



UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

***ESTUDIO ARQUEOMÉTRICO DE LA AMAZONITA
DEL SITIO ARQUEOLÓGICO DE TINGAMATO,
MICH., (500-900 d.C) POR MEDIO DE LAS
TÉCNICAS DE ESPECTROMETRÍA INFRARROJO,
RAMAN Y DE MICROSONDA ELECTRÓNICA***

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS
Y
PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA

Q. ALBA AZUCENA BARRIOS RUIZ

ASESOR EXTERNO

DR. JASINTO ROBLES CAMACHO

ASESOR INTERNO

DR. PEDRO CORONA CHÁVEZ

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el fruto de un cúmulo de experiencias así como de una asimilación de conceptos, que sin el apoyo personal y académico de varias personas con las cuales he convivido durante el tiempo transcurrido en este posgrado, no hubiera sido posible.

De forma muy especial quiero agradecer al Dr. Jasinto Robles Camacho por haberme introducido al estudio arqueométrico de la lapidaria prehispánica y por confiarme este proyecto, el cual es solo el principio de un sinfín de retos y metas en esta ciencia tan extensa y recientemente abordada en México, al Dr. Pedro Corona Chávez por haber compartido tantos de sus conocimientos en petrología y geoquímica, así como de gratas experiencias en las prácticas de Geología de campo. De nuevo agradezco a ambos por su paciencia, apoyo en sobremanera y por su gran estímulo a seguir en esta área interdisciplinaria tan fascinante de las Geociencias.

A la Dra. María del Sol Hernández Bernal, por su valioso apoyo académico, paciencia, por su gran interés y entusiasmo en este proyecto y no por demás agradecerle su sincera amistad.

Al Consejo de Arqueología del INAH, autoridades del Centro INAH Michoacán, y especialmente al Dr. José Arturo Oliveros Morales, por la autorización y las facilidades proporcionadas para realizar las mediciones espectroscópicas y por microsonda en piezas arqueológicas del sitio de Tingambato. Esto, amparado con el proyecto: "Arqueomineralogía y arqueomagnetismo en elementos del sitio de Tingambato, Michoacán. Influencia teotihuacana en el occidente mesoamericano (500-850 d.C.)".

Al Dr. Marco Antonio Meneses Nava por su apoyo académico en el área de la espectroscopia Raman y por las facilidades otorgadas para el uso del equipo de la mencionada técnica del Centro de Investigaciones en Óptica (CIO S.A.) en León, Guanajuato.

A el Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal y al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por su apoyo en la revisión y contribuciones a este trabajo.

A la Dra. Margarita Reyes Salas y al Ing. Carlos Linares López por su valiosa ayuda, orientación y disposición en la etapa experimental con el equipo de Microsonda JEOL JXA-8900R, durante mi estancia en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

Al Geól. Paolo Gentile y Geól. Annalisa Tunesi, por el acceso al Microscopio Electrónico de Barrido TESCAN/VEGA TS 5136 XM, a través del proyecto: "Petrología, arqueometría y potencial ornamental de las serpentinitas del centro-sur de México: jadeítas mesoamericanas", financiado por el CONACYT y el Ministero Degli Affari Esteri-Italia.

Al M. C. Neftalí Razo Pérez por su enorme apoyo en todo momento, pero en sobremanera por su invaluable amistad.

A la M. C. Remedios Cisneros por su apoyo en el manejo del equipo de Infrarrojo TENSOR 27 BRUKER del IIM-UMSNH, al igual por su entusiasmo y por compartir su tiempo y experiencia, a la par que construimos una gran amistad.

A la M. C. Analía Sicardi Segarde, por su apoyo en la operación del equipo de espectroscopia Raman del Centro de Investigaciones en Óptica (CIO S. A.) y en la obtención de los espectros de las muestras en estudio.

Al M. C. José Guadalupe Quezada Amezcua y al Dr. Juan Zarate Medina por su calidez humana.

De forma significativa a mi familia por su apoyo incondicional, en especial a mi abuela Ofelia por ser ejemplo de fortaleza y perseverancia y a mi esposo José Antonio por su cariño y comprensión.

Y todas las personas que de alguna forma me apoyaron en la realización de este trabajo y a mis invaluables Amigos con los que me he compartido tan gratas experiencias dentro y fuera de la Universidad.

Febrero 2011

DEDICATORIA

A mi esposo

José Antonio

A mi familia

Alejandra,

Ofelia,

María Fernanda,

María de Lourdes

Febrero 2011

RESUMEN

En este trabajo se demuestra la eficacia de las técnicas espectroscópicas en la caracterización mineral de materiales culturales lapídeos sin alterarlos estéticamente.

De un lote de más de 800 piezas de pendientes y cuentas de roca azul y verde provenientes del sitio arqueológico de Tingambato, Michoacán (500-900 d.C.), se seleccionaron 7 representativas clasificadas como amazonita, para ser exploradas sistemáticamente por espectroscopia infrarroja en su modalidad de reflexión (FT-IR) y de la espectroscopia Raman (RS) con fuente pulsada de luz láser. Los análisis de los espectros obtenidos de exploraciones en diferentes puntos de la superficie de los objetos permitieron descubrir variaciones vibracionales y de polarizabilidad asociadas a estructuras cristalinas de microclina azul (amazonita) ($K_{0.967}$, $Na_{0.029}$, $Pb_{0.002}$) $0.998 [(Al_{0.980}, Fe^{3+}_{0.003}, Ba_{0.001})_{0.984} Si_{3.023} O_{8.00}]$ y albita ($Na_{1.153}$, $K_{0.004}$) $1.157 [(Al_{0.958}, Fe^{2+}_{0.003})_{0.961} Si_{2.882} O_{8.00}]$, e incluso de intercrecimiento de ambas en arreglos pertíuticos y micropertíuticos.

Estas observaciones espectroscópicas a diferente escala se precisaron y reforzaron con mediciones químicas puntuales en microsonda (EDS-WDS). Los resultados indican que además de reconocer que las piezas arqueológicas fueron elaboradas con materia prima de más de un yacimiento, petrogenéticamente están relacionadas con magmas alcalinos tipo-A, asociados a una familia NYF de sub-aluminosa a sub-alcalina, donde se identificaron especies como ferrocromita, galena, complejos de Y, P, Yb y amalgamas.

Estas asociaciones permiten señalar tendencias e incluso identificar hasta este nivel del estudio, rasgos distintivos de la materia prima empleada para elaborar los objetos. Esta información sugiere la probabilidad de que hayan sido más de uno los yacimientos usados como fuente de materia prima.

En un ejercicio comparativo de las respuestas geoquímicas de las piezas arqueológicas con muestras individuales de los yacimientos de Peñoles, Chihuahua (México), Pikes Peak, Colorado (EUA), Ontario (Canadá), se observa que los cristales de amazonita de la localidad de Ontario son más enriquecidos en Fe-total y empobrecidos en Al que los de Peñoles y Pikes Peak. Estos parámetros, además de las observaciones por espectroscopia FT-IR, sugieren que no existe relación de proveniencia probable de la materia prima empleada para elaborar teselas y cuentas de amazonita de Tingambato, con ese yacimiento.

Cada una de las técnicas analíticas aquí aplicadas presenta ventajas y desventajas, por lo que pueden ser complementadas para cubrir deficiencias inherentes a cada una.

Particularmente el uso de la microscopia electrónica o de la microsonda requiere de una preparación previa de la muestra, lo cual puede considerarse un punto en contra de esta técnica. Sin embargo, a su favor se tiene el hecho de poder realizar un reconocimiento previo de las huellas de trabajo y registrarlas como un elemento cultural que aporta sobre la tecnología lapidaria. Asimismo, la superficie pulida – condición necesaria para una buena medición- puede ser usada para registrar el número de inventario de la pieza; esa superficie generalmente no se exhibe en los museos. Posterior a este proceso de registro se tienen condiciones para realizar mediciones microquímicas en superficies de hasta 10 micras de diámetro o menos.

C O N T E N I D O

AGRADECIMIENTOS	
DEDICATORIA	
RESUMEN	
CONTENIDO	
LISTA DE FIGURAS Y TABLAS	
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	
1.1 Importancia de Las Rocas y Minerales Verdes en Mesoamérica	2
1.2 Justificación del Proyecto	4
1.3 Objetivos del Estudio	5
CAPÍTULO 2. MARCO ARQUEOLÓGICO	
2.1 El Occidente Mesoamericano	8
2.2 La tradición funeraria, las Tumbas de Tiro en el Occidente y el uso de las “Piedras Verdes”	12
2.3 La tumbas de tiro en Michoacán. El caso de Tingambato	18
2.4 La lapidaria de la Tumba 1 y la importancia de la amazonita	21
CAPÍTULO 3. PETROGÉNESIS DEL MINERAL AMAZONITA	
3.1 Definición de amazonita y su petrogénesis	27
3.2 Características mineralógicas y geoquímicas de las pegmatitas ricas en amazonita	28
3.3 Mecanismos de formación de las pegmatitas graníticas	30
3.4 Causas de color de la amazonita	32
CAPÍTULO 4. FUNDAMENTOS DE LAS TÉCNICAS ANALÍTICAS APLICADAS	
4.1 Interacción luz - materia	36
4.1.1 Naturaleza de la luz	36

4.1.2 Espectroscopia vibracional	37
4.1.3 Principio teórico de la espectroscopía de infrarrojo	39
4.1.4 Principio teórico de la espectroscopia Raman	42
4.2. Técnica microanalítica puntual, microsonda	46
CAPITULO 5. METODOLOGÍA DE TRABAJO	51
CAPITULO 6. RESULTADOS	
6.1 CARACTERIZACIÓN TIPOLÓGICA Y MINERAL-QUÍMICA DE AMAZONITA CULTURAL DE TINGAMBATO	56
6.1.1 TIPOLOGÍA Y HUELLAS DE TRABAJO, DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA DE LAS PIEZAS ARQUEOLÓGICAS ESTUDIADAS	56
6.1.1.1 Morfología	57
6.1.1.2 Huellas de trabajo (variable tecnológica)	59
6.1.2 ANÁLISIS MINERAL POR ESPECTROSCOPIA	63
6.1.2.1 Espectroscopía infrarroja de reflexión en amazonita cultural	63
6.1.2.2 Espectroscopía Raman en amazonita cultural	70
6.1.3 ANÁLISIS QUÍMICO POR MICROSONDA	79
6.1.3.1 Análisis semi-cuantitativo y cuantitativo	80
6.1.3.2. Microtexturas	82
6.1.3.3. Exsoluciones e inclusiones encontradas en las muestras	92
6.2 CARACTERIZACIÓN MINERAL-QUÍMICA DE AMAZONITA DE LAS LOCALIDADES DE CHIHUAHUA, ONTARIO Y COLORADO	
6.2.1 RESULTADOS ESPECTROSCÓPICOS	97
6.2.1.1 Espectroscopía infrarroja	97
6.2.1.2 Espectroscopía vibracional Raman	107
6.2.2 MICROANÁLISIS POR MICROSONDA ELECTRÓNICA DE AMAZONITAS DE YACIMIENTOS	114
6.2.2.1 Análisis semi-cuantitativo y cuantitativo	114
6.2.2.2 Microtexturas	116
6.2.2.3 Exsoluciones e inclusiones encontradas en las muestras de la localidad de Peñoles, México.	123

CAPITULO 7. DISCUSIÓN	
7.1 Tipología de la amazonita cultural	128
7.2 Espectroscopia Infrarroja de Reflexión (FT-IR)	129
7.3 Espectroscopia Raman	132
7.4 Composición química de las amazonitas	137
CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES	141
REFERENCIAS CITADAS	146

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de la localización del núcleo cultural del Occidente de México. Tomado de Cabrero-García, 1994.	11
Figura 2. Representación esquemática de tumbas de tiro. I. Forma de “botella”, El Limón, Nayarit; II. Vista en corte de dos tumbas de tiro interconectadas, con tiros laterales y uno central, Cañada del Río Bolaños, Zacatecas; III. Tumbas típicas de Sudamérica, (a) de “botella” de Ecuador y sur de Colombia, (b) sur de Colombia (Cabrero-García, 1994).	13
Figura 3. Personaje portando ofrenda de caracoles. Tumba de tiro de Huitzilapa, Jalisco. López Mestas C., Lorenza. <i>Costumbres funerarias en el centro de Jalisco</i> (pp. 250-259) Tradiciones Arqueológicas. El Colegio de Michoacán 2004.	14
Figura 4a. Tumba ahuecada con acceso por escalera. Corte lateral y superior. En El Opeño. (Oliveros Morales, Hacedores de Tumbas en El Opeño, Jacona, Michoacán, 2004).	14
Figura 4b. Tipos de tumbas ahuecadas con acceso de tiro.	15
Figura 5. Maqueta de barro que ilustra el juego de pelota con la cadera. Nayarit 300 a.C. a 200 d.C. (Oliveros-Morales y Scheffler, 2004).	16
Figura 6. Vista aérea de la zona arqueológica deTingambato, Michoacán. Fotografía: Efraín Cárdenas.	18
Figura 7. Plano del sitio Tingambato realizado por Kuniaki Oi, 1979 (Lagunas Rodríguez, 1987).	20
Figura 8. Fotografía de la entrada a Tumba 1, Tingambato. En esta todavía se	23

encontraban las lajas intactas. (Kuniaki Oi, 1979). Figura 9. Parte de la ofrenda colocada hacia la esquina sureste de la tumba, junto con huesos aislados (Oi, 1979).	23
Figura 10. Fotografía del Sartal 443 en el que predominan las plaquetas de amazonita sobre caolinita y jadeíta. Colección de la Tumba No. 1, Tingambato (Proporcionada por el Dr. Jasinto Robles Camacho)	24
Figura 11. Esquema que representa la paragénesis, emplazamiento de magma para dar lugar a pegmatitas. http://imnh.isu.edu/digitalatlas/geog/mining/deposits.htm http://www.spiriferminerals.com/26,VII-VIII-2008---Madagascar.html	31
Figura 12. Espectro electromagnético. Referencia tomada de: http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagnético	37
Figura 13. Modos vibracionales en espectroscopía de infrarrojo. Modificado de: http://www.ptli.com.testlopedia.tests.FTIR-E168and1252-more.asp	40
Figura 14. Representación esquemática del espectrómetro de Infrarrojo. Referencia electrónica: http://www.lcvn.univmontp2.fr/instrumentation/Presentation_Appareils/Instruments/Infrared_Spectro/IR_Spectro_BrukerIFS66V_S.html	42
Figura 15. Representación esquemática de un enlace no polarizado (A) y polarizado (B). En este último se observa la deformación de la nube electrónica y la dirección del vector de momento dipolar. Tomado de la referencia electrónica: http://cabieta.uchile.cl/libros/r_acevedo/parte21/	43
Figura 16. Partes de una señal Raman generada durante la excitación de un enlace químico, al hacer incidir un haz láser. Infrared And Raman Spectra Of Inorganic And Coordination Compounds Part A: Theory And Applications In Inorganic Chemistry. Kazuo Nakamoto. 5ta. Edicion. John Wiley & Sons, Inc. 1997 USA.	45
Figura 17. Arreglo del Sistema de Espectroscopía Raman instalado en el Centro de Investigaciones en Optica, A. C., Grupo de Propiedades Ópticas de la Materia (Proporcinado por Meneses-Nava, 2010).	47
Figura 18. Esquema de los componentes principales del equipo de microsonda electrónica (Modificado de Krischner, 1987).	50
Figura 19. Imagen y numeración asignada de las plaquetas del collar 443 encontrado en la Tumba 1 de Tingambato, Michoacán.	56
Figura 20. Representación de los contornos de las teselas en estudio.	58
Figura 21. Representación modal de la morfo-tipología pretendida por los lapidarios que labraron las piezas en estudio.	59
Figura 22. Representación del sistema cristalino triclinico, el cual posee ángulos interiores diferentes a 90° $\alpha=90.6^\circ$ $\beta=115.9^\circ$ $\gamma=87.7^\circ$ y ejes diferentes entre sí $a\neq b\neq c$.	59
Figura 23. Fotomicrografía de la superficie de la tesela 1-443 tomada con el microscópio mineragráfico a un aumento de 5x y con luz polarizada (nicoses cruzados). Además se aprecia la zona de mayor desbaste siendo ésta el borde de la	61

