.0009	56	2.7	74	20	720	0	23 56.0	3	24.32
Zircon_004	286	112	0.3916083 9	0.089	0.016	0.099	0.025	0.00897	0.0003	7	0.0044	9	0.25814 0.0001	57.6	2.4	96	21	1320	0	23 57.6	2	40.00
Zircon_005	1335	584	0.4374531 8	0.0537	0.0027	0.0582	0.0028	0.00803	0.0002	0.00262	8	8	0.5177014 0.0004	51.5	1.3	57.4	2.7	375	68	13 51.5	1	10.28
Zircon_006	250.6	119.2	0.4756584 2	0.1035	0.0098	0.127	0.016	0.00884	0.0004	1	0.005	1	0.3681419 0.0002	56.7	2.6	121	14	1720	0	7 56.7	3	53.14
Zircon_007	1092	293	0.2683150 2	0.0611	0.0034	0.0678	0.0041	0.00802	0.0002	1	0.00318	5	0.4330028 0.0004	51.5	1.3	67.3	3.9	666	89	6 51.5	1	23.48
Zircon_009	1144	352	0.3076923 1	0.0629	0.0044	0.0683	0.0047	0.00764	0.0002	0.00325	7	0.19964 0.0001	49	1.3	67.1	4.7	781	90	7 49.0	1	26.97	
Zircon_010	1464	530	0.3620218 6	0.059	0.0031	0.0668	0.0034	0.00824	0.0001	8	0.00328	4	0.4291833 0.0003	52.9	1.2	65.7	3.3	548	71	2 52.9	1	19.48
Zircon_011	1457	343.7	0.2358956 8	0.0637	0.0037	0.0679	0.0043	0.00769	0.0002	0.00359	6	0.30829 0.0001	49.4	1.3	66.6	4.1	740	96	6 49.4	1	25.83	
Zircon_012	1840	449	0.2440217 4	0.051	0.0027	0.0564	0.0029	0.00795	0.0001	8	0.00273	8	0.25892 0.0001	51	1.1	55.7	2.8	299	77	8 51.0	1	8.44
Zircon_013	3336	626	0.1876498 8	0.0512	0.002	0.0551	0.0021	0.00788	0.0002	6	0.00282	9	0.28433 0.0002	50.6	1	54.4	2.1	227	56	12 50.6	1	6.99
Zircon_014	704	550	0.78125 0.9689629	0.0752	0.0086	0.08	0.012	0.00767	0.0002	9	0.00285	0.0008	0.012231 0.0003	49.3	1.9	78	11	1130	0	10 49.3	2	36.79
Zircon_015	1321	1280	0.1476744 1	0.0736	0.0047	0.0825	0.006	0.00814	0.0002	1	0.00295	5	0.4530241 0.0002	52.3	1.3	80.5	5.5	1090	0	3 52.3	1	35.03
Zircon_016	860	127	0.3372478 2	0.0486	0.0033	0.0535	0.0031	0.008	0.0002	1	0.00296	6	0.4530241 0.0002	51.4	1.4	52.9	3	319	69	9 51.4	1	2.84
Zircon_017	3321	1120	0.1318284 2	0.0491	0.0022	0.0546	0.0032	0.00814	0.0002	4	0.00252	3	0.51735 0.0002	52.3	1.5	54	3.1	175	66	2 52.3	2	3.15
Zircon_018	4430	584	4	0.0521	0.0036	0.0598	0.0046	0.00841	0.0002	5	0.00355	2	0.58715	54	1.6	58.9	4.3	292	94	2 54.0	2	8.32