pieza. Leyenda, HT: huellas de trabajo.	
Figura 24. Fotomicrografía de la superficie de la tesela 27-443, microscópio mineragráfico a un aumento de 5x y con luz polarizada (nicoses cruzados). Leyenda, HT: huellas de trabajo, PT: pertita.	61
Figura 25. Imagen en escala de grises de la fotomicrografía a 5x perteneciente a la muestra 1-443, las líneas de color muestran los trazos de las huellas de uso y el clivaje.	62
Figura 26. Imagen en escala de grises de la fotomicrografía a 5x perteneciente a la muestra 27-443, las líneas de color muestran los trazos de las huellas de uso y el clivaje.	62
Figura 25. Espectrograma de las muestras de amazonita cultural del sitio Tingambato en el intervalo de 400 cm^{-1} a 4000 cm^{-1} . En este se incluyen los espectros de las zonas verdes y blanquecinas de cada una de las piezas.	66
Figuras 26 y 27. Espectrogramas correspondientes a microclina y albita, tomados de la base de datos RRUFF. http://rruff.info/	67
Figura 28. Espectrograma ampliado de las muestras de amazonita cultural serie 443 del sitio Tingambato en el intervalo de 400 cm^{-1} a 1500 cm^{-1} . El intervalo de interés es de 400 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} .	68
Figura 29. Espectrogramas Raman de la muestra 3 de la serie 443. En la figura superior se presenta el espectro de la microclina y en la inferior el correspondiente a la albita. La línea azul pertenece al estándar de cada uno de los minerales, el sombreado en gris representa las señales de las muestras en cuestión	74
Figura 30. Espectrogramas Raman de la muestra 27 de la serie 443. En la figura superior se presenta el espectro de la microclina y en la inferior el correspondiente a la albita. La línea azul pertenece al estándar de cada uno de los minerales, el sombreado en gris representa la señal de las muestras en cuestión.	75
Figura 31. Se presentan a manera de comparación los espectros Raman obtenidos de las mediciones en las zonas azul-verde de las muestras 7, 100 de la serie 443. Las líneas azules representan al estándar del mineral de microclina, mientras que el espectro sombreado pertenece a la muestra.	76
Figura 32. Comparación de los espectros Raman obtenidos de las mediciones en las zonas azul-verde de las muestras 189, 220 de la serie 443. Las líneas azules representan al estándar del mineral de microclina, mientras que el espectro sombreado pertenece a la muestra.	77
Figura 33. Espectro Raman de la galena, tomado de la base de datos RRUFF. http://rruff.info/	78
Figura 34. Fotomicrografías de la pieza arqueológica 1-443, donde se muestran la textura pertítica, la composición química de las especies dominantes y algunas inclusiones minerales.	86
Figura 35. Fotomicrografías de la pieza arqueológica 3-443, donde se muestran la textura pertítica, la composición química de las especies dominantes y exsoluciones	87

minerales con gran presencia de Pb.	
Figura 36. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 27-443, donde se muestra la textura pertítica y la composición de las soluciones sólidas de K-Felds y P, con las fases descritas en el texto.	89
Figura 37. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 217-443, donde se muestra la textura pertítica con cristales alargados de plagioclasa y relictos de fenocristales de albita, correspondientes a una primera generación pertítica durante el emplazamiento de la pegmatita.	90
Figura 38. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 220-443, donde se observa la textura pertítica y se indica la composición de la matriz y de las pertitas.	94
Figura 39. Imágenes de las exsoluciones e inclusiones encontradas en piezas de amazonita cultural de la serie 443: A y B) corresponden a la tesela 3, C y D) cavidad miarolítica y su ampliación encontrada en la pieza número 7, E) inclusión encontrada en la tesela 27, F) exsoluciones con Pb entre espacios interfaciales de Mc y Ab, G y H) inclusiones de elementos de tierras raras encontradas en la pieza 220.	96
Figura 40. Imagen que integra los espectros de infrarrojo correspondientes a microclina (Mc) y albita (Ab) de muestras provenientes del yacimiento de Peñoles, Chihuahua, México.	99
Figura 41. Ampliación de los espectros de infrarrojo en el intervalo 400 cm^{-1} a 1500 cm^{-1} de las muestras de México.	100
Figura 42. Espectrogramas de infrarrojo medio de mediciones realizadas en la muestras de Ontario, Canadá.	102
Figura 43. Ampliación del infrarrojo medio en el intervalo $500\text{-}1500\text{ cm}^{-1}$ de los espectros de la muestra procedente de Canadá.	103
Figura 44. Espectrograma de la muestra procedente de Pikes Peak, Estados Unidos. Se ilustran las respuestas de la relación pertítica de microclina-albita.	105
Figura 45. Detalle del intervalo $500\text{-}1500\text{ cm}^{-1}$ del espectro de dos zonas medidas en la muestra procedente de los Estados Unidos de Norteamérica.	106
Figura 46. Espectrogramas Raman de la muestra de pertita amazónica de Chihuahua: (A) zona verde, (B) zona de exsoluciones de apariencia verde claro, (C) zona color blanco.	111
Figura 47. Espectrogramas Raman obtenidos para la muestra de amazonita procedente de Canadá. (A) zona verde (microclina) y (B) corresponde a la zona blanca del mineral.	112
Figura 48. Espectrogramas Raman obtenidos para la muestra de amazonita procedente de Pikes Peak, Estados Unidos. (A) corresponde a la zona verde (microclina) y (B) a parte blanca de la pertita. Las líneas en azul representan al estándar de microclina y la roja a la de la albita. Se incluye ésta última en el espectrograma debido al comportamiento vibracional-polarizado que refleja la zona en estudio.	113

Figura 49. Fotomicrografías de la sección pulida perteneciente a la muestra de la localidad de Peñoles, Chih., México ³ , donde se muestran la textura pertítica, la composición química de las especies dominantes y algunas de las exsoluciones de Pb, Mn y elementos de tierras raras.	117
Figura 50. Fotomicrografías de la sección pulida 2 perteneciente a la muestra de la localidad de Peñoles, Chih., México, también se señalan las composiciones de las fases minerales dominantes y exsoluciones de Pb, Mn.	118
Figura 51. Fotomicrografías de la sección pulida perteneciente a la muestra del yacimiento de Ontario, Canadá. Se señalan las composiciones de los feldespatos involucrados e inclusión de galena identificada por EDS.	121
Figura 52. Fotomicrografías de la sección pulida de Pikes Peak, USA. Se muestran en recuadros exsoluciones predominantes de Ba.	122
Figura 53. Fotomicrografía panorámica de inclusiones con compuestos de elementos de gran radio iónico tales como PbS y óxidos de elementos de tierras raras contenidos en la muestra de Peñoles, México con sus respectivas ampliaciones.	124
Figura 54. Síntesis de los espectros infrarrojo (FT-IR). Comparación de la respuesta FT-IR entre el dominio de amazonita cultural de Tingambato (campo gris) y muestras de yacimientos: México (MEX; verde), Estados Unidos de Norteamérica (EUA; azul), Canadá (CAN; rojo).	131
Figura 55. Gráfica de los valores de posición de picos Raman principales registrados en piezas arqueológicas de Tingambato y muestras de yacimiento. La numeración y clave corresponden a la misma indicada en la Tabla 11 y subsecuentes.	135
Figura 56. Diagrama binario de integración de valores Raman I _a y composición ideal para especies clasificadas como microclina y albita en piezas arqueológicas de Tingambato y de muestras de yacimientos de pegmatitas en Norteamérica.	136
Figura 57. Diagrama triangular (A) donde se grafican los datos de las mediciones por microsonda en objetos culturales y muestras de yacimientos. Variaciones químicas de las mismas muestras en la relación binaria albita-Ortoclasa (B).	138
Figura 58. Diagramas binarios de relación Fe _{total} vs. Al (A) y de la correlación Or vs. Si, Pb (B).	139

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Esquema cronológico del Occidente de México, propuesto a partir de Weigand (1996), Kelly (1980), Mountjoy (1982), Pollard (1993) y Parsons (1996), (en Williams, 2004).	9
Tabla 2. Sistema de clasificación geológica, paragenética y geoquímica de las pegmatitas graníticas (Según Černý y Ercit, 2005).	29

Tabla 3. Sistema de clasificación petrogenética de pegmatitas graníticas de origen plutónico (Según Černý y Ercit, 2005).	30
Tabla 4. Comparación de los tamaños de grano de tres tipos de sedimentos y los abrasivos utilizados en cada etapa de desbaste y pulido de las plaquetas de piezas arqueológicas.	63
Tabla 5. Resultados de la composición química de microclina y albita de las muestras arqueológicas por EDS.	80
Tabla 6. Ejemplo para la muestra 1 para la obtención de su fórmula cristaloquímica.	81
Tabla 7. Resultados por WDS de la composición química de microclina, albita y zonas de exsolución de las muestras arqueológicas.	83
Tabla 8. Resultados por EDS de la composición química de exsoluciones e inclusiones analizados en las muestras arqueológicas.	95
Tabla 9. Resultados de la composición química de microclina y albita de las muestras procedentes de las localidades en estudio por EDS	115
Tabla 10. Resultados del análisis por EDS de la composición química porcentual de exsoluciones e inclusiones identificadas en la muestras procedentes de los yacimientos de Peñoles, Chih., México, y Pikes Peak, USA.	125
Tabla 11. Valores de los picos principales de las regiones I, II y III medidos en piezas arqueológicas de Tingambato (1-8) y muestras de yacimientos de México (9-10), EUA (11-12) y Canadá (13).	134
Tabla 12. Valores porcentuales de composición ideal (An-Ab-Or) determinados a partir de mediciones químicas puntuales por EDS y WDS en puntos específicos de piezas arqueológicas de Tingambato (1-8) y de muestras de yacimientos de Norteamérica (9-13); indicados en la tabla anterior.	135

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Importancia de las Rocas y Minerales Verdes en Mesoamérica

Desde las primeras investigaciones arqueológicas sobre las culturas mesoamericanas, los hallazgos de las denominadas “piedras verdes” han atraído la atención de los estudiosos, además de la diversidad y belleza estética de materiales como cerámica, lítica, textiles, madera, orfebrería. Estos materiales en especímenes mejor preservados han sido encontrados principalmente en entierros o tumbas, asociados a contextos religioso-jerárquicos.

En el caso de la lapidaria, se trata generalmente de materiales en su mayoría resistentes al intemperismo, por lo que es posible reconocer en ellos aún, la tecnología de manufactura que se llevó a durante la confección de los objetos. Sin embargo, en particular reflejan las preferencias, modas y relativas abundancias regionales de materiales líticos y en algunos casos hasta de redes complejas de comercio y/o reutilización de materiales durante siglos. La manufactura de piezas arqueológicas mesoamericanas con “piedras verdes” abarca un gran espectro de formas, las cuales varían desde figuras zoomorfas, antropomorfas, cuentas cilíndricas, redondas, trapezoidales, plaquetas con las que se creaban mosaicos, sartaes, pendientes, hachas, atlátl, entre otros.

La nomenclatura y uso del término “piedras verdes” ha evolucionado en función del mejor conocimiento de los componentes minerales de los objetos culturales, lo cual también abre el prisma de posibilidades sobre las fuentes geológicas probables de la materia prima usada para estos fines. El primer documento que discrimina entre la naturaleza de los diversos componentes utilizados en la época prehispánica en México es el de Fray Bernardino de Sahagún (Sahagún, 1999), quien castellaniza los vocablos usados por los nativos para discernir entre rocas y minerales verdes de diferentes “calidades”, por ejemplo: Chalchihuites, Quetzalitztl, Tlilayote, Xihuítl, Teoxíhuítl, Xoxouhquitecpatl, etc. En su obra, Sahagún (1999) denomina a algunas “piedras verdes” como Chalchihuites, haciendo referencia a la esmeralda (jade), como Teoxíhuítl a la turquesa y Xihuítl a la turquesa baja, interpretada como amazonita (Foshag, 1955; Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2004; Sánchez-Hernández y

Robles-Camacho, 2010). Sahagún (*op. cit.*), describe en su obra a la actividad lapidaria como una especialidad en la que participaban artesanos conocedores de las materias primas y de su manipulación, así como de su proveniencia. Muchas de las materias primas no estaban al alcance inmediato de los artesanos, por lo que necesariamente se involucró el establecimiento de rutas de comercio donde circularon no sólo la materia prima, sino preformas u objetos de acabados finos; ya sea por trueque o como pago de tributos, trofeos de guerra, dotes y otros.

Hasta la década de los 1920, en México, cualquier “piedra verde” encontrada en sitios arqueológicos se catalogaba como turquesa y en algunos otros casos como jade, tal como ocurrió con la máscara de mosaicos de roca azul-verde de Malinaltepec, Guerrero. En un principio se consideró al hallazgo como una obra falsa, según José M. Arreola director en ese momento del Museo de Arqueología, Historia y Etnología. Sin embargo y gracias a una comisión de especialistas se descartó que fuera una falsificación, e inclusive en el mismo dictamen se mencionó que la lapidaria decorativa no era turquesa como originalmente se afirmaba, sino que la mayoría de las teselas correspondían en composición al mineral de microclina (feldespato potásico; F-K) de color azul-verde (variedad amazonita), así como también se mencionó que sólo pocas plaquetas correspondían a especies de jadeíta o nefrita (MNAHE, 1922). En un trabajo reciente se realizaron precisiones mineralógicas en el mismo objeto, que confirmaron la presencia de algunas especies y corrigieron otras a partir de caracterizaciones con tecnología actual (Sánchez-Hernández y Robles-Camacho 2010).

Este tipo de caracterizaciones además de precisar sobre la composición mineralógica de los materiales arqueológicos, permitiría proponer con mayores probabilidades de acierto las fuentes o yacimientos de la materia prima; además sería posible contar con el punto de partida de los materiales y su estadía final, como guías en la proposición de las redes precolombinas de comercio en épocas determinadas. Cabe resaltar que es conveniente referirse a un mineral o roca verde en su contexto arqueológico mesoamericano como “cultural”, tal como ha sido propuesto en algunos casos para el “jade social” o “jade cultural” (Lange, 1993), con lo cual se pondera su uso ritual, religioso o jerárquico y no solo su naturaleza química o geológica, considerando

además que existe una gran variedad de las denominadas “piedras verdes”, con minerales que abarcan coloraciones desde el verde-azul hasta el gris verdoso (malaquita, serpentinas, aegirina, glaucofana, tremolita, actinolita, jadeíta, prehnita, berilo, turquesa, amazonita; Foshag, 1957).