Zircon_019	651	197.8	5	0.0726	0.0044	0.0829	0.0049	0.00843	4	0.00393	0.0003	0.26999	54.1	1.5	80.8	4.6	1007	94	54.1	2	33.04
Zircon_020	2410	502	6	0.0508	0.002	0.0551	0.0028	0.00794	8	0.00274	1	0.44023	51	1.8	54.4	2.7	250	59	51.0	2	6.25
Zircon_021	350	224	0.64	0.0549	0.005	0.0596	0.006	0.00771	5	0.00267	7	0.018577	49.5	1.6	58.8	5.6	490	0	49.5	2	15.82
Zircon_022	1460	460	9	0.0488	0.0025	0.0543	0.0028	0.00801	8	0.00271	0.0002	4	51.4	1.2	53.7	2.7	240	67	51.4	1	4.28
Zircon_023	2420	2050	4	0.0747	0.0035	0.0875	0.0038	0.0085	8	0.00342	4	0.0862	54.6	1.2	85.1	3.5	1061	80	54.6	1	35.84
Zircon_024	313.2	85.8	6	0.0647	0.0072	0.0751	0.0073	0.00821	3	0.00376	5	0.063962	52.7	1.5	73.4	6.8	890	0	52.7	2	28.20
Zircon_025	413	203	2	0.11	0.013	0.129	0.019	0.00829	0.0003	0.0045	0.0017	0.39865	53.2	1.9	123	17	1710	0	53.2	2	56.75
Zircon_026	2550	328.9	9	0.0537	0.0025	0.059	0.0026	0.00797	7	0.00345	5	4	51.2	1.1	58.2	2.4	407	59	51.2	1	12.03
Zircon_027	1404	481	9	0.0998	0.0041	0.1077	0.0048	0.00796	1	0.00525	7	0.044769	51.1	1.4	103.8	4.3	1599	55	51.1	1	50.77
Zircon_028	1321	1393	6	0.0859	0.0045	0.0975	0.0045	0.00823	8	0.00325	1	6	52.9	1.1	94.5	4.2	1322	71	52.9	1	44.02
Zircon_029	473	297	8	0.0537	0.0041	0.0594	0.005	0.00802	1	0.00261	1	0.42374	51.5	1.3	58.5	4.8	400	0	51.5	1	11.97
Zircon_030	3439	350.4	8	0.0477	0.0016	0.0522	0.0017	0.00793	6	0.00268	8	1	50.9	1	51.7	1.6	163	43	50.9	1	1.55
Zircon_031	1910	470	0.2460733	0.064	0.0042	0.0756	0.0047	0.00825	7	0.00416	1	0.38334	52.9	1.1	73.9	4.4	810	0	52.9	1	28.42
Zircon_032	561	560	7	0.066	0.0043	0.072	0.0049	0.00777	4	0.0028	2	0.040794	49.9	1.5	70.5	4.6	841	98	49.9	2	29.22
Zircon_033	1270	830	1	0.0561	0.0033	0.0605	0.0039	0.00773	9	0.00287	0.0003	0.41951	49.6	1.2	59.7	3.7	469	89	49.6	1	16.92
Zircon_034	1810	194.6	1	0.048	0.0018	0.053	0.0022	0.00798	9	0.00296	4	0.090634	51.3	1.2	52.5	2.1	173	47	51.3	1	2.29
Zircon_035_G			1.4464944								0.0001							11			
Comanja	1355	1960	6	0.0522	0.0036	0.0574	0.0037	0.00802	0.0002	0.00262	8	0.17718	51.5	1.3	56.6	3.6	340	0	51.5	1	9.01

Tabla A2.3. Resultados analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra IG-01 (Ignimbrita Palo Blanco)

	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS ²			EDADES CORREGIDAS (Ma)						±2 s	Disc %										
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb b	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U U	±2s abs			²⁰⁶ Pb/ ²³² Th h	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U U	±2 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U U	±2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb b	±2 s	Best age (Ma)
Zircon_071_Ignimbrita	312	76.7	0.2458333 3	0.0791	0.008	0.0884	0.0095	0.00814	3	0.00481	9	0.21781 0.2973459	52.3	1.4	85.7	8.8	1180	0	52.3	1	38.97
Zircon_072	531	133	0.2504708 1	0.0597	0.0055	0.0661	0.0057	0.0078	0.0002	0.00367	0.0004	3	50.1	1.3	64.9	5.6	650	0	50.1	1	22.80
Zircon_073	445	136.7	0.3071910 1	0.0562	0.0056	0.0611	0.0064	0.00781	9	0.00278	0.0003	0.078887	50.2	1.2	60.2	6	620	0	50.2	1	16.61
Zircon_074	532.6	167.4	0.3143071 7	0.051	0.0054	0.0524	0.0061	0.00745	3	0.00249	1	0.14637	47.8	1.5	51.8	5.8	380	0	47.8	2	7.72
Zircon_075	1082	472	0.4362292 1	0.0505	0.0024	0.0515	0.0023	0.00743	7	0.00251	7	0.0050885 0.2907672	47.7	1.1	51	2.2	342	73	47.7	1	6.47
Zircon_076	416.3	122	0.2930578 9	0.0527	0.0059	0.0559	0.005	0.00769	0.0002	0.00268	5	3	49.4	1.3	55.1	4.8	430	0	49.4	1	10.34
Zircon_077	419	107.1	0.2556085 9	0.1201	0.0078	0.1344	0.0097	0.00802	3	0.00855	1	0.17886	51.5	1.5	128	8.1	1971	79	1971.0	79	59.77
Zircon_078	386.9	108.3	0.2799172 9	0.0674	0.0073	0.0761	0.0082	0.00817	2	0.00375	9	0.21038	52.5	1.4	74.3	7.6	900	0	52.5	1	29.34
Zircon_080	375.5	94.1	0.2505992 0.3319511	0.0638	0.0079	0.069	0.011	0.00782	4	0.00356	6	0.59295	50.2	1.5	67.9	9.9	840	0	50.2	2	26.07
Zircon_082	458.2	152.1	0.4710144 1	0.093	0.013	0.106	0.016	0.00798	5	0.005	0.0011	0.23102	51.3	1.6	102	15	1520	0	51.3	2	49.71
Zircon_083	690	325	0.4072727 9	0.102	0.02	0.103	0.029	0.00748	7	0.0045	0.0017	0.63411	48	2.3	99	25	1630	0	48.0	2	51.52
Zircon_084	550	224	0.2596689 3	0.107	0.018	0.115	0.026	0.00768	4	0.0053	0.0019	0.64057	49.3	2.8	110	24	1710	0	49.3	3	55.18
Zircon_085	1148	298.1	0.2859081 9	0.0669	0.0067	0.0668	0.0081	0.00727	0.0002	0.00339	8	0.03841	46.7	1.3	65.6	7.5	830	0	46.7	1	28.81
Zircon_086	442.1	126.4	0.2810007 7	0.104	0.013	0.119	0.015	0.00848	2	0.0065	0.001	0.065716	54.4	1.4	114	14	1680	0	54.4	1	52.28
Zircon_090	420	121.7	0.2897619 0.3398058	0.093	0.01	0.1	0.014	0.00788	1	0.0053	0.0011	3	50.6	2	97	12	1500	0	50.6	2	47.84
Zircon_091	1030	350	0.3179487 3	0.051	0.0029	0.053	0.0028	0.00778	7	0.00267	1	0.0024048	50	1.1	52.5	2.7	221	91	50.0	1	4.76
Zircon_092	312	99.2	0.2393048 2	0.078	0.012	0.084	0.016	0.00825	5	0.00444	4	0.46045	52.9	1.6	81	14	1120	0	52.9	2	34.69
Zircon_094	374	89.5	0.0625 1	0.0625	0.0047	0.0665	0.0051	0.00773	2	0.00355	7	6	49.7	1.4	65.3	4.8	680	0	49.7	1	23.89

Zircon_095	695	204.1	0.2936690 6	0.0559	0.0031	0.0582	0.0028	0.00779	0.0001 9	0.00278	0.0002 3	0.5069686 4	50	1.2	57.4	2.7	427	83	50.0	1	12.89
Zircon_096	320.7	100.8	0.3143124 4	0.083	0.007	0.0898	0.0084	0.00799	0.0002 4	0.00445	0.0004 6	0.3211156 8	51.3	1.5	87.2	7.7	1300	85	51.3	2	41.17
Zircon_097	529	161.1	0.3045368 6	0.0717	0.0077	0.0734	0.0086	0.00746	0.0002 6	0.00369	0.0003 6	0.20455	47.9	1.3	71.9	8	990	0	47.9	1	33.38
Zircon_098	661	230.6	0.3488653 6	0.0652	0.0041	0.0691	0.004	0.00778	0.0002 2	0.00326	0.0002 6	0.13035	50	1.4	67.8	3.8	843	67	50.0	1	26.25
Zircon_099	576.5	154.6	0.2681699 9	0.0551	0.0051	0.056	0.0056	0.0076	0.0002 9	0.00321	0.0002 8	0.07696	48.8	1.3	55.3	5.3	360	0	48.8	1	11.75
Zircon_101	864	305.7	0.3538194 4	0.0614	0.0031	0.0637	0.0034	0.00761	0.0001 9	0.00319	0.0002 3	0.24309	48.9	1.2	62.7	3.2	628	69	48.9	1	22.01
Zircon_102	335	108.2	0.3229850 7	0.0562	0.0074	0.0607	0.0091	0.00783	0.0002 3	0.00293	0.0005 7	0.14336	50.3	1.5	59.7	8.5	550	0	50.3	2	15.75
Zircon_103_Ignimbr ita	474.4	144.4	0.3043844 9	0.061	0.01	0.0643	0.0097	0.00766	0.0002 4	0.00362	0.0005 5	0.16972	49.2	1.6	63.3	8.9	650	0	49.2	2	22.27

Tabla A2.4. Resultados analíticos de las dataciones U/Pb en la muestra GC-05 (Andesita Cerro Verde)

				RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS ²									EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
Zircon_104_Andesita	1623	670	0.41	0.0667	0.0036	0.0757	0.0048	0.00825	0.00019	0.00353	0.0003	0.092828	53	1.2	74.1	4.5	824	84	53.0	1	28.48
Zircon_105	1760	633	0.36	0.0494	0.0039	0.052	0.0043	0.00759	0.00016	0.0026	0.00025	0.14672	48.8	1.1	51.5	4.1	680	120	48.8	1	5.24
Zircon_107	1793	874.6	0.49	0.0517	0.003	0.0552	0.0036	0.00763	0.00019	0.00263	0.00023	0.34099	49	1.2	54.5	3.4	278	82	49.0	1	10.09
Zircon_108	1912	1109	0.58	0.0501	0.0019	0.0552	0.0022	0.008	0.00018	0.00266	0.00018	0.564545	51.4	1.1	54.5	2.1	218	46	51.4	1	5.69
Zircon_109	1301	732	0.56	0.0816	0.0039	0.0883	0.0042	0.00795	0.00018	0.00372	0.00027	0.476011	51	1.2	85.8	3.9	1216	82	51.0	1	40.56
Zircon_110	394	214	0.54	0.0589	0.0055	0.0617	0.0059	0.00744	0.0003	0.00275	0.00025	0.421679	47.8	1.9	60.7	5.6	670	110	47.8	2	21.25
Zircon_111	467.9	106.6	0.23	0.084	0.01	0.089	0.012	0.0076	0.0002	0.0058	0.0013	0.20111	48.8	1.3	86	11	1190	190	48.8	1	43.26
Zircon_112	622	386	0.62	0.0539	0.0041	0.0575	0.0051	0.00762	0.00022	0.00259	0.00036	0.325511	48.9	1.4	56.7	4.8	420	100	48.9	1	13.76
Zircon_114	6970	480	0.07	0.0483	0.0015	0.0508	0.0015	0.00765	0.00016	0.00278	0.0002	0.08037	49.1	1	50.3	1.4	130	40	49.1	1	2.39
Zircon_115	472	548	1.16	0.0645	0.0047	0.069	0.0051	0.00746	0.0002	0.00249	0.00019	0.29418	47.9	1.3	67.6	4.8	794	83	47.9	1	29.14
Zircon_116	2317	1900	0.82	0.0714	0.0059	0.0789	0.0067	0.00803	0.00019	0.00269	0.00022	0.34031	51.6	1.2	77.1	6.2	940	140	51.6	1	33.07
Zircon_117	1110	700	0.63	0.0731	0.0096	0.07	0.013	0.00686	0.00031	0.00314	0.00068	0.46398	44.1	2	68	12	1010	160	44.1	2	35.15
Zircon_118	1064	358	0.34	0.0574	0.0038	0.0604	0.0039	0.00756	0.00017	0.00301	0.00024	0.16465	48.5	1.1	59.5	3.7	576	73	48.5	1	18.49
Zircon_119	1726	384	0.22	0.0511	0.0021	0.0542	0.0023	0.00763	0.00019	0.00284	0.00021	0.586814	49	1.2	53.6	2.2	216	64	49.0	1	8.58
Zircon_123	1398	507	0.36	0.0508	0.0019	0.0541	0.002	0.00764	0.00016	0.00294	0.00019	0.22127	49	1	53.5	1.9	277	37	49.0	1	8.41
Zircon_124	3701	808	0.22	0.0923	0.0028	0.0966	0.0029	0.00761	0.00017	0.00612	0.0004	0.23561	48.9	1.1	93.6	2.6	1440	43	48.9	1	47.76
Zircon_125	1680	267	0.16	0.0843	0.0045	0.0881	0.0096	0.0075	0.00046	0.00638	0.00086	0.28898	48.2	3	85.7	8.7	1279	84	48.2	3	43.76
Zircon_126	1575	311.4	0.2	0.0481	0.0023	0.0499	0.0024	0.00757	0.00017	0.00259	0.0002	0.23508	48.6	1.1	49.4	2.3	192	66	48.6	1	1.62
Zircon_127	1596	566	0.35	0.0498	0.0021	0.0514	0.0022	0.00747	0.00016	0.00268	0.00021	0.33619	47.9	1.1	50.9	2.1	201	62	47.9	1	5.89
Zircon_128_Andesita	2033	491.1	0.24	0.0529	0.0023	0.0526	0.0026	0.00721	0.00019	0.00284	0.00025	0.41568	46.3	1.2	52.1	2.5	332	59	46.3	1	11.13

A.3 Anexo de tablas de análisis químicos de las turmalinas

Tabla A 3.1. Resultados del análisis con microsonda electrónica

Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	Cl
GC-05_crystal4	35.4877	0.2511	31.3964	14.2951	0.0454	3.3238	0.5621	1.8025	0.0262	0	0.0398
GC-05_crystal4	35.6688	0.083	29.5166	11.914	0.0192	5.9717	0.4168	2.0333	0.0218	0.0029	0.0269
GC-05_crystal4	34.8631	0.4393	27.2205	18.4626	0.093	3.422	0.9577	2.055	0.039	0.0023	0.0031
GC-05_crystal4	34.6391	0.1536	23.7516	21.0682	0.0398	5.0233	1.1543	2.0841	0.0485	0.0036	0.0122
GC-05_crystal4	36.1211	0.1647	28.8253	11.239		7.6151	0.8332	2.4954	0.0512	0	0.051
GC-05_crystal8	34.3553	0.577	24.5111	19.1898	0.047	4.531	1.2663	1.7957	0.1478	0.0115	0.0289
GC-05_crystal8	36.297	0.4309	26.7539	14.6606	0.0524	5.1143	1.3302	2.419	0.096	0.0047	0.304
GC-05_crystal8	37.5662	0.2868	26.9685	14.1776	0.0111	6.1651	1.2174	1.63	0.0464	0	0.0245
GC-05_crystal10	34.4922	0.3551	24.3571	17.9611	0.028	6.2748	1.5791	1.8791	0.0552	0	0.1291
GC-05_crystal10	34.7868	0.4385	24.3765	19.2806	0.013	4.4679	1.2436	1.922	0.032	0.0041	0.0165
GC-05_crystal10	34.6284	0.5148	24.5109	19.2662	0.0229	4.4965	1.1647	1.9773	0.0496	0	0.0128
GC-05_crystal2	35.331	0.6428	23.5766	20.0181	0.0444	3.9577	1.1275	1.9858	0.064	0.0072	0.061
GC-05_crystal2	34.4484	0.4307	24.5033	20.5981	0.0296	3.8377	0.8649	2.165	0.0526	0	0.0505
GC-05_crystal2	36.1606	0.5326	31.9642	8.9837	0.0504	5.6943	1.0327	1.8804	0.0365	0	0.0459
GC-051_crystal3	36.1904	0.4017	32.0534	9.2837	0.0282	6.3562	1.2574	1.6386	0.0364	0.0029	0.0257
GC-05_crystal22	35.6632	0.7023	33.5689	15.1151	0.0709	0.8779	0.7829	1.1558	0.065	0.0095	0.0305
GC-05_crystal22	34.4817	0.6489	27.4585	19.7462	0.0624	1.8126	0.9087	1.3677	0.0409	0.0037	0.0344
GC-05_crystal27	34.5136	0.7672	27.178	17.8987	0.1362	3.5132	1.6519	1.582	0.0376	0.0047	0.0344