La amazonita es el mineral de interés en el presente trabajo, debido a su abundante presencia en la zona nuclear prehispánica del Occidente de México. Algunos ejemplos considerables, son las piezas encontradas en los sitios arqueológicos de La Higuerita (Sánchez-Hernández y Robles-Camacho, 2005), Malinaltepec en Guerrero (Sánchez-Hernández y Robles-Camacho, 2002; Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2010), Zona de Cuitzeo (Robles-Camacho, 2007), La Ruana, Nueva Italia, zona de la Tierra Caliente michoacana, Tingambato (Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2010) y Tzintzuntzan, así como Tingambato que es el sitio interés en este trabajo, debido a la presencia abundante de la amazonita cultural hallada en la ofrenda de la Tumba 1. Las evidencias arqueológicas indican que el comercio o circulación de amazonita en el lugar se ubican en una temporalidad probable de entre 500-900 d.C., como es interpretado del trabajo de Piña-Chan y. Oí (1982).

1.2 Justificación del Proyecto

El presente proyecto de investigación ha sido propuesto con base en la importancia del papel social-cultural que jugó el mineral amazonita en Mesoamérica y particularmente en el sitio de Tingambato, como un referente de las sociedades occidentales de esta área cultural. Es importante decir además que este sitio representa una estadía temporal que abarca desde el periodo Clásico medio al Clásico tardío (500-900 d.C.), intervalo de tiempo que cuenta con poca información arqueológica y de los materiales lapídeos utilizados.

La amazonita cultural (pendientes, plaquetas, cuentas) de contexto mesoamericano ha sido recientemente revalorada por su mayor distribución y uso entre las sociedades contemporáneas. Por esta razón es necesario contar con una caracterización química y mineralógica de este tipo de materiales, toda vez que se trata de asociaciones complejas que pueden consistir de varios minerales co-genéticos o inclusiones con

una base de microclina amazonítica, como se describe en el siguiente capítulo. La utilidad de esta información impacta a dos niveles: 1) el de caracterización mineral y química; para tener certidumbre del tipo de minerales usados en la Mesoamérica, 2) para intentar determinar fuentes probables de la materia prima; para establecer al menos los puntos inicial y final de un proceso de comercio para un material específico.

Para aportar información relevante en ambos niveles es necesario realizar caracterizaciones de precisión, por lo que se requiere de análisis minerales y químicos confiables e idealmente “no destructivos”. Para cumplir con estas condiciones se ha propuesto en este trabajo la implementación de técnicas espectroscópicas como la de infrarrojo con la modalidad de reflexión (FT-IR) y la espectroscopia Raman (RS), así como microanálisis químicos puntuales por microsonda (EDS-WDS).

1.3 Objetivos del Estudio

Se plantean como objetivos en el presente estudio:

- 1) La implementación de técnicas arqueométricas No destructivas (espectroscópicas) para la caracterización mineral de plaquetas de amazonita cultural. Identificar especies y variaciones estructurales.
- 2) Determinar por microsonda las variaciones de la composición química puntal de las piezas, tanto de los componentes principales como de inclusiones minerales en la amazonita cultural de Tingambato.
- 3) Realizar pruebas similares en muestras de amazonita de diversos yacimientos a escala regional (Estados Unidos de Norteamérica, Canadá, México) y proponer con base en tendencias minerales-geoquímicas, semejanzas entre las amazonitas culturales y de yacimientos, como probable fuente de materia prima.

CAPÍTULO 2

MARCO ARQUEOLÓGICO

2.1 El Occidente Mesoamericano

La zona cultural conocida como “El Occidente de México”, denominada así por Paul Kirchhoff (Cárdenas, 2004). Comprende a los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, parte de Zacatecas, Durango, Guerrero y Michoacán; es prácticamente la región comprendida entre los ríos Fuerte y Balsas. Es una de las regiones de mayor diversidad cultural en Mesoamérica (Williams, 1994; Williams, 2004), en cuanto muestra diversas expresiones artísticas, una riqueza cultural propia que permite individualizar una zona nuclear cultural (Williams, 2004). Algunos sitios arqueológicos de importancia son Chupícuaro, Guanajuato, Capacha en Colima, Teuchitlán, Tomatlán, Atemajac en Jalisco, Bolaños en Zacatecas, Amapa en Sinaloa, El Opeño, Tres Cerritos, Zacapu, Loma Alta, Tzintzuntzan, Tinganio (Tingambato) en Michoacán, a los que se les considera sub-áreas culturales: (Figura 1; Cabrero-García, 1994).

La zona del Occidente de México cuenta con sub-áreas culturales desarrolladas en diferentes temporalidades y con evidencia de un aumento progresivo en el intercambio cultural y comercial entre las culturas del centro y noroeste del país, así como con el suroeste; en especial con la cultura Olmeca en épocas tempranas y del suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica. Incluso existen algunas hipótesis que señalan el intercambio cultural con América del Sur en su región noroeste (Williams, 2004). Esto último se ha considerado, por ejemplo, por la presencia de cerámica del complejo Capacha de Colima (Periodo Formativo 1200-300 a.C), la cual presenta elementos de influencia de la cultura Machalilla de Ecuador (Tabla 1).

Es importante mencionar que la zona occidental del país cuenta con una gran biodiversidad, además de un mosaico amplio y diverso de ambientes fisiográficos (parte de la Mesa Central, del Cinturón Volcánico Transmexicano, de la Mesa del Norte, de la Sierra Madre Occidental y de las Tierras Bajas del Pacífico). Estas condiciones favorecieron los asentamientos de sociedades bien articuladas que aprovecharon los recursos naturales y desarrollaron redes de intercambio comercial, a pesar de que en épocas tempranas las barreras geográficas fueron trascendentales,

este hecho no limitó la autosuficiencia de cada una de éstas sub-áreas culturales ni el intercambio comercial, de modo que se contaba con una importante variabilidad de productos en el Occidente Mexicano (Cabrero-García, 1994).

Tabla 1. Esquema cronológico del Occidente de México, propuesto a partir de Weigand (1996), Kelly (1980), Mountjoy (1982), Pollard (1993) y Parsons (1996), (en Williams, 2004).

PERIODO	JALISCO (Weigand)	COLIMA (Kelly)	NAYARIT (Mountjoy)	MICHOACAN (Pollard)	CUENCA DE MEXICO (Pearsons)
Arcaico (7000 a.C.-2000 a.C.)			Matanchén		
Formativo Temprano (1500-900 a.C.)	El Opeño	Capacha		El Opeño Capacha	Ixtapaluca
Formativo Medio (900-300 a.C.)	San Felipe		San Blas		El Arbolillo
Formativo Tardío (300 a.C.- 200 d.C.)	El Arenal		Ixtlán Temprano	Chupícuaro	Ticomán Patlachique
Clásico Temprano (200-400 d.C.)	Ahualulco		Amapa- Los Cocos	Loma Alta	Tzacualli
Clásico Medio (400-700 d.C.)	Teuchitlán I	Comala Colima		Jarácuaro	Miccaotli Tlamimilolpa
Clásico Tardío / Epiclásico (700-900 d.C.)	Teuchitlán II	Armería	Cerritos- Aztatlán	Tingambato	Xolalpan Metepec Coyotlatelco
Postclásico Temprano (900-1200 d.C.)	Santa Cruz de Bárceñas	Chanal	Ixcuintla	Palacio Urichu	Mazapan
Postclásico Tardío (1200-1521 d.C.)	Etzatlán	Periquillo	Santiago- Santa Cruz	Milpillas Protohistórico o Tarasco (1450- 1521)	Aztec I-II Aztec III

Es así como esta región, aunque ha sido poco estudiada, ha dejado entrever el alto potencial organizativo de los grupos sociales que la habitaron y representa además una oportunidad para conocer el auge en las relaciones de diversas aldeas o núcleos culturales e incluso de civilizaciones constituidas posteriormente (Williams, 2004).

Se ha considerado que el Occidente evolucionó culturalmente de forma independiente en relación con el resto de Mesoamérica. Un ejemplo es el sitio de Capacha¹ en Colima

¹ El complejo arqueológico de Capacha, Colima es considerado como contemporáneo al de El Opeño con el que también pudo relacionarse. Se considera como el horizonte más antiguo de la región Colima-Jalisco-Nayarit y

(ca.1450 a.C.), el cual se considera uno de los complejos más antiguos en esta zona nuclear, donde a pesar de las barreras fisiográficas el intercambio cultural estuvo presente. Otro ejemplo es el complejo de El Opeño (1500-1000 a.C.; Oliveros-Morales, 2004 y Cabrero-García 1994) en Michoacán, en el cual se han encontrado los vestigios más antiguos de la arquitectura funeraria de las tumbas de tiro².

Es de llamar la atención que incluso se han encontrado materiales de los complejos Capacha y El Opeño en la costa de Michoacán, en la Cuenca del río Tomatlán y en el área de Teuchitlán-Etztatlán, ambas en Jalisco. Otras sub-áreas culturales como la de Bolaños, en Zacatecas, muestran nexos con la cultura Chalchihuites³, lo cual generó una interrelación entre el Occidente y Centro-norte de México (Cabrero-García, 1994).

Durante el Formativo o Preclásico tardío el contacto cultural entre el Occidente y el Centro de México pudo haberse incrementado, puesto que la tradición Chupícuaro (Guanajuato) influenció gran parte del centro y centro-norte de México desde la temporalidad del 500 a 0 a. C., sin embargo, durante el Clásico temprano la influencia teotihuacana se extendió en gran parte de Mesoamérica y llegó también al Occidente. Una evidencia de esto es la cerámica tipo Anaranjado Delgado encontrada en diversas partes de Colima, Cuenca de Cuitzeo, Tierra Caliente de Michoacán y Guerrero (Williams, 2004; Filini, 2004).

cuenta entre sus formas características de cerámica, con las vasijas de boca de estribo, que sugieren afinidad con las piezas similares encontradas en contextos del Formativo, tanto en México como en la zona andina. La cerámica de tradición Capacha se ha encontrado distribuida en los estados de Jalisco, Nayarit, Sinaloa, Michoacán y Guerrero. Williams, 1994. *El Occidente de México una perspectiva arqueológica*. En E. Williams y R. Novella (Eds.), *Arqueología del Occidente de México, nuevas aportaciones* (pp. 11-59). México: El Colegio de México.

² Ma. Teresa Cabrero García hace referencia, que Corona Nuñez denota a las tumbas de tiro en forma de "botella" de tiro lateral encontradas en Nayarit, como las más antiguas y primitivas que evolucionaron a las de tiro lateral con escalera, encontradas en el Opeño. Cabrero García, M. T. 1994. *Las costumbres funerarias de la Cultura Bolaños y su relación con la tradición de tumbas de tiro del Occidente de México*. En E. Williams y R. Novella (Eds.), *Arqueología del Occidente de México, nuevas aportaciones* (pp. 61-92). México: El Colegio de Michoacán.

³ Ma. Teresa Cabrero García hace referencia, que Corona Nuñez denota a las tumbas de tiro en forma de "botella" de tiro lateral encontradas en Nayarit, como las más antiguas y primitivas que evolucionaron a las de tiro lateral con escalera, encontradas en el Opeño. Cabrero García, M. T. 1994. *Las costumbres funerarias de la Cultura Bolaños y su relación con la tradición de tumbas de tiro del Occidente de México*. En E. Williams y R. Novella (Eds.), *Arqueología del Occidente de México, nuevas aportaciones* (pp. 61-92). México: El Colegio de Michoacán.

Por otro lado, en Tingambato (Michoacán) también se han encontrado evidencias de la influencia de la cultura teotihuacana; elementos arquitectónicos del tipo “talud-tablero” se encuentran presentes en la arquitectura del sitio, lo que implica que se dieron nexos muy estrechos entre el Occidente y Centro de México en temporalidades tardías (Piña- Chan y Oí, 1982; Williams, 1994; Oliveros-Morales y Scheffler, 2004). De esta forma, el intercambio cultural y económico entre el Occidente, centro-norte y centro de México se intensificó durante el Clásico-Postclásico, particularmente con el comercio de cerámica y materia prima para objetos de prestigio, principalmente “piedras verdes”, obsidiana, plumas, metales y pigmentos entre otros.

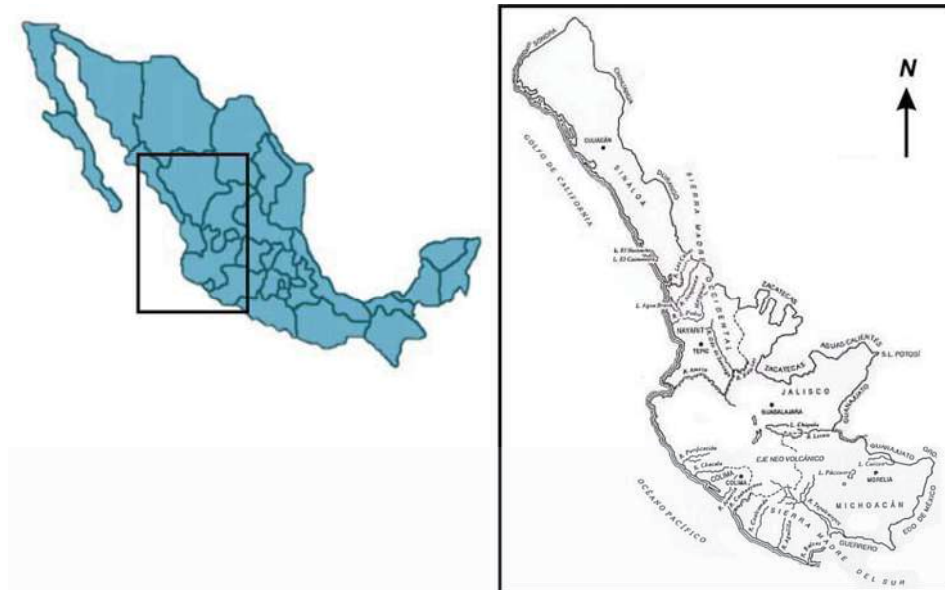


Figura 1. Mapa de la localización del núcleo cultural del Occidente de México. Tomado de Cabrero-García, 1994

Asimismo, se ha propuesto la posibilidad de intercambios culturales y económicos con pueblos del norte de Sudamérica y Centroamérica, debido a que se han hallado tumbas de tiro con contenidos cerámicos y rasgos decorativos similares en países como, Colombia, Panamá, Ecuador, Perú en una temporalidad de 200 a.C. a 500 d. C. Algunos ejemplos son: 1) los reportes de tumbas de tiro con forma de botella y de una cámara con tiro lateral en la zona de Veraguas, Panamá (Período III: 300 a.C. a 300

d.C., aunque otros autores proponen temporalidades de 200 a 900 d.C.). En Colombia se hallan tumbas de tiro en Tierra dentro, Nariño, Cauca y Quimbaya, de una o dos cámaras de planta oval con tiro lateral, de cámaras ovales de techo abovedado, tiros cuadrangulares y circulares con cámaras de plantas ovales, cuadradas o circulares de techos abovedados. Esta costumbre funeraria se presentó en el Período III de 1000 a.C. y 500 d.C., hasta el Período IV de 500 a 1000 d.C. (Figura 2; Cabrero-García, 1994).

Por otro lado, algunos de los detalles de la cerámica que presentan relación con el Occidente Mesoamericano, en particular con la cultura de Bolaños, son los casos de la cerámica hallada en tumbas de tiro de Colombia, Ecuador y Panamá. Elementos de diseño como la base anular y el asa de estribo en vasijas encontradas en Perú, son similares a las de Capacha, Colima. Decorados como el negativo iridiscente, impresión de uñas, bícromas rojo sobre crema y rojo sobre blanco se han encontrado en Ecuador y Colombia, y se asemejan a los estilos de Bolaños e incluso a los de Zacatenco y Ticomán en el Valle de México (Cabrero-García, 1994; Oliveros-Morales, 2004).

2.2 La tradición funeraria, las Tumbas de Tiro en el Occidente y el uso de las “Piedras Verdes”

En el Occidente de México los ritos y ceremonias funerarios aparentemente tuvieron de mayor importancia que aquellas destinadas a las propias deidades (Cabrero-García, 1994). La ideología presente es en torno al espacio de la muerte misma y su relación de los muertos con ésta, es en sí la expresión del culto a los muertos (Oliveros-Morales, 2004).

Esta costumbre funeraria presenta varios elementos e indicadores cronológicos y sociales (élites), tales como la arquitectura de las tumbas de tiro, además de las ofrendas especiales por su alto contenido en objetos de prestigio (sellos, “piedras verdes”, maquetas, puntas de obsidiana), así como otros elementos como las figurillas huecas de cerámica, vasijas de barro, cajetes, tecomates, ollas de decoración rojo sobre crema, al negativo, impresión de uñas; conchas y caracoles del Pacífico (algunos trabajados en cuentas) (Figura 3; Galván-Villegas, 1991; Cabrero-García, 1994).

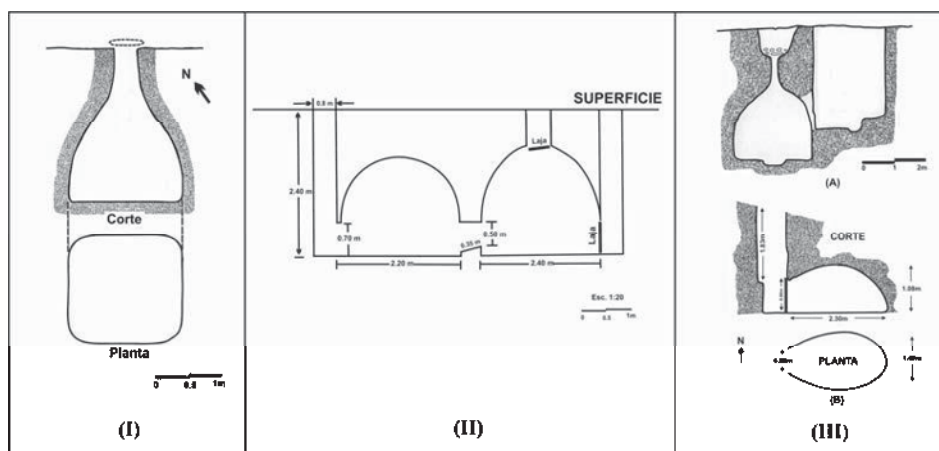


Figura 2. Representación esquemática de tumbas de tiro. I. Forma de “botella”, El Limón, Nayarit; II. Vista en corte de dos tumbas de tiro interconectadas, con tiros laterales y uno central, Cañada del Río Bolaños, Zacatecas; III. Tumbas típicas de Sudamérica, (a) de “botella” de Ecuador y sur de Colombia, (b) sur de Colombia (Cabrero-García, 1994).

Hasta el momento se ha señalado que las tumbas de tiro son el elemento arquitectónico representativo de las culturas del Occidente mesoamericano. Su manufactura se encontró predominante en la etapa del Formativo⁴, en las sub-áreas de Capacha, Teuchitlán, Hiutzilapa, Atemajac, Bolaños y El Opeño.

Sin embargo, su construcción siguió vigente hasta temporalidades del Clásico o incluso Postclásico, como puede ser el caso de Tingambato y hasta desaparecer en el siglo V de nuestra era; mientras los centros urbanos del Clásico como Teotihuacán y Monte Albán entre otros, alcanzaron su cenit, el desarrollo de los complejos de tumbas de tiro llegó a su fin. Esto coincidió con la predominante extensión teotihuacana, que se convirtió en el poder político y económico principal en el Clásico temprano, sin desatender las relaciones entre los demás núcleos culturales de la Mesoamérica incluido el Occidente (Von Winning, 1996).

Particularmente Oliveros-Morales (2004), clasifica a las tumbas de tiro en función de sus elementos de construcción señalándolos como atributos (Figura 4a) e incluso Galván-

⁴ Según Oliveros-Morales (2004), el máximo desarrollo de las tumbas de tiro fue entre los 200 a.C. a 200 d. C. *Hacedores de Tumbas en El Opeño, Jacona, Michoacán. México: El Colegio de Michoacán.*



Figura 3. Personaje portando ofrenda de caracoles. Tumba de tiro de Huitzilapa, Jalisco. López Mestas C., Lorenza. *Costumbres funerarias en el centro de Jalisco* (pp. 250-259) Tradiciones Arqueológicas. El Colegio de Michoacán 2004.

Villegas (1991) propone la zonificación de los materiales u objetos de las ofrendas dentro de la tumba. Es importante reconocer que la construcción de las tumbas tuvo variaciones en su diseño durante su evolución. Por ejemplo, El Opeño, Michoacán se ubica en la temporalidad del Preclásico medio y tiene los siguientes atributos:

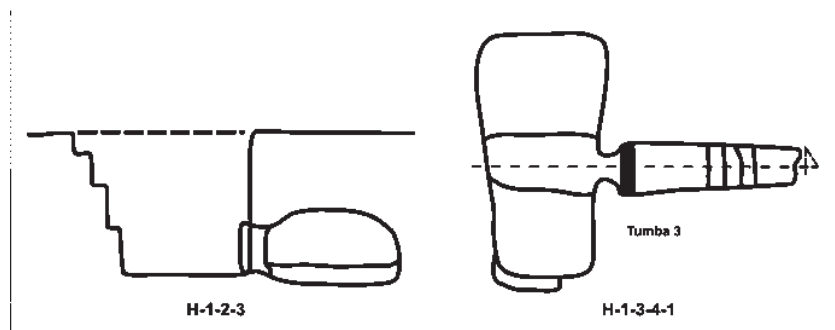


Figura 4a. Tumba ahuecada con acceso por escalera. Corte lateral y superior. En El Opeño. (Oliveros Morales, Hacedores de Tumbas en El Opeño, Jacona, Michoacán, 2004).

- H-1-Localización: Cementerio
- ...-2-Materiales: Piroclastos soldados
- ...-3-Acceso: Escalera
- ...-4-Distribución: Oblongada con pasillo central
- ...-5-Techumbre: Abovedada
- ...-6-Acabados y decoración. Banquetas
- ...-7-Cerramiento. Bloques de roca (lajas)

Y otros casos de tumbas de tiro localizadas tanto en el Occidente Mexicano como en Centro y Sudamérica presentan algunas variables (Figura 4b).

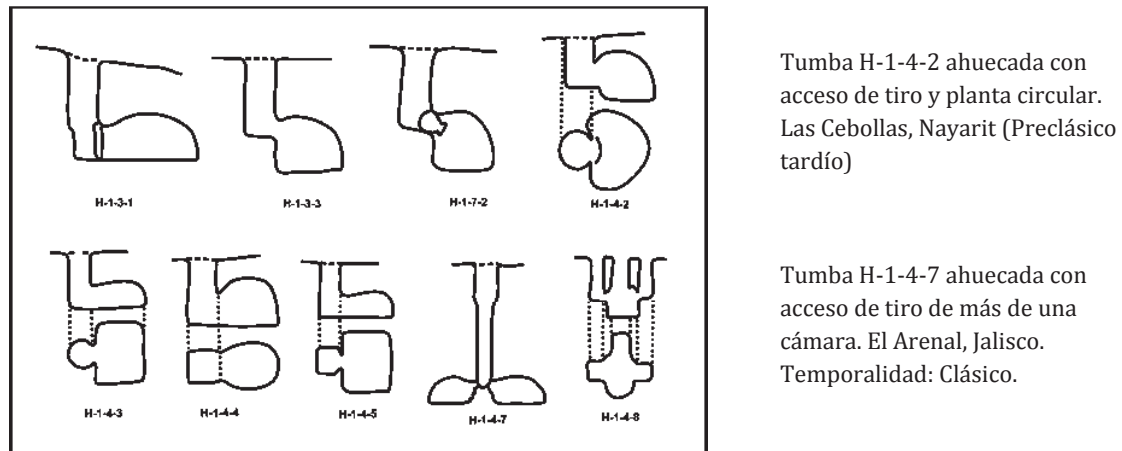


Figura 4b. Tipos de tumbas ahuecadas con acceso de tiro.

Las escenas de procesiones con personajes altamente decorados representan los ritos funerarios a miembros de élite e incluso escenas donde una persona se encuentra sentada en un tipo de trono llevado por cuatro personas, lo que indica la personificación de un cacique⁵. La disposición de los cuerpos y las ofrendas en las tumbas de tiro también tienen variaciones en cuanto a su connotación de temporalidad, cosmogónica, religiosa y social. Algunas de las ofrendas iban desde figurillas de barro que representaban escenas de la vida cotidiana y de la esencia de la

⁵ Galván identifica dos tipos de tumbas de tiro en Atemajac, Jalisco, en función de los estratos sociales por el contenido de las ofrendas. La primera, de la clase jerarca, la define como los “desposeedores”, y “desposeídos” a los habitantes comunes. En el primer caso se hallan “objetos de prestigio” tales como cuentas de concha trabajadas, caracoles, anillos de atlátl, puntas de proyectil y lascas de obsidiana, sellos cilíndricos de barro, vasijas, cajetes, ollas tipo Tabachines y/o Colorines. Asimismo, figurillas de barro representando a contorsionistas, caciques, lapidaria como cuentas de “piedra verde” en formas discoidal, trapezoidal en hachas de garganta, cilíndricas en pulseras o collares o en formas de animales cuadrúpedos que representan el 16.4% en 22 tumbas, lo que muestra su uso exclusivo aún dentro de los grupos sociales altos. Mientras que en las tumbas de los “desposeídos”, es decir la clase social baja, se encontraron “objetos de trabajo” como cajetes, tepalcates, ollas, cazuelas grandes normalmente burdas, del tipo Colorines Rojo sobre Café, elementos con los que se pueden inferir la actividad del individuo dentro de la sociedad Galván-Villegas, L. J. (1991). *Las Tumbas de tiro del Valle de Atemajac, Jalisco. Instituto Nacional de Antropología e Historia*.

muerte, tales como las figurillas rituales de “encamadas” (que incluso se hallaron restos óseos en esta posición) destinadas a ceremonias que representaban la muerte de mujeres al dar a luz. Otras escenas muestran a danzantes y músicos en arreglos de una ceremonia o rito. Algo que llama la atención son las maquetas que ilustran el juego de pelota, el cual es una influencia alóctona⁶, pero que fue haciéndose propio en esta región cultural (Figura 5; Von Winning, 1996; Oliveros-Morales y Scheffler, 2004).



Figura 5. Maqueta de barro que ilustra el juego de pelota con la cadera. Nayarit 300 a.C. a 200 d.C. (Oliveros-Morales y Scheffler, 2004).

Este es otro elemento presente en las ofrendas de las tumbas de tiro, cuyo origen se atribuye a la cultura olmeca (ca. 1500 a 400 a.C.). Este juego pasó por varias modalidades (Taladoire, 2000), esparciéndose en toda la Mesoamérica y tuvo su apogeo durante el 600-900 d.C. (Clásico-Postclásico). La expansión de esta actividad se dio de Sur hacia el Norte de Mesoamérica, favoreciendo incluso al intercambio de materias primas o transformadas que eran componentes de un conjunto ideológico del propio ritual del juego de pelota, tales como el hule, plumas, “piedras verdes” entre ellas turquesa, jadeíta y otras.

El diseño y distribución de las canchas del juego de pelota también fue importante, puesto que se construían en los centros de las poblaciones junto a otros edificios de carácter religioso. Algunos ejemplos son Monte Albán, Teuchitlán y Tingambato; la forma en su construcción en temporalidades tempranas era la de una T doble inversa unida por su base y una contemporánea en forma de I latina (Oliveros Morales y Scheffler, 2004).

⁶ Alóctono, na: Dícese del elemento u objeto que no es originario del lugar en que se encuentra.

Es importante aclarar que el juego de pelota no sólo se atribuye a la acción del sacrificio humano, sino que muchas veces era la representación del conjunto muerte-renacimiento-fertilidad, la lucha entre dioses de poderes opuestos, además de reproducir el movimiento de los astros o el ciclo anual solar. En varios casos los jugadores no eran esclavos de guerra, sino individuos pertenecientes a la élite, los cuales portaban atuendos elaborados que usaban antes o durante el juego, ataviados además de “piedras verdes” o chalchihuites; se denominaba al evento como *Chalchiuhtlachco*⁷ “juego de pelota precioso o enojado” (Oliveros Morales y Scheffler, 2004). Es entonces notoria la presencia de las denominadas “piedras verdes” en los contextos cosmogónicos, religiosos, jerárquicos y funerarios de las sociedades prehispánicas, pero este término es un tanto ambiguo, puesto que las “piedras verdes” abarcan minerales y rocas que tienen coloraciones azul-verde en varias tonalidades. Lamentablemente mucho del trabajo arqueológico se limita a catalogarlas como turquesa, jade o jadeíta, como fue el caso del Dictamen pericial de la “Máscara con mosaico de turquesas” (Máscara de Malinaltepec) en 1922 (MNAHE).

Sin embargo, en exploraciones más recientes se han hecho estudios metódicos y sistemáticos para caracterizar los minerales⁸ trabajados y utilizados para las ceremonias funerarias. Algunos casos son las tumbas de tiro de Atemajac en Jalisco, El Opeño y Tingambato en Michoacán. En el caso especial de Tingambato se ha reportado la presencia del mineral de amazonita, comúnmente confundido con turquesa (Galván-Villegas, 1991; Sánchez-Hernández *et al.*, 2002; Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2004).

⁷ En otras ocasiones los marcadores o anillos (*tlachtli*) ubicados dentro de la cancha del juego de pelota (*tlachtli*, *tlachcos*) además de tener relieves en forma de triángulos o rayos que representaban al Sol, podían ser adornados con “piedras verdes” (*chalchihuites*). Oliveros Morales, J. A. y Scheffler, L. (2004). *El juego de pelota en Mesoamérica*. En: E. Cárdenas-García (ed.), *Tradiciones arqueológicas* (pp. 263-289). México: El Colegio de Michoacán A.C.

⁸ William F. Foshag es uno de los pioneros en la caracterización de minerales de piezas prehispánicas y su trabajo se orientó principalmente al estudio del jade maya. Véase *Mineralogical studies on Guatemalan Jade, Smithsonian Miscellaneous Collections*, 1957.

2.3 La tumbas de tiro en Michoacán. El caso de Tingambato

Se ha reportado la presencia de tumbas de tiro en Michoacán, no tan abundantes hasta ahora como en Jalisco, pero son representativas debido a su temporalidad, los contextos y elementos arquitectónicos que los relacionan, así como el material hallado en su interior.