	GC-05_crystal27	34.7149	0.5943	26.1118	18.0338	0.1321	4.4277	1.6723	1.8172	0.0356	0.006	0.0395
	GC-05_crystal27	34.6484	0.7482	26.5286	17.2097	0.1574	4.3609	1.8003	1.7206	0.0291	0.0023	0.0286
	GC-05_crystal27	34.8471	0.5403	27.2998	15.8518	0.1297	4.7973	1.2012	1.9162	0.0493	0.0019	0.0201
	GC-05_crystal28	35.5338	0.4153	27.3394	15.1097	0.0783	5.8662	1.9203	1.5899	0.0464	0.0019	0.0372
	GC-05_crystal28	34.5876	0.4342	26.9057	19.7842	0.1383	2.8972	1.4154	1.8435	0.0407	0.0069	0.1002
	GC-05_crystal28	35.835	0.468	28.3824	14.0659	0.0312	6.2395	1.179	2.0488	0.0269	0.0071	0.0062
	GC-05_crystal28	35.5276	0.5876	27.4492	14.3637	0.1286	5.6303	1.4765	1.9203	0.0391	0.0095	0.1633
	GC-05_crystal28	35.1015	0.4297	25.7878	19.0521	0.1285	4.4009	1.0433	2.139	0.0459	0.005	0.0132
	GC-05_crystal29	35.6533	0.1709	27.8646	16.4665	0.005	4.618	0.6065	2.2838	0.0267	0	0.001
	GC-05_crystal29	36.1237	0.2176	30.681	10.24	0.0406	6.9162	0.4773	2.4635	0.0202	0.0116	0.0002
	GC-05_crystal7	38.2675	0.1293	35.3317	13.8828	0.1085	0.1883	0.2355	0.8454	0.022	0	0.0128
	GC-05_crystal7	35.2579	0.6744	29.4548	13.9382	0.1305	3.8833	1.2299	1.7222	0.0349	0.0033	0.0376
	GC-05_crystal11	35.3664	0.5495	27.1826	14.5138	0.011	6.0596	1.4691	1.8489	0.0419	0.0033	0.0222
	GC-05_crystal11	35.0351	0.3448	34.4603	15.3195	0.0617	0.0953	0.6286	0.9078	0.0229	0	0.0453
	GC-05_crystal12	36.0829	0.184	37.2785	5.5079	0.0112	5.6341	0.6776	1.3916	0.0114	0.0056	0.0179
	GC-05_crystal12	36.3369	0.2196	35.7871	4.8181		7.1208	1.1145	1.6761	0.0286	0	0.0142
T2	GC-05_crystal12	35.4596	0.5141	32.0393	12.5171	0.0736	3.9969	1.082	1.4495	0.0228	0.0043	0.027
	GC-051_crystal4	35.3154	0.7769	27.5985	15.5932	0.0559	4.6568	1.3647	1.6794	0.0928	0.0099	0.0262
	GC-051_crystal4	35.8292	0.7476	27.5149	15.5506	0.0479	4.7828	1.4025	1.7211	0.0475	0.0047	0.0233
	GC-051_crystal4	35.7148	0.7829	27.2814	16.1157	0.0509	4.8244	1.4059	1.6566	0.0735	0.0117	0.0287
	GC-05_crystal2	36.5673	0.0537	32.3981	14.4224	0.0489	1.7366	0.161	1.4752	0.0187	0.0024	0.0224
	GC-05_crystal2	34.9132	0.4344	36.3447	10.6782	0.006	1.9858	0.5764	1.2931	0.0227	0	0.0865