Algunos ejemplos de los sitios donde se hallan las tumbas de tiro son, Huandacareo, Apatzingán, Nueva Italia (del Clásico tardío y Postclásico), Tres Cerritos (Clásico tardío), El Opeño⁹ (Preclásico medio) (en Oliveros-Morales, 2004); Cuenca de Cuitzeo, Zacapu, El Otero (Clásico), Tingambato, entre otros.

El sitio arqueológico de Tingambato se localiza en las coordenadas geográficas N19°30' 0101°51' en el municipio de Santiago Tingambato del estado de Michoacán (Figura 6).



Figura 6. Vista aérea de la zona arqueológica de Tingambato, Michoacán. Fotografía: Efraín Cárdenas.

La palabra “Tingambato” significa en purhépecha “lugar donde termina el fuego”, lo que se ajusta a su ubicación geográfica, puesto que se encuentra en un corredor ideal que en la época prehispánica facilitó el transporte de materiales y enseres locales, además de dar apertura al intercambio entre las culturas de los lagos del Cinturón Volcánico

⁹ Oliveros menciona que en El Opeño, municipio de Jacona, las tumbas de tiro son “...sepulturas que se refieren a un complicado sistema funerario practicado en tumbas, y éstas también organizadas en formas de cementerios planificados, con una variedad de tamaños que reflejan asimismo una notoria estratificación social”. **Oliveros-Morales, J. A. (2004). Hacedores de Tumbas en El Opeño, Jacona, Michoacán. México: El Colegio de Michoacán.**

Transmexicano, de la Tierra Caliente y la costa del Pacífico.

El primer reporte del hallazgo del sitio arqueológico se remonta hacia 1842, pero fue hasta 1978 que se iniciaron las excavaciones con control estratigráfico por Piña-Chan y Oí (1982). En el rescate del sitio se llevaron a cabo dos temporadas de exploración, la primera fue de febrero a junio de 1978, la siguiente de diciembre del mismo año hasta mayo de 1979.

En la primera temporada se realizó el reconocimiento del sitio y el levantamiento topográfico. Se hallaron las estructuras arquitectónicas de la Pirámide de cinco cuerpos escalonados y escalinata central, la denominada Plaza 1; hundida con un adoratorio cruciforme en el centro, seguida hacia el poniente la plataforma que da al juego de pelota y los restos de una habitación con fragmentos de vasijas. En la segunda temporada de excavaciones se detalló la parte frontal de la pirámide (estructura oriental), se restauró el juego de pelota completamente al igual que toda la zona administrativa-habitacional y se localizó, exploró y consolidó la Tumba 1 hallada a un costado de la zona habitacional (Figuras 7; Piña-Chan y Oí, 1982). Según Oí (en Lagunas-Rodríguez, 1987), el sitio tuvo dos etapas de ocupación: 1) la primera se situó entre 450 a 600 d.C., que representa el inicio del poblamiento y construcción del centro ceremonial y 2) la segunda que abarca del 600 al 900 d.C., la cual se caracterizó por la presencia del estilo teotihuacano¹⁰ en la arquitectura del lugar (Figura 6). Piña Chan (en Lagunas-Rodríguez, 1987) sitúa la temporalidad de la tumba entre 700-850 d.C., por las ofrendas presentes. Ambas temporalidades pertenecientes al Postclásico (Lagunas-Rodríguez, 1987).

Sin embargo Oí (*op. cit.*) menciona en su informe que la temporalidad de Tingambato fue asignada de forma relativa por la tipología de la cerámica (tipo cloissonné y foránea) y los elementos arquitectónicos, situando el periodo de ocupación de 700 a. C., a 1000 d. C., al final de este periodo fue destruido y no reocupado por grupos nómadas, tales como los chichimecas (Oí, 1979).

¹⁰ El estilo teotihuacano en arquitectura se reconoce por los elementos del talud-tablero.

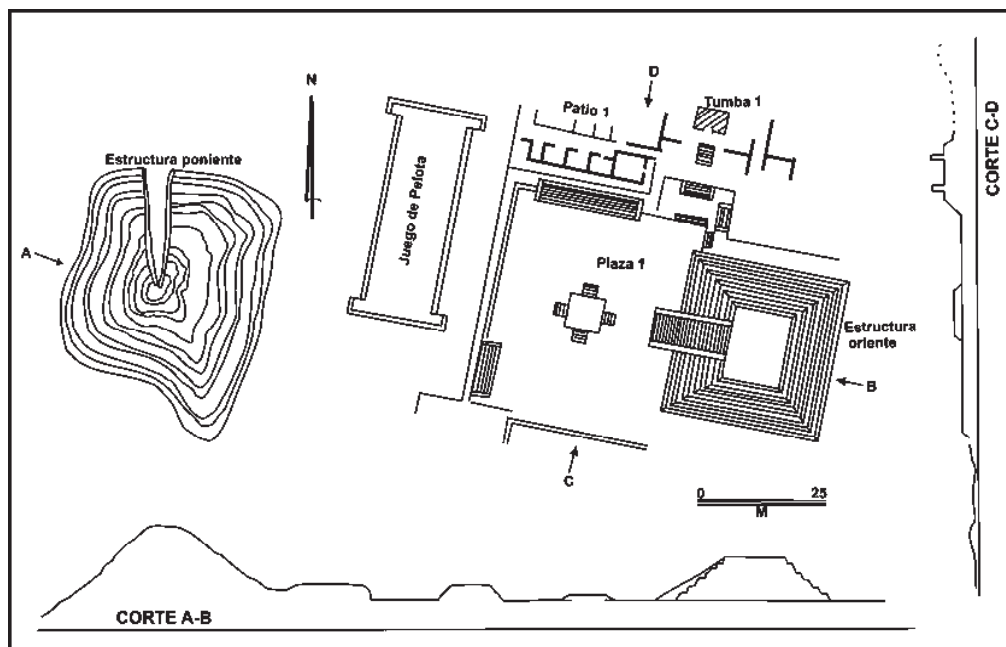


Figura 7. Plano del sitio Tingambato realizado por Kuniaki Oi, 1979 (Lagunas Rodríguez, 1987)

El centro ceremonial de Tingambato orientado a 17° N-E, cuenta con una planificación que combina los desniveles de las plazas, los basamentos piramidales y entre éstos el Juego de pelota, el cual da un toque único a este sitio incluyendo además el área habitacional civil-religiosa. La Estructura oriental cuenta con un basamento cuadrangular con seis cuerpos en talud y escalinata central limitada por alfardas; la Plaza central o Plaza 1 es hundida y se encuentra anexa a la Pirámide oriental limitada al poniente por la plataforma oriental del Juego de pelota y al norte por la unidad habitacional, está limitada por alfardas y en su centro se ubica el Altar 1 con un adoratorio de base cuadrada con cuatro escaleras a forma de talud-tablero resultando en una estructura cruciforme. El juego de pelota se encuentra orientado N-S, es hundido y cerrado con forma de "I" o doble "T" que puede denominarse como del Tipo VIII, según Taladoire (2000), con dimensiones de 39.50 de largo y 13.50 de ancho, se encuentra limitado por muros verticales con banquetas y dos cabezales laterales estilo talu-tablero con escaleras de acceso en cada extremo y una más del lado este del cabezal norte.

La presencia del Juego de pelota en Tingambato es un indicador de la relación de la temporalidad con respecto a Teotihuacan; se considera que en el Clásico, el apogeo de Teotihuacan la cantidad de canchas de juego de pelota disminuyeron y sólo se siguieron construyendo en zonas marginales, periferias o sencillamente en áreas culturales no sometidas al yugo teotihuacano, además de ser el monopolio en el comercio de varios enseres entre los que resaltan la obsidiana verde y la turquesa (Filini, 2004). A su vez, a la caída del reino teotihuacano alrededor del Clásico Tardío y en Postclásico hubo un nuevo auge en la construcción de canchas, muchas de ellas ubicadas en el Occidente mexicano conservando varios elementos mesoamericanos (Oí, 1979; Taladoire, 2000).

La influencia teotihuacana en este lugar quedó plasmada a partir del Clásico. Esta no sólo se vio resumida en cuanto a las construcciones con el característico estilo del talud-tablero, sino también por el monopolio y comercio de varios enseres como la obsidiana verde y la turquesa (Filini, 2004). En el caso de Tingambato a pesar de la influencia arquitectónica, el monopolio económico y de enseres fue marcado, sin embargo los materiales lapídeos no fueron ausentes puesto que predominan los de amazonita, sobre otras “piedras verdes” como turquesa, jadeíta, caolinita, cuarzo, entre otras (Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2010).

2.4 La lapidaria de la Tumba 1 y la importancia de la amazonita

Tingambato mantuvo la tradición funeraria típica del Occidente de México, la cual era rica en

elementos cerámicos, ornamentales alóctonos y locales. La tumba con acceso de escalera encontrada debajo de las construcciones habitacionales (Figura 8) es descrita por Kuniaki Oi así: *“...tiene una orientación Sur-Norte, la entrada se localiza al Sur. La cámara es de planta rectangular con una superficie de cerca de 10 metros cuadrados, con “bóveda falsa” de lajas, sin nichos y seis escalones (semejante en este punto a la tumba de El Opeño) que en descenso y a través de un pasillo abierto y angosto dan*

acceso a la cámara, cuya entrada estaba sellada por cinco lajas de diferentes tamaños” (Lagunas-Rodríguez, 1987).

El contenido óseo y mortuario se halló entremezclado y disperso. En el caso de los restos óseos (en muy mal estado de conservación) se catalogaron como entierros primarios y secundarios¹¹ lo que obligó a realizar un agrupamiento en conjuntos para describirlos además de sus ofrendas asociadas, de tal forma que se determinaron 46 conjuntos. Un detalle de los restos óseos que llamó la atención fue la deformación craneal denominada “tabular erecto” ¹² la cual predominó durante el Postclásico dentro de las personas de élite (Lagunas-Rodríguez, 1987).

Las ofrendas tienen un papel importante, puesto que son prueba indudable de intercambio económico, debido a que se encuentran objetos y elementos alóctonos y otros regionales, como los tipos cerámicos rojo sobre negro y cloissonné que son propios del Occidente, algunas figurillas de barro alusivas a Tláloc (Figura 9), esculturas burdas semejantes a otras encontradas en Centroamérica y la presencia de caracoles provenientes del Pacífico.

Parte importante de las ofrendas fueron las piezas ornamentales, algunas de lapidaria (Figura 10), de las que se encontraron alrededor de 1,500 cuentas de materiales que van de turquesa, jade, jadeíta otras de pirita, caracol y hueso con una o dos perforaciones (Oí, 1979).

¹¹ Debido a este hecho, Oí se inclina por la hipótesis de que los restos de los individuos pertenecieron a personas sacrificadas quizá migrantes, comidos y puestos como ofrendas. **Oí, K. (1979). *Tinganio. Informe de las exploraciones arqueológicas en Tingambato, Michoacán. De las temporadas 1978 y 1979. Instituto Nacional de Antropología e Historia INAH, Archivo Técnico de Arqueología. INAH.***

¹² Se ha reportado que esta es la deformación craneal más antigua conocida. Se caracteriza por un plano de compresión vertical en la parte alta de los parietales. **Lagunas Rodríguez, Z. (1987). *Análisis de los restos óseos humanos procedentes de la tumba núm. 1 de Tinganio, Tingambato, Michoacán. Instituto de Antropología e Historia. México: INAH.***



Figura 8. Fotografía de la entrada a la Tumba 1, Tingambato. En esta todavía se encontraban las lajas intactas. (Oí, 1979).



Figura 9. Parte de la ofrenda colocada hacia la esquina sureste de la tumba, junto con huesos aislados (Oí, 1979).

Sin embargo, como sugiere Oí (*op. cit.*), el estudio sistemático debe aplicarse a cada uno de los conjuntos arqueológicos así como de sus elementos culturales, sociales, tecnológicos entre otros, que los componen por lo que en el caso de la lapidaria de reciente estudio, ha propiciado cuestionamientos, particularmente en relación a la fuente y la propia materia prima como indican Sánchez-Hernández y Robles-Camacho (2002). Se ha encontrado que en el Occidente de México y particularmente en Tingambato predomina la amazonita sobre la turquesa y jadeíta (Robles-Camacho y Sánchez-Hernández, 2010). Esto conlleva a pensar que la demanda de “piedras verdes” en especial de turquesa a partir del Clásico aumentó hasta el Postclásico con Teotihuacan como el poder político-económico de Mesoamerica, siendo las culturas Hohokam (Arizona y Sonora), Mogollón (Nuevo México y Chihuahua), Anasazi (Arizona, aunque en zonas de Zacatecas, San Luis Potosí y Coahuila surtían de “turquesa de baja calidad” (Weigand, 1997), lo que pudo dar pie al establecimiento de redes comerciales alternas a las de Teotihuacan que pudieron mantenerse hasta finales del Clásico y Postclásico mientras que otros centros sociales dentro del Occidente y suroeste mesoamericano emergieron con costumbres y necesidades propias, además de las asimiladas por la influencia teotihuacana.



Figura 10. Fotografía del Sartal 443 en el que predominan las plaquetas de amazonita sobre caolinita y jadeíta. Colección de la Tumba No. 1, Tingambato (Proporcionada por el Dr. Jasinto Robles Camacho)

Tingambato es uno de esos casos, donde la dinámica propia llevó al uso preferencial de materiales como la amazonita, ampliamente registrada en esa región, y que cubría la parte religiosa y de potentado que rocas como el jade y la turquesa cumplían en otras sociedades. Es importante aclarar que aunque se menciona como una sola especie mineral, generalmente las piezas culturales de amazonita contienen varios minerales asociados y aún inclusiones que pueden ser identificadas para caracterizar los objetos. Es por esta razón que se plantea el presente trabajo, con el desarrollo de la metodología analítica descrita en el capítulo anterior, que incluye las definiciones y clasificación petrogenética de la amazonita, así como los principios teóricos de las técnicas analíticas aplicadas para su caracterización.

CAPÍTULO 3

PETROGÉNESIS DEL MINERAL AMAZONITA

3.1 Definición de amazonita y su petrogénesis

La amazonita es un mineral del grupo de los feldespatos alcalinos, correspondiente con la microclina - $K [AlSi_3O_8]$, pero se diferencia de ésta por su color azul, azul-verde o verde; su nombre deriva del río Amazonas (Breithaupt, 1847, en Petrov *et al.*, 1993). Este mineral ocurre en la naturaleza sólo en condiciones particulares dentro de cuerpos magmáticos de composición granítica, y principalmente en forma de pegmatitas, por lo que para enmarcar el tema se presenta una clasificación general de los granitos y de las pegmatitas.

El granito es una roca ígnea plutónica constituida esencialmente por cuarzo, feldespatos, mica, anfíboles y en menor proporción (<3%) óxidos y otros silicatos. Es la roca más abundante de la corteza continental. Se produce al solidificarse lentamente y a relativas altas temperaturas y presión. Los magma graníticos con alto contenido en sílice y relativamente peraluminoso son producto de la fusión parcial de las rocas de la corteza continental (Tipo-**S**); sin embargo la mayor abundancia se refiere a los granitos que se generan durante un proceso de diferenciación magmática de voluminosos sistemas magmáticos generados en la base de la litósfera y en la porción superior del manto terrestre (Tipo-**I**). Otros granitos considerados dentro de la clasificación petrológica de Chapell y White (1974), son los de tipo-**M**, los cuales se forman directamente a partir de magmas máficos cristalizados, provenientes generalmente del manto.