	GC-05_crystal2	34.0604	0.2878	33.195	14.8352	0.0578	0.3307	0.389	1.2267	0.0942	0.0014	0.1404
	GC-05_crystal21	34.9998	0.332	37.2499	10.1027	0.0111	2.4228	0.6928	1.0209	0.0198	0.0112	0.0236
	GC-05_crystal21	36.0293	0.0735	35.8428	14.3833	0.0738	0.0016	0.1246	0.891	0.0219	0.0199	0.0245
	GC-05_crystal33	36.4239	0.0279	32.5874	16.1917	0.0481	1.2535	0.3074	1.7112	0.0277	0.0005	0.0084
	GC-05_crystal1	36.5323	0.1112	29.7942	8.1192	0.0122	8.1757	0.4495	2.5318	0.0218	0.0074	0.0165
	GC-05_crystal1	36.8654	0.1297	29.6238	8.4788		8.4563	0.6183	2.3342	0.0212	0	0.0098
	GC-05_crystal5	34.4622	0.0245	25.2465	20.1904	0.0466	3.9701	0.7669	2.2746	0.0646	0	0.0546
	GC-05_crystal5	36.3384	0.2672	29.6739	9.5226	0.0061	8.4343	0.4773	2.5798	0.0233	0	0.0268
	2	34.8248	0.7211	24.2086	18.5975	0.0558	5.3832	1.7244	1.5758	0.0412	0.0069	0.0236
	2	35.3352	0.3908	27.9759	15.1351	0.0612	5.0414	1.0808	2.1326	0.0551	0.0071	0.0349
	2	35.1888	0.4844	27.4018	15.4889	0.0682	5.1289	1.3386	1.9688	0.0329	0.0019	0.0275
	GC-05_crystal23	36.6083	0.0964	35.5139	14.7679	0.0763	0.0528	0.0844	0.8982	0.0221	0	0.0623
	GC-05_crystal23	35.5073	0.1803	35.9282	14.1664	0.1175	0.3022	0.4952	0.7823	0.0241	0.0053	0.0233
T3	GC-05_crystal23	35.68	0.0394	29.785	18.5583	0.0259	1.6182	0.2831	2.1362	0.0335	0	0.0089
	GC-05_crystal23	35.9535	0.2657	28.564	16.6007	0.069	3.9266	1.1707	1.6839	0.0365	0	0.0284
	GC-05_crystal25	38.0148	0.0143	27.9405	2.4494	0.0204	2.3229	0.1809	0.4296	1.0568	0	0.0496
	GC-05_crystal26	36.333	0.0969	35.7344	14.7759	0.0503	0.1031	0.107	1.0119	0.0387	0	0.0122
	GC-05_crystal26	36.0277	0.1369	33.9528	16.017	0.009	0.3412	0.1252	1.3358	0.0249	0	0.0054
	GC-05_crystal30	36.5776	0.1464	32.7098	7.6569		7.4649	0.5395	2.202	0.0136	0	0.001
	GC-05_crystal30	36.636	0.1365	31.8433	8.4734	0.0123	7.4237	0.6312	2.4314	0.026	0	0.0047
	GC-05_crystal30	36.5031	0.1976	29.981	10.4303	0.0254	6.9645	1.0859	2.1207	0.021	0	0.0213
	GC-05_crystal31	36.0537	0.1858	38.9011	6.6951		3.6154	0.3351	1.2866	0.0176	0.0035	0.0193

GC-05_crystal31	35.7928	0.3005	36.9933	7.0767	0.0438	4.0009	0.396	1.4413	0.0441	0.005	0.0973
GC-05_crystal31	35.482	0.234	38.0143	7.0872		3.6458	0.4005	1.2322	0.0377	0.0045	0.0979
GC-05_crystal31	35.6592	0.3174	36.9269	8.5127	0.0376	3.6755	0.5005	1.4282	0.0193	0	0.0042
GC-05_crystal32	36.557	1.1551	31.8582	14.4838	0.1154	3.0373	0.776	2.1841	0.1463	0.0115	0.1205
GC-05_crystal32	35.9484	1.0752	32.6046	10.6849	0.004	4.362	0.5447	1.7208	0.0283	0.0029	0.0053
GC-05_crystal32	35.8689	1.1847	32.9518	11.3008	0.0353	3.9595	0.5296	1.6845	0.0246	0.0078	0.0059
GC-05_crystal32	35.7895	1.1515	32.2904	11.1018	0.0131	4.3508	0.6079	1.6959	0.018	0.0029	0.0103

Tabla A3.2. Cálculo de proporciones atómicas de las turmalinas basado en normalización de 6 átomos de silicio

	Muestra	(apfu)[Si	Ti	Al	Fe(2+)	Mn(2+)	Mg	Ca	Na	K	Li	F	Cl	B](apfu)
T1	GC-05_crystal4	6.000	0.032	6.256	2.021	0.007	0.838	0.102	0.591	0.006	0.000	0.000	0.011	3.000
	GC-05_crystal4	6.000	0.010	5.852	1.676	0.003	1.498	0.075	0.663	0.005	0.000	0.002	0.008	3.000
	GC-05_crystal4	6.000	0.057	5.521	2.657	0.014	0.878	0.177	0.686	0.009	0.000	0.001	0.001	3.000
	GC-05_crystal4	6.000	0.020	4.849	3.052	0.006	1.297	0.214	0.700	0.011	0.000	0.002	0.004	3.000
	GC-05_crystal4	6.000	0.021	5.643	1.561	0.000	1.886	0.148	0.804	0.011	0.000	0.000	0.014	3.000
	GC-05_crystal8	6.000	0.076	5.045	2.803	0.007	1.180	0.237	0.608	0.033	0.000	0.006	0.009	3.000
	GC-05_crystal8	6.000	0.054	5.212	2.027	0.007	1.260	0.236	0.775	0.020	0.440	0.002	0.085	3.000
	GC-05_crystal8	6.000	0.034	5.077	1.894	0.002	1.468	0.208	0.505	0.009	0.526	0.000	0.007	3.000
	GC-05_crystal10	6.000	0.046	4.994	2.613	0.004	1.627	0.294	0.634	0.012	0.000	0.000	0.038	3.000
	GC-05_crystal10	6.000	0.057	4.955	2.781	0.002	1.149	0.230	0.643	0.007	0.056	0.002	0.005	3.000
	GC-05_crystal10	6.000	0.067	5.005	2.792	0.003	1.161	0.216	0.664	0.011	0.000	0.000	0.004	3.000
	GC-05_crystal2	6.000	0.082	4.719	2.843	0.006	1.002	0.205	0.654	0.014	0.348	0.004	0.018	3.000
	GC-05_crystal2	6.000	0.056	5.030	3.000	0.004	0.996	0.161	0.731	0.012	0.000	0.000	0.015	3.000
	GC-05_crystal2	6.000	0.066	6.251	1.247	0.007	1.409	0.184	0.605	0.008	0.021	0.000	0.013	3.000
	GC-051_crystal3	6.000	0.050	6.263	1.287	0.004	1.571	0.223	0.527	0.008	0.000	0.002	0.007	3.000
	GC-05_crystal22	6.000	0.089	6.656	2.127	0.010	0.220	0.141	0.377	0.014	0.000	0.005	0.009	3.000
	GC-05_crystal22	6.000	0.085	5.631	2.873	0.009	0.470	0.169	0.461	0.009	0.000	0.002	0.010	3.000
	GC-05_crystal27	6.000	0.100	5.568	2.602	0.020	0.910	0.308	0.533	0.008	0.000	0.003	0.010	3.000
	GC-05_crystal27	6.000	0.077	5.319	2.607	0.019	1.141	0.310	0.609	0.008	0.000	0.003	0.012	3.000

	GC-05_crystal27	6.000	0.097	5.414	2.492	0.023	1.126	0.334	0.578	0.006	0.000	0.001	0.008	3.000
	GC-05_crystal27	6.000	0.070	5.540	2.283	0.019	1.231	0.222	0.640	0.011	0.000	0.001	0.006	3.000
	GC-05_crystal28	6.000	0.053	5.441	2.134	0.011	1.477	0.347	0.521	0.010	0.000	0.001	0.011	3.000
	GC-05_crystal28	6.000	0.057	5.501	2.870	0.020	0.749	0.263	0.620	0.009	0.000	0.004	0.029	3.000
	GC-05_crystal28	6.000	0.059	5.601	1.970	0.004	1.557	0.212	0.665	0.006	0.000	0.004	0.002	3.000
	GC-05_crystal28	6.000	0.075	5.463	2.029	0.018	1.418	0.267	0.629	0.008	0.000	0.005	0.047	3.000
	GC-05_crystal28	6.000	0.055	5.195	2.723	0.019	1.121	0.191	0.709	0.010	0.000	0.003	0.004	3.000
	GC-05_crystal29	6.000	0.022	5.527	2.317	0.001	1.159	0.109	0.745	0.006	0.000	0.000	0.000	3.000
	GC-05_crystal29	6.000	0.027	6.006	1.422	0.006	1.713	0.085	0.793	0.004	0.000	0.006	0.000	3.000
T2	GC-05_crystal7	6.000	0.015	6.529	1.820	0.014	0.044	0.040	0.257	0.004	0.577	0.000	0.003	3.000
	GC-05_crystal7	6.000	0.086	5.908	1.984	0.019	0.985	0.224	0.568	0.008	0.019	0.002	0.011	3.000
	GC-05_crystal11	6.000	0.070	5.435	2.059	0.002	1.533	0.267	0.608	0.009	0.000	0.002	0.006	3.000
	GC-05_crystal11	6.000	0.044	6.955	2.194	0.009	0.024	0.115	0.301	0.005	0.000	0.000	0.013	3.000
	GC-05_crystal12	6.000	0.023	7.306	0.766	0.002	1.397	0.121	0.449	0.002	0.000	0.003	0.005	3.000
	GC-05_crystal12	6.000	0.027	6.964	0.665	0.000	1.753	0.197	0.537	0.006	0.000	0.000	0.004	3.000
	GC-05_crystal12	6.000	0.065	6.389	1.771	0.011	1.008	0.196	0.476	0.005	0.000	0.002	0.008	3.000
	GC-051_crystal4	6.000	0.099	5.526	2.216	0.008	1.179	0.248	0.553	0.020	0.000	0.005	0.008	3.000
	GC-051_crystal4	6.000	0.094	5.430	2.178	0.007	1.194	0.252	0.559	0.010	0.097	0.002	0.007	3.000
	GC-051_crystal4	6.000	0.099	5.402	2.264	0.007	1.208	0.253	0.540	0.016	0.020	0.006	0.008	3.000
	GC-05_crystal2	6.000	0.007	6.265	1.979	0.007	0.425	0.028	0.469	0.004	0.318	0.001	0.006	3.000
	GC-05_crystal2	6.000	0.056	7.361	1.535	0.001	0.509	0.106	0.431	0.005	0.000	0.000	0.025	3.000