Finalmente, el tipo-**A** o granitos *anorogénicos* se forman en las inmediaciones de puntos calientes de actividad magmática en regiones continentales; estos se generan por la fusión de la corteza inferior bajo condiciones extremadamente secas, por lo que su mineralogía y geoquímica son particulares.

Dentro de éste último grupo se incluye al mineral amazonita y su paragénesis. Dicha paragénesis es recurrente en forma de pegmatitas (con cavidades miarolíticas) con espesores que varían de unos cuantos centímetros hasta decenas de metros y se les

halla en rocas del pre-Cámbrico hasta el Cenozoico (Gross y Heinrich, 1966; Kile y Eberl, 1999).

La palabra *Pegmatita* es un término textural (Melgarejo *et al.*, 2003), el cual denota rocas de origen ígneo con tamaño de grano grueso y que están asociadas a sistemas magmáticos e hidrotermales con alto contenido de volátiles.

La composición de las pegmatitas es variable, como se deduce de la clasificación derivada de Chappel y White (*op. cit.*), por lo que será posible encontrar además de pegmatitas graníticas, a gabroicas, sieníticas, etc. (Melgarejo *et al.*, 2003; Philpotts y Ague, 2009) y pueden ocurrir igualmente en zonas de skarn u otras zonas de metamorfismo de contacto o regional. Sin embargo, las amazonitas se asocian únicamente a las pegmatitas de composición granítica. De acuerdo con Černý y Ercit (2005), además de la química global existen otros criterios para clasificar a las pegmatitas, tales como: a) la estructura interna, b) las relaciones paragenéticas, c) los aspectos petrogenéticos, d) la naturaleza del medio parental y e) las firmas geoquímicas.

3.2 Características mineralógicas y geoquímicas de las pegmatitas ricas en amazonita

Las pegmatitas graníticas son variadas y complejas, razón por la cual han surgido diversas clasificaciones basadas principalmente en las paragénesis minerales, asociaciones de elementos químicos y petrogénesis (consultar Hannah y Stein 1990; Wise 1999; Martin y De Vito, 2005; Pezzota *et al.*, 1999). Sin embargo, la más actual y mejor aceptada es la de Černý y Ercit (2005), quienes proponen dos sistemas de clasificación: el primero basado en la geología, paragenésis y geoquímica de las pegmatitas, derivada de la clasificación de Ginsberg (Tabla 2) y el segundo basado en las tendencias petrogenéticas de las pegmatitas y sus granitos asociados (Tabla 3).

Tabla 2. Sistema de clasificación geológica, paragenética y geoquímica de las pegmatitas graníticas (Según Černý y Ercit, 2005).

Clase	Subclase	Tipo	Subtipo	Firma geoquímica	Minerales típicos
Abisal (AB)	AB-HREE			HREE, Y	Óxidos de Y-Nb, uraninita, zircón, (allanita)
	AB-LREE			LREE	Allanita, monazita, (araninita, thorita)
	AB-U			U, Th	Uraninita, thorita, zircón, (allanita)
	AB-BBe			B, Be	Dumortierita, grandidierita, werdingita, crisoberilo, safirina, serie de la surinamita
Muscovita (MS)				Ca, Ba, Sr, Fe>Mn	Muscovita, biotita, almandino-espesartino, (cianita, sillimanita)
Muscovita-Elemento Raro (MSREL)	MSREL-REE			Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb-Ta	Muscovita, fergusonita, samarskita, monacita, berilio, almandino-espesartino
	MSREL-Li			Li, Be, Nb	Berilio, cassiterita, columbita, lepidota (espodumeno)
Elemento Raro (REL)	REL-REE	Allanite-monazita		LREE, U, Th, (Be, Nb>Ta, F)	Allanita, monacita, zircón, rutilo, fluorita, ilmenita
		Euxenita		L-H-REE, Y, Ti, Zr, Nb>Ta, (F, P)	Euxenita, monacita, xenotimo, zircón, rutilo, ilmenita, (fergunsonita, escinita, zinnwaldita)
		Gadolinita		Be, Y, HREE, Zr, Ti, Nb>Ta, F, (P)	Gadolinita, fergusonita, samarskita, zircon, rutilo, ilmenita, fluorita (zinnwaldita)
	REL-Li	Berilio	Berilio-columbita	Be, Nb-Ta, ($\pm$ Sn, B)	Berilio, columbita, tantalita, (rutilo)
			Berilio- fosfato columbita	Be, Nb-Ta, P, (Li, F; $\pm$ Sn, B)	Berilio, columbita, tantalita, triplita, trifilita
		Compleja	- Espodumeno - Petalita - Lepidolita - Elbaita - Amblygonita	Li, Rb, Cs, Be, Ta-Nb, F, (Sn, P, B, Ta)	Espodumeno, berilio, columbita, tantalita, petalita, lepidolita, topacio, microlita, pollucita, amblygonita, turmalina, danburita, datolita.
			Albita-espodumeno	Li (Sn, Be, Ta-Nb $\pm$ B)	Espodumeno, (cassiterita, berilio, columbita-tantalita)
			Albita	Ta-Nb, Be, (Li; $\pm$ Sn, B)	Columbita-tantalita, berilio, (cassiterita)
Miarolítica (MI)	MI-REE	Topacio-berilio		Y, REE, Be, Nb, F, Ti, U, Zr	Amazonita , topacio, zinnwaldita, fluorita, berilio (zircón, euxenita, xenotimo, monacita, cheralita)
		Gadolinita-fergusonita			
	MI-Li	Berilio-Topacio		Li, Be, B, F	Turmalina, berilio, topacio, lepidolita, (espodumeno, petalita, pollucita, espessartino, microlita)
		MI-espodumeno			
		MI-petalita			
		MI-lepidolita			

Tabla 3. Sistema de clasificación petrogenética de pegmatitas graníticas de origen plutónico (Según Černý y Ercit, 2005).

Familia	Subclase dominante pegmatítica	Firma geoquímica	Composición global pegmatítica	Granitos asociados	Composición global de granitos	Fuentes litológicas
LCT	REL-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	Peraluminosa a sub-aluminosa	(synorogénicos a orogénicos tardíos (a anorogénéticos); Muy heterogéneos	Peraluminosa, Tipos S, I o mezclas S + I	Rocas y basamentos de gneisses de corteza supracortical superior a media empobrecidas
NYF	REL-REE y MI-REE	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	Subaluminosa a metaluminosa (a subalcalina)	(syn-, tardío, post-) a principalmente anorogénicos; quasi-homogéneos	(Peraluminosa a) subaluminosa y metaluminosa; Tipos A e I	Granulitos empobrecidos de corteza media a baja, granitos juveniles, corteza con manto metasomatizado
Mixto	Mezcla entre LCT y NYF	Mixto	(metaluminosa a) moderadamente peraluminosa	(post-orogénica a) anorogénica; heterogénea	Sub-aluminosa a ligeramente peraluminosa	Protolitos mezclados o asimilación de rocas supracorticales por granitos tipo NYF

3.3 Mecanismos de formación de las pegmatitas graníticas

Las pegmatitas graníticas tienen varios mecanismos de formación y las condiciones de presión-temperatura (P-T) juegan un papel importante, además de los procesos de metasomatismo. Entre los factores que permiten la formación de una pegmatita, se involucra un cuerpo magmático que puede o no estar hidratado, el cual manifiesta una cristalización fraccionada a lo largo del emplazamiento y evidencia acarreo tardío de elementos incompatibles (Li, Be, Cs, Nb, Ta, W, Zr, U, Th y REE). Durante el emplazamiento de estos cuerpos, los volátiles presentes juegan un papel importante y su difusión depende de la relación presión-profundidad a la cual ocurre la saturación de vapor. Esto también depende del contenido inicial de volátiles presentes en el magma, su límite de saturación, fugacidad¹³, difusión¹⁴ y el grado de cristalización¹⁵.

¹³ En una mezcla de gases no ideales tanto las fugacidades f_i y los coeficientes de fugacidad ϕ_i de cada uno de ellos se definirán cuando los potenciales químicos sigan la ecuación $\mu_i = \mu_i^\circ + RT \ln (f_i/P^\circ) = \mu_i^\circ + RT \ln (\phi_i P_i/P^\circ)$ donde $P_i = x_i P$ y el estado normal de cada componente es el gas puro ideal a 1 bar y a la temperatura de la mezcla. Los coeficientes de fugacidad pueden determinarse a partir de datos de P-V-T e incluso pueden estimarse a partir de la ecuación de estado de la mezcla. *Levine, I. N. (1990). Físico química (3ª edición ed.). (A. González Ureña, Trans.) New York, USA: Mc Graw-Hill.*

¹⁴ Es el fenómeno en el cual se ve involucrado el movimiento de materia a nivel atómico o molecular, debido a que los parámetros de temperatura y concentración se ven alterados para llegar a un estado de equilibrio. Este mismo fenómeno pero a gran escala se conoce como *advección*. La difusión es uno de los fenómenos que explica la migración de iones en un fluido

Por ejemplo, si se tiene presencia de compuestos carbonatados el proceso involucrará un alto contenido de CO_2 en el magma original (Philpotts y Ague, 2009) (Figura 11).

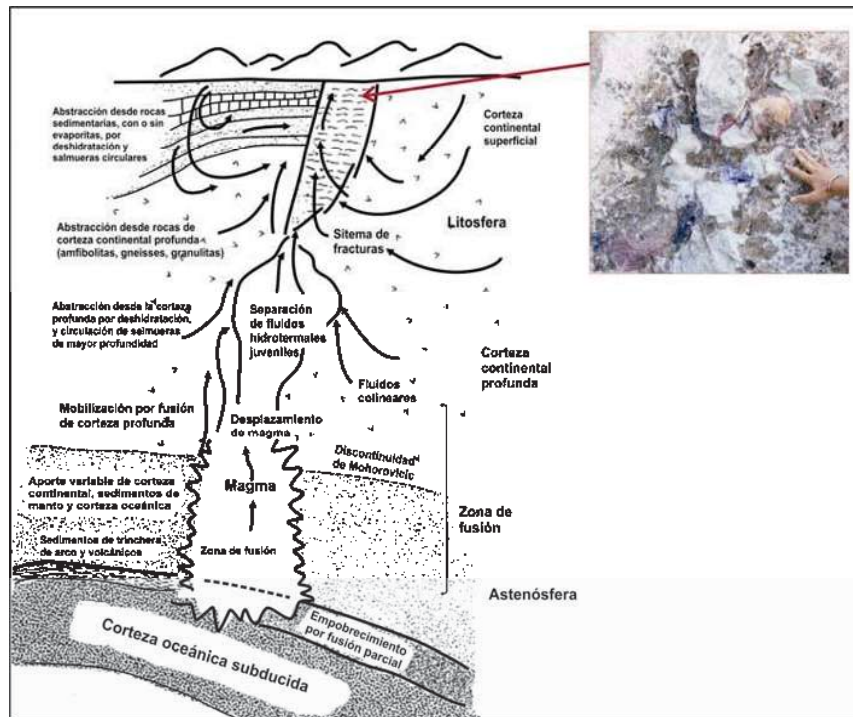


Figura 11. Esquema que representa la paragénesis, emplazamiento de magma para dar lugar a pegmatitas. <http://imnh.isu.edu/digitalatlas/geog/mining/deposits.htm>
<http://www.spiriferminerals.com/26.VII-VIII-2008---Madagascar.html>

¹⁵ El grado de cristalización o cristalización fraccionada en un magma (en particular de uno hidratado) está relacionado con la diferenciación magmática y los componentes de la solución sólida así como de la difusión de volátiles y el grado de saturación en fluidos acuosos. Philpotts, A. R., & Ague, J. J. (2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2ª edición ed.). Reino Unido: Cambridge University Press.

3.4 Causas del color de la amazonita

Un feldespato potásico (FK) ya sea ortoclasa o microclina azul-verde (amazonita) debe su coloración a la incorporación estructural de Pb por K y la presencia de H₂O intersticial. Tales plumbo-FK se encuentran en dos contextos geológicos; en pegmatitas graníticas del tipo NYF las cuales se relacionan a cuerpos intrusivos derivados de magmatismo *anorogénico*¹⁶ emplazado durante periodos de coalescencia y distensión en la corteza y en pegmatitas graníticas desarrolladas en depósitos de sulfuros masivos metamorfizados.

En el caso de las pegmatitas graníticas del tipo NYF la producción de su magma de tipo félsico puede darse por anatexis (fusión parcial) de la corteza caliente. Esto implica que la corteza sea modificada localmente por adiciones metasomáticas de elementos HFSE (high-field-strength elements; elementos de alto potencial iónico) en periodos de extensión y atenuación, favoreciendo que elementos como U y Th puedan ser transportados por fluidos carbótermos e incluso el Pb se vea altamente favorecido en su movilidad (Martin *et al.*, 2008).

Puesto que se ha atribuido insistentemente en que la coloración de la amazonita se debe a la presencia de Pb, caracterizaciones cuantitativas realizadas por Zhirov y Stishov (1965) han introducido el término “amazonitización”, Hormeister y Rossman (1985), Petrov *et al.* (1993), entre otros, confirman la presencia de iones de este elemento en los centros tetraédricos del Fd-K de microclina y ortoclasa. Zhirov y Stishov (1965) señalan variaciones en la coloración de amazonita hidrotermal o metasomática y pegmatítica; la primera se lleva a cabo un proceso de reemplazamiento hacia la albitización y amazonitización, e incluso se pueden presentar como relictos, mientras que en el segundo caso sugiere que ocurren comúnmente dos generaciones de formación de microclina, así como la segunda fase de microclina, se lleva a cabo después del proceso de albitización.

¹⁶ De forma general ambientes anorogénicos son el rift-continental, levantamientos epeirogénicos y cordilleras oceánicas. Clarke, D. B. (1992). *Granitoid Rocks (Vol. 7)*. (v. A. H., Ed.) London, UK: Chapman & Hall.

Mediante los experimentos espectrográficos de esos autores, se observó que la amazonita de origen hidrotermal o metasomática tiene contenidos de Pb en intervalos de $5 \times 10^{-3} \%$ a $2.4 \times 10^{-2} \%$, mientras que en las amazonitas pegmatíticas es de $1.2 \times 10^{-2} \%$ a $10 \times 10^{-2} \%$.

Estos autores sugieren también que la presencia de Pb se lleva a cabo en dos fases de sustitución en la estructura cristalina de la microclina incolora; en la primera, la proporción de Pb es de $4 \times 10^{-2} \%$ pero se refiere a este Pb como “inactivo”, mientras en la segunda fase de sustitución se intercambia un ión Pb “activo”. Para tales eventos propone las siguientes reacciones:

1ª fase de sustitución: $K^+Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+}Al^{3+}$

2ª fase de sustitución: $2K^+ \rightarrow Pb^{2+}$

Por otro lado, en la amazonitización de tipo metasomático, la reacción que se lleva a cabo es: $2KAlSi_3O_8 + Pb^{2+} \rightleftharpoons Pb(AlSi_3O_8)_2 + 2K^+$ (Zhirov y Stishov, 1965).

Además de los aportes de Marfunin (1979) y Nassau (1978) en relación a centros de color ocupados por elementos traza en redes cristalinas, Hofmeister y Rossman (1985) realizaron importantes precisiones sobre el fenómeno de color en amazonita. Aplicaron espectroscopia de absorción UV-VIS y correlacionaron con resonancia eletro-paramagnética (EPR), con lo cual han propuesto cinco mecanismos en la coloración de amazonita:

- a) el color se debe a las transiciones electrónicas entre Pb^{3+} y Pb^{1+} ,
- b) la producción de un estado inusual de carga requiere de la asociación de moléculas de H_2O con el sitio precursor de Pb,
- c) la irradiación de color es el índice limitado por una reacción de primer orden,
- d) la especiación y concentración de moléculas de H_2O no varían durante estos procesos, pero a su vez tiene un rol catalítico,
- e) los diferentes tonos de color son determinados por la proporción de iones Pb localizados en sitios-M tanto en ortoclasa como en microclina.

Con lo que concluye que el elemento cromóforo en la amazonita es el Pb y el fenómeno de coloración azul-verdoso es también una radiación inducida.

Asimismo, a partir del uso de la técnica de resonancia paramagnética electrónica (RPE o EPR en sus siglas en inglés), Petrov *et al.* (1993) hacen por su parte cuatro aseveraciones importantes: a) el ión Fe^{3+} se aloja en sitios T_1O de la microclina, b) los espectros de EPR indican la interacción de un electrón desapareado con dos iones Pb no-equivalentes Pb^0 y Pb^{2+} con configuraciones electrónicas $6s^26p^2$ y $6s^2$ respectivamente; c) Los datos de los centros $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ en amazonita indican que la sustitución del ión Pb^{2+} resultan de la reacción $\text{K}^+\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Pb}^{2+}\text{Al}^{3+}$, lo que sugiere la formación de pequeños intervalos de desorden debido al complejo Al-O-Al. Esto genera la formación de centros $\text{O}^{1-}/2\text{X}10^{27}\text{Al}$, de tal forma que el exceso de Al involucra los defectos estructurales y una deficiencia de carga positiva, la cual puede ser compensada por cationes de Pb^{2+} en las posiciones del K. Asimismo, se determinó que el complejo $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ es uno de los últimos productos de la evolución estructural de la amazonita, lo cual se debe a un proceso de post-cristalización iniciada por la transformación metasomática del Fd-K. La subsecuente evolución química de la estructura es causada por una difusión; generada ante el estímulo de radiación e intercambio iónico, lo cual conlleva a la acumulación importante de elementos radiactivos como U, Th en la paragénesis de la amazonita. De este trabajo se deduce que centros diméricos estables $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ sólo son concebido en feldespatos -K ordenados.

CAPÍTULO 4

FUNDAMENTOS DE LAS TÉCNICAS ANALÍTICAS APLICADAS

En este apartado se describen los principios de la espectroscopia infrarroja y Raman, así como de la microsonda, que son las técnicas empleadas para la caracterización mineral y química respectivamente de las amazonitas culturales del sitio de Tingambato, Michoacán.

4.1 Interacción luz – materia

4.1.1 Naturaleza de la luz

A finales del S. XIX Maxwell postula lo que se conocería posteriormente como la Teoría electromagnética clásica, la cual aborda la propagación del campo electromagnético. Esta hipótesis fue demostrada por Heinrich Hertz (1887) con la construcción de un circuito oscilante, con el cual pudo producir ondas electromagnéticas de longitud de onda corta. Algunos de los fenómenos que se abordaban en este momento eran la reflexión, la refracción, la difracción y las ondas de luz. Sin embargo, a principios del S. XX se atendieron los fenómenos de emisión y absorción, el efecto fotoeléctrico y el efecto Compton, que fueron la clave para ampliar la Teoría Cuántica de Planck, la cual trata sobre el comportamiento corpuscular-ondulatorio de la luz. De estos principios se desprende que todo cuerpo emite o absorbe radiación; la radiación son ondas electromagnéticas que se propagan en el espacio, y la ecuación que describe su comportamiento es:

$$E = h\nu \quad (4.1 -1)$$

Donde $\nu = c/\lambda$

Siendo que:

h es la constante de Plank (6.6262×10^{-34} J·s)

ν es la frecuencia de la onda (medida en unidades de distancia)

c es la velocidad de la luz (2.997×10^8 m/s)

λ es la longitud de onda (medida en unidades de distancia)

Se considera que la luz se comporta como onda debido a la propagación del campo electromagnético. Este campo se encuentra constituido por un intervalo de

frecuencias o longitudes de onda y asociadas a cada una de ellas un valor de energía; a esto se le conoce como el espectro electromagnético (Sears *et al.*, 1986; Figura 12).



Figura 12. Espectro electromagnético. Referencia tomada de:
http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagnetico

4.1.2. Espectroscopia vibracional

La espectroscopia vibracional involucra el uso de la luz para probar el comportamiento vibracional de los sistemas moleculares, usualmente vía un experimento de absorción o difusión de la luz; las energías vibracionales de las moléculas y cristales se encuentran en los rangos aproximados de energía de 0-80 kJ/mol ó 0-4000 cm⁻¹. Esto corresponde a la energía de la luz en la región infrarrojo del espectro electromagnético, y la absorción directa de la luz por vibraciones moleculares es un experimento de absorción infrarroja (McMillan y Hofmeister, 1988). En especial la espectroscopia por infrarrojo (FT-IR) y espectroscopia Raman (RS) describen el comportamiento vibracional de los sistemas moleculares en base a los fenómenos de absorción y emisión (FT-IR) o difusión inelástica (RS). Estos fenómenos se presentan en los cambios de estados excitados de los electrones de los átomos de una molécula, lo que al final resulta en la obtención de un espectrograma; de donde se obtiene información sobre propiedades estructurales tales como simetría, extensión de los enlaces y sus ángulos, así como coordinación poliedra. Las diferencias fundamentales entre ambas: 1) la absorción IR ocurre si un campo eléctrico puede excitar una vibración (si la vibración induce una polarización eléctrica) y 2) la difusión Raman ocurre por las variaciones de las vibraciones (Wenk y Bulakh, 2006). Se dice

entonces que la energía en una molécula se asocia a tres componentes: 1) el movimiento de los electrones en la molécula, 2) las vibraciones de los átomos presentes y 3) la rotación de la molécula misma, como se expresa en la siguiente ecuación:

$$E_{TOTAL} = E_{TRANSICIONAL} + E_{VIBRACIONAL} + E_{ROTACIONAL} \quad (4.1 -2)$$

Suponiendo que se coloca una molécula en un campo electromagnético (luz), la transferencia de energía del campo electromagnético hacia la molécula deberá cumplir la condición (Nakamoto, 1997):

$$\Delta E = h\nu \quad (4.1 -3)$$

Donde:

ΔE corresponde a la diferencia de energía entre dos estados

cuánticos: $\Delta E = E_{2(excitado)} - E_{1(basal)}$

En la ecuación 2.4-2 se indican los tipos de energía que se presentan en una molécula. En los experimentos de espectroscopia es importante considerar que las transiciones rotacionales se presentan en el intervalo de la radiación de microondas, que va de 1 a 10^2 cm^{-1} del espectro electromagnético, mientras que las transiciones electrónicas son observadas en el intervalo de 10^4 a 10^6 cm^{-1} , que corresponde a la región del UV-VIS. Las vibraciones transicionales para los fenómenos IR y RS; aparecen de 10^2 a 10^4 cm^{-1} aproximadamente y particularmente éstas últimas son de interés para la espectroscopia vibracional. Cabe decir que el comportamiento vibracional de las moléculas se describe por las reglas de selección de la mecánica cuántica¹⁷, las cuales

¹⁷ En base a la mecánica cuántica las reglas de selección para el espectro de infrarrojo está determinado por la ecuación:

$$[\mu]_{v'v''} = \int \psi_{v'}^*(Q_a) \mu \psi_{v''}(Q_a) dQ_a$$

donde μ es el momento dipolar del estado base (en sus tres componentes vectoriales), ψ es la eigenfunción vibracional, v' y v'' son los números cuánticos antes y después de la transición electrónica, Q_a es la actividad de la vibración normal.

Para el espectro en Raman se tiene una ecuación semejante:

$$[\alpha]_{v'v''} = \int \psi_{v'}^*(Q_a) \alpha \psi_{v''}(Q_a) dQ_a$$

determinan los grados de libertad vibracional que corresponden al número de los denominados “modos normales de vibración” en una molécula. Se considera básicamente que un enlace se comporta como un oscilador armónico que posee diferentes intensidades, lo que implica que no todos sean visibles en ambos experimentos, por lo que se les considera como técnicas complementarias entre sí.

4.1.3 Principio teórico de la espectroscopia de infrarrojo

La espectroscopia por Infrarrojo proporciona información sobre los movimientos vibracionales y rotacionales de los grupos funcionales presentes en la molécula. Un espectro de infrarrojo (absorción, emisión o reflexión) es una manifestación gráfica de la interacción de los fotones de un haz infrarrojo de banda ancha con los átomos de las moléculas en su estado electrónico basal (Figura 13). Se pretende por lo tanto determinar los grupos funcionales de un mineral a partir del reconocimiento de los espectros de absorción en la región dada. La absorción de radiación infrarroja en las moléculas que tienen un momento dipolar permanente o diferente de cero podrán generar una banda de absorción fundamental en el espectro infrarrojo. En la región de infrarrojo la absorción de energía modifica el estado vibracional de una molécula, de tal forma que las vibraciones de amplitud débil pueden ser consideradas como armónicas, por lo que las energías de los estados vibracionales cuánticos pueden calcularse a partir de la Ec. 4.2-1 adaptada:

donde α tiene seis componentes vectoriales. Entonces si alguna de las ecuaciones es diferente de cero, el estado normal de vibración asociado a Q_α será activo en infrarrojo o Raman respectivamente, pero si todas las ecuaciones son igual a cero se tendrán modos de vibración inactivos para ambos casos. **Nakamoto, K. (1997). *Infrared and Raman Spectra of Inorganic and Coordination Compounds* (5th ed. ed.). New York, USA: John Wiley & Sons, Inc.**

Tomando un modelo sencillo, las reglas de selección pueden ser racionalizadas considerando la interacción entre la oscilación del vector de campo eléctrico ($\vec{E}$) del haz de luz y el cambio del momento bipolar asociado a la vibración de la molécula, de tal forma que en el experimento de infrarrojo, la luz interactúa directamente con un dipolo molecular oscilante haciendo que el modo vibracional se active. Esto induce a que las vibraciones asimétricas tiendan a generar bandas de absorción más intensas que las vibraciones simétricas, puesto que se asocian a cambios más grandes del momento dipolar. En términos de los minerales y cristales sus espectros presentan bandas más intensas que moléculas no polares. **McMillan, P. F., y Hofmeister, A. M. (1988). *Infrared and Raman Spectroscopy*. In F. C. Hawthorne (Ed.), *Reviews in Mineralogy. Methods in Mineralogy and Geology* (Vol. 18). Washington, USA: Mineralogical Society of America.**

$$E = hc\nu (V+1/2) \quad (4.1-4)$$

Donde ν corresponde al número de onda de vibración (cm^{-1}); V es el número cuántico de vibración (0, 1, 2, n); c es la velocidad de la luz y h la constante de Planck.

Al analizar la interacción de una molécula biatómica A-B, es necesario considerar que en las oscilaciones armónicas, la frecuencia ν es un factor dependiente de la f fuerza del enlace entre los grupos vibracionales y de la masa reducida m de la molécula en cuestión, de tal forma que puede ser expresada como:

$$\mu = mA \cdot mB / mA + mB \quad (4.1-5)$$

Para efectos de manejo de las unidades de frecuencia en número de vibraciones por segundo, y dado que las frecuencias de vibración están íntimamente relacionadas con las masas atómicas y las fuerzas de enlace, se tendrá la ecuación:

$$\nu = \frac{1}{2\pi} c \sqrt{f/\mu} \quad (4.1-6)$$

Donde ν es el número de vibraciones por segundo, h constante, c velocidad de la luz, f fuerza del enlace, μ momento dipolar.

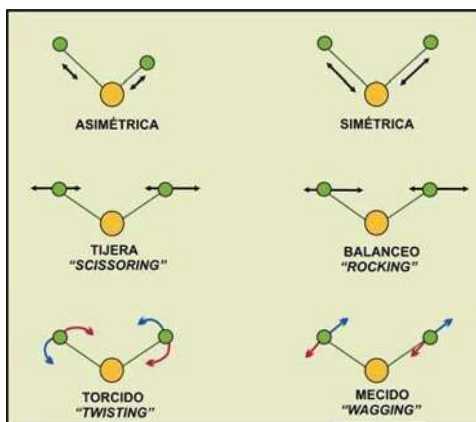


Figura 13. Modos vibracionales en espectroscopía de infrarrojo. Modificado de <http://www.ptli.com.testlopedia.tests.FTIR-E168andE1252-more.asp>

De acuerdo con Povarennykh (1978), los factores que afectan principalmente la posición fundamental y de las bandas características de absorción de los minerales son: las valencias de los cationes y aniones ($V_k - V_a$); número de coordinación de los cationes (CN); distancia interatómica catión-ión (d); la masa reducida del catión, igual a la suma de los pesos atómicos de un catión dado y de todos los aniones que coordina (M); coeficiente de la fuerza relativa del enlace, el cual varía de 1 a 2 de acuerdo al grado de covalencia del enlace (k). Estos factores se sintetizan en la fórmula:

$$\sigma = k(V_k - V_a) / CN \cdot d \cdot \sqrt{M} \quad (4.1-7)$$

De donde se calcula la fuerza relativa del enlace σ entre los átomos adyacentes dentro de la estructura de un cristal.

En la espectroscopia de infrarrojo participan tres intervalos que proporcionan información estructural definida. La región de infrarrojo cercano ($10000-4000 \text{ cm}^{-1}$; $1-2.5 \text{ }\mu\text{m}$) ofrece información sobre las bandas de combinación y sobretonos; el infrarrojo medio ($4000-400 \text{ cm}^{-1}$; $2.5-25 \text{ }\mu\text{m}$) contiene las absorciones fundamentales más intensas, tales como las vibraciones de estiramiento y deformación; el infrarrojo lejano ($400-10 \text{ cm}^{-1}$; $25-1000 \text{ }\mu\text{m}$) también proporciona información de señales de absorción fundamentales pero más débiles (por órdenes de 2-20) que las que se presentan en la región del infrarrojo medio.

El espectrómetro de infrarrojo con transformada de Fourier posee una fuente de luz infrarroja la cual atraviesa un filtro separador de haces, el cual dirige la mitad de la luz incidente hacia un espejo fijo y la otra mitad hacia uno libre. Puesto que el haz es recombinado por ese filtro se da lugar a interferencia destructiva y constructiva dependiendo de la posición instantánea del espejo móvil en relación al fijo. El resultado es un interferograma donde se grafica la intensidad de la luz vs. tiempo, pero aplicando la transformada de Fourier se obtiene una grafica de intensidad vs.

energía usualmente expresada en unidades de longitud de onda, frecuencia o número de onda. (McMillan y Hofmeister, 1988) (Figura 14).

4.1.4 Principio teórico de la espectroscopia Raman

La espectroscopia Raman proporciona información acerca de las deformaciones de los enlaces entre en los átomos, debido a su polarizabilidad¹⁸, es decir, por la deformación de su momento dipolar¹⁹ causada por luz ultravioleta, visible e infrarrojo cercano (McMillan y Hofmeister, 1988) (Figura 15).

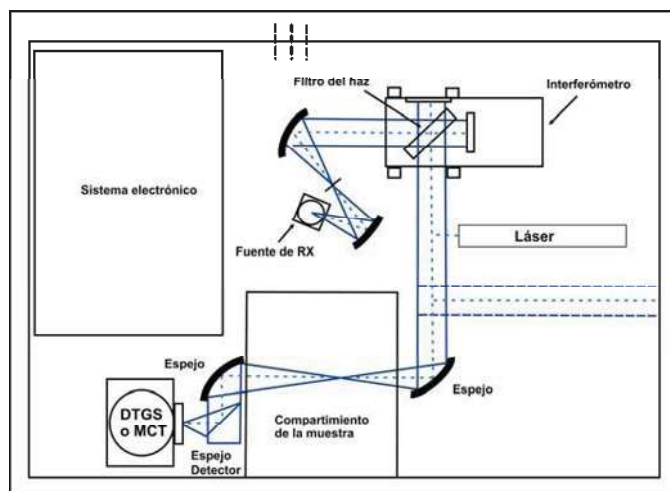


Figura 14. Representación esquemática del espectrómetro de Infrarrojo. Referencia electrónica: <http://www.lcvn.univ-montp2.fr/instrumentation/Presentation Appareils/Instruments/Infrared Spectro/IR Spectro BrukerIFS66V S.html>

¹⁸ La polarizabilidad es la facilidad con que la distribución electrónica alrededor de un átomo es distorsionada por un campo eléctrico próximo. Carey, F.A. (1999). *Química Orgánica*. (A. Gil Serrano y P. Tejero Mateo, Trans.) Madrid, España: McGraw-Hill.

¹⁹ El momento dipolar de una molécula es el producto de la carga de dos átomos y la distancia entre ellos. La molécula tiene un momento dipolar cuando la suma de todos los vectores de momento de los enlaces individuales es diferente de cero. Huheey, J. E., Keiter, E. A. y Keiter, R. L. (1997). *Química Inorgánica*. México: Oxford University Press, Harla México.

En el caso de la espectroscopia Raman las vibraciones moleculares se ven reflejadas como interacciones inelásticas y elásticas de la materia al interactuar con el haz incidente. En mecánica cuántica la dispersión Raman es descrita como una excitación a un estado virtual de menor energía que una transición electrónica real, con una energía semejante de relajamiento y un cambio en la energía vibracional. Cuando una molécula es irradiada por un haz de luz monocromática de frecuencia ν (láser) de alta energía en el rango visible (números de onda de $20,000\text{ cm}^{-1}$), el fotón incidente de energía E excita a la molécula a un “estado virtual” con tiempo de vida media $<10^{-4}\text{ s}$; V_0 o V_1 , el cual decae con la emisión de un fotón. Como se muestra en la figura 16, la mayoría de la luz incidente es difundida sin sufrir cambio alguno (difusión Rayleigh; difusión elástica), sin embargo, una pequeña fracción de los fotones (alrededor de 10^{-6}) interactúa con la muestra induciendo a un modo vibracional²⁰, debido a la polarización electrónica inducida en la molécula por dicho haz incidente, es decir a un momento dipolar inducido²¹ (McMillan y Hofmeister, 1988; Wenk y Bulakh, 2006).

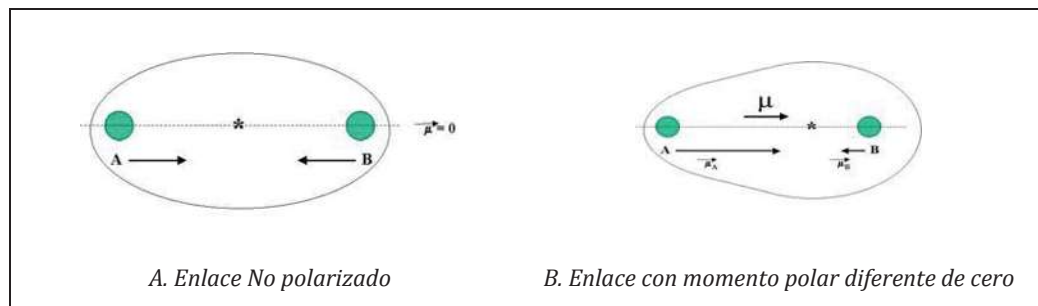


Figura 15. Representación esquemática de un enlace no polarizado (A) y polarizado (B). En este último se observa la deformación de la nube electrónica y la dirección del vector de momento dipolar. Tomado de la referencia electrónica: http://cabierta.uchile.cl/libros/r_acevedo/parte21/

²⁰ La dispersión Raman es más débil que la dispersión Rayleigh por un factor de 10^{-3} a 10^{-5}

²¹ La magnitud del momento bipolar inducido es proporcional a la facilidad de la deformación de la nube electrónica, en otras palabras la actividad Raman de un modo dado se relaciona al cambio en la polarizabilidad de la molécula durante la vibración. *McMillan, P. F., y Hofmeister, A. M. (1988). Infrared and Raman Spectroscopy. In F. C. Hawthorne (Ed.), Reviews in Mineralogy. Methods in Mineralogy and Geology (Vol. 18). Washington, USA: Mineralogical Society of America.; Sears, F. W., Zemansky, M. W., y Young, H. D. (1986). Física Universitaria (6ª edición ed.). USA: Addison-Wesley Iberoamericana.*

La ganancia o pérdida de energía experimentada por los fotones incidentes (ΔE) a partir de los modos vibracionales en el cristal. Dos modos vibracionales $n=0$ y $n=1$ son llevados a los niveles de energía V_0 y V_1 , por los fotones incidentes, generando fotones con energía $E+\Delta E$ (líneas Anti-Stokes) y $E-\Delta E$ (líneas Stokes) en el espectro (Figura 16). Existen otros modos vibracionales de alta energía, como la fluorescencia, que producen señales asociadas al espectro Raman, las cuales deben ser eliminadas por arreglos en el equipo y aplicando programas de corrección para recuperar la señal más pura posible. En ese sentido, y debido a que la abundancia de las moléculas es mayor a $n=0$ que $n=1$, las líneas Stokes son más intensas que las Anti-Stokes, por lo que comúnmente se consideran éstas en espectroscopia Raman y en las unidades de números de onda (cm^{-1}).

A partir de la expresión matemática que indica que la polarizabilidad, α , representa la capacidad de un campo eléctrico aplicado, E , para inducir un momento dipolar, μ_{in} , en un átomo a molécula:

$$\mu_{in} = \alpha E \quad (4.1-8)$$

Se ha desarrollado la ecuación que representa al operador de un momento dipolar en una integral de transición de momento (en Ball, 2001):

$$\mu_{in} = \alpha_0 E_{\max} \cos(2\pi v_{in} t) + [E_{\max} r_{\max} / 2] [(\partial \alpha / \partial r) (\cos(2\pi t(v_{in} + v)) + \cos(2\pi t(v_{in} - v)))] \quad (4.1-9)$$

Esta contiene la variable v_{in} , que representa la frecuencia de la luz incidente. Este término se relaciona con la *emisión*, es decir, el fotón difundido que tiene la misma frecuencia que el fotón incidente; este explica la difusión Rayleigh. El segundo término tiene dos cosenos, uno contiene la variable $v_{in} + v$, que relaciona a una emisión; el fotón difundido que incrementa en frecuencia por alguna acumulación, v , que es la frecuencia del movimiento molecular. El segundo coseno contiene las variables $v_{in} - v$, que se relaciona con el fotón difundido que disminuye su frecuencia por la misma acumulación, v . Esos dos términos explican la difusión Raman; los fotones incidentes modifican sus frecuencias (incremento y disminución) por acumulación igual a ciertos

movimientos de las moléculas. Asimismo, la derivada ($\partial\alpha/\partial r$) representa el cambio en la polarizabilidad con la posición nuclear (debe ser diferente de cero), de tal forma que un movimiento molecular será Raman-activo sólo si el movimiento ocurre con un cambio de polarizabilidad.

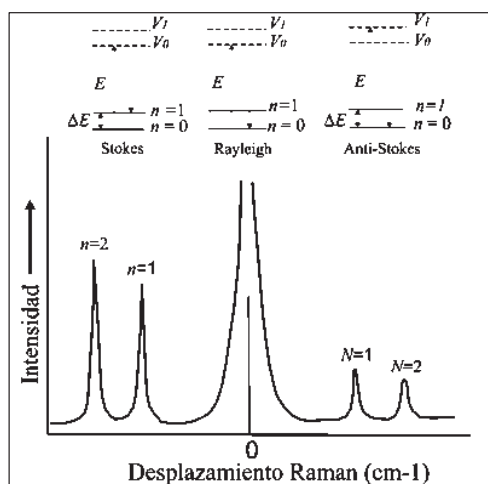


Figura 16. Partes de una señal Raman generada durante la excitación de un enlace químico, al hacer incidir un haz láser. Tomado de Ferraro, J.R., y Nakamoto, K., 1994. *Introductory Raman Spectroscopy*. Academic Press, Inc. Harcourt & Company, San Diego California.

Un espectrómetro Raman se compone de tres partes principales, la fuente, monocromador y detectores. Comúnmente los equipos Raman usan un láser generador de fotones en la región del visible del espectro electromagnético y la fuente activa o de excitación puede ser de un gas o un sólido. Las líneas de transiciones se ubican entre 488 nm y 514.5 nm, es decir, en las regiones verde-azul y ultravioleta del espectro electromagnético. En el caso de trabajar con muestras que presentan fluorescencia intensa se ocupan las regiones del rojo y visible alrededor de 809 nm. El monocromador es un dispositivo que provee una resolución de energía de luz incidente y generalmente consiste de una rejilla (elemento que dispersa la luz), el cual puede ser un prisma o rejilla de difracción y una rejilla de salida. La dispersión de la

luz suele ser reflectada de forma selectiva para llegar a una interferencia destructiva²² causada por la superficie de la muestra, entonces la luz reflejada de ésta se focaliza por medio de lentes colectores y luego colimados por un espejo parabólico antes de alcanzar una segunda rejilla.

Los detectores estándar de los equipos Raman son fotomultiplicadores, los cuales están compuestos de materiales semiconductores (comúnmente GaAs), estos emiten electrones primarios (vía efecto fotoeléctrico) cuando el haz es incidente al cátodo. Estos electrones son acelerados por una diferencia de potencial el cual emite electrones secundarios, el proceso continúa a través de una cascada de diez dinodos antes de que los electrones finales lleguen al ánodo con una amplificación de aproximadamente $10^5 - 10^7$ (McMillan y Hofmeister 1988) (Figura 17).

4.2. Técnica microanalítica puntual, microsonda

Los microanálisis químicos puntuales (hasta $1 \mu^2$) cualitativos o cuantitativos realizados mediante el uso de un microscopio electrónico de barrido con la adaptación de un espectrómetro decodificador de señales por dispersión de electrones (EDS) o de longitudes de onda (WDS), se basan en la emisión de energía característica de los átomos de una muestra problema, a partir de la excitación de sus electrones (e^-) y emisión de radiaciones X (RX) características de cada nivel energético (K, L, M, N).

Como se ilustra en la Figura 17, estas emisiones son provocadas por una descarga de electrones generados en un filamento y enfocado mediante un sistema de lentes magnéticos y bobinas que actúan en alto vacío hasta llegar al blanco (Plant, 1981; Krischner, 1987).

²² La interferencia destructiva y constructiva de la luz proveniente de la superficie de la rejilla determina una relación entre el ángulo de reflexión y la longitud de onda; $m\lambda = d(\sin\alpha + \sin\beta)$, donde m es el orden de reflexión, d es el espacio de la ranura de la rendija y α , β son los ángulos de la luz reflectada e incidente hacia la rendija normal. **P. F. McMillan y A. M. Hofmeister, *Infrared and Raman Spectroscopy, Vol. 18, in Reviews in Mineralogy. Methods in Mineralogy and Geology*, ed. Frank C. Hawthorne (Washington: Mineralogical Society of America, 1988).**

Las radiaciones generadas son enfocadas hacia un cristal de difracción curvo adaptado a una geometría de enfoque especial, que permite maximizar la señal colectada (Othmer, 1978).

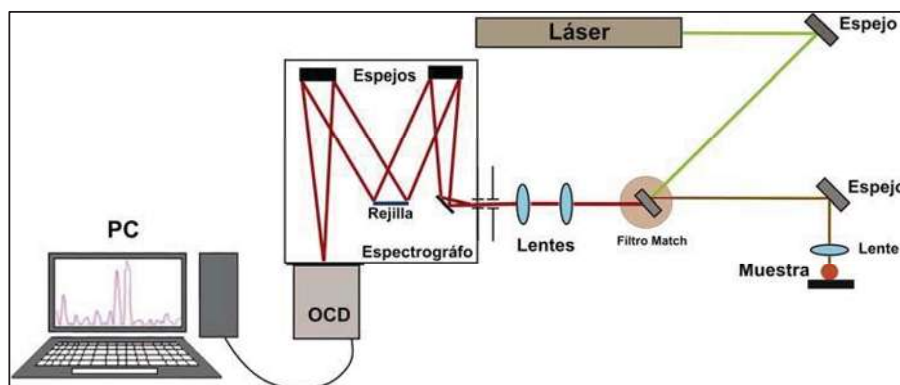


Figura 17. Arreglo del Sistema de Espectroscopía Raman instalado en el Centro de Investigaciones en Óptica, A. C., Grupo de Propiedades Ópticas de la Materia (Proporcionado por Meneses-Nava, 2010).

Las señales (electrones o longitudes de onda) resultantes se encauzan hacia el espectrómetro o espectrómetros de colecta multi-elemental, donde son procesadas. Las longitudes de onda o de energía de las líneas en el espectro de rayos-X, identifica a los elementos presentes y provee un análisis cualitativo. Un análisis cuantitativo puede obtenerse al comparar las intensidades de las líneas de RX de las muestras problema con aquellas de estándares de composición conocida y aplicando correcciones por efecto de matriz e instrumental. Además de la optimización de los parámetros descritos es necesario considerar la preparación de la muestra (superficie perfectamente pulida) y la cubierta de la muestra por un material conductor, además de una buena selección de estándares (Plant, 1981). Con esta técnica es posible realizar mediciones de precisión sin que se produzca un sobrecalentamiento de la muestra

A diferencia de un microscopio óptico, en este equipo no se obtienen imágenes reales de la superficie de la muestra problema. Para recuperar una señal superficial del objeto de estudio es necesario preparar una superficie plana y pulida a “calidad espejo” y cubrirla con un medio conductor de electrones (grafito, oro, plata, etc.). Al inyectar la descarga de $\bar{e}$ sobre la muestra en estudio se produce una transmisión electrónica sobre la superficie inducida, de tal forma que la imagen corresponde a la distribución superficial del material usado como medio conductor; generalmente representa bien la morfología del material problema.

La sensibilidad elemental es dependiente de las condiciones de operación y las líneas características seleccionadas (K, L, M). Se considera que una corriente mayor de 20 KeV es necesaria para producir radiaciones-X características y suficientes para ser bien identificadas en el espectrómetro, la respuesta es mejor en elementos de número atómico mayor ($Z > 12$), porque se evitan problemas de absorción y eficiencias bajas en la generación de RX (Othmer, 1978).

El aspecto cuantitativo se fundamenta en que la intensidad de los rayos-X característicos, en primera