	GC-05_crystal2	6.000	0.038	6.892	2.186	0.009	0.087	0.073	0.419	0.021	0.000	0.001	0.042	3.000
	GC-05_crystal21	6.000	0.043	7.526	1.448	0.002	0.619	0.127	0.339	0.004	0.000	0.006	0.007	3.000
	GC-05_crystal21	6.000	0.009	7.035	2.003	0.010	0.000	0.022	0.288	0.005	0.000	0.010	0.007	3.000
	GC-05_crystal33	6.000	0.003	6.327	2.231	0.007	0.308	0.054	0.547	0.006	0.125	0.000	0.002	3.000
T3	GC-05_crystal1	6.000	0.014	5.767	1.115	0.002	2.002	0.079	0.806	0.005	0.100	0.004	0.005	3.000
	GC-05_crystal1	6.000	0.016	5.682	1.154	0.000	2.052	0.108	0.737	0.004	0.096	0.000	0.003	3.000
	GC-05_crystal5	6.000	0.003	5.180	2.940	0.007	1.030	0.143	0.768	0.014	0.000	0.000	0.016	3.000
	GC-05_crystal5	6.000	0.033	5.775	1.315	0.001	2.076	0.084	0.826	0.005	0.000	0.000	0.007	3.000
	2	6.000	0.093	4.916	2.680	0.008	1.383	0.318	0.526	0.009	0.000	0.004	0.007	3.000
	2	6.000	0.050	5.599	2.149	0.009	1.276	0.197	0.702	0.012	0.000	0.004	0.010	3.000
	2	6.000	0.062	5.507	2.209	0.010	1.304	0.245	0.651	0.007	0.000	0.001	0.008	3.000
	GC-05_crystal23	6.000	0.012	6.860	2.024	0.011	0.013	0.015	0.285	0.005	0.080	0.000	0.017	3.000
	GC-05_crystal23	6.000	0.023	7.155	2.002	0.017	0.076	0.090	0.256	0.005	0.000	0.003	0.007	3.000
	GC-05_crystal23	6.000	0.005	5.903	2.610	0.004	0.406	0.051	0.696	0.007	0.073	0.000	0.003	3.000
	GC-05_crystal23	6.000	0.033	5.618	2.317	0.010	0.977	0.209	0.545	0.008	0.045	0.000	0.008	3.000
	GC-05_crystal25	6.000	0.002	5.197	0.323	0.003	0.547	0.031	0.131	0.213	2.928	0.000	0.013	3.000
	GC-05_crystal26	6.000	0.012	6.955	2.041	0.007	0.025	0.019	0.324	0.008	0.000	0.000	0.003	3.000
	GC-05_crystal26	6.000	0.017	6.664	2.231	0.001	0.085	0.022	0.431	0.005	0.002	0.000	0.002	3.000
	GC-05_crystal30	6.000	0.018	6.324	1.050	0.000	1.825	0.095	0.700	0.003	0.000	0.000	0.000	3.000
	GC-05_crystal30	6.000	0.017	6.146	1.161	0.002	1.812	0.111	0.772	0.005	0.000	0.000	0.001	3.000
GC-05_crystal30	6.000	0.024	5.808	1.434	0.004	1.707	0.191	0.676	0.004	0.024	0.000	0.006	3.000	

GC-05_crystal31	6.000	0.023	7.630	0.932	0.000	0.897	0.060	0.415	0.004	0.000	0.002	0.005	3.000
GC-05_crystal31	6.000	0.038	7.309	0.992	0.006	1.000	0.071	0.468	0.009	0.000	0.003	0.028	3.000
GC-05_crystal31	6.000	0.030	7.576	1.002	0.000	0.919	0.073	0.404	0.008	0.000	0.002	0.028	3.000
GC-05_crystal31	6.000	0.040	7.323	1.198	0.005	0.922	0.090	0.466	0.004	0.000	0.000	0.001	3.000
GC-05_crystal32	6.000	0.143	6.163	1.988	0.016	0.743	0.136	0.695	0.031	0.000	0.006	0.034	3.000
GC-05_crystal32	6.000	0.135	6.414	1.491	0.001	1.085	0.097	0.557	0.006	0.000	0.002	0.001	3.000
GC-05_crystal32	6.000	0.149	6.496	1.581	0.005	0.987	0.095	0.546	0.005	0.000	0.004	0.002	3.000
GC-05_crystal32	6.000	0.145	6.380	1.556	0.002	1.087	0.109	0.551	0.004	0.000	0.002	0.003	3.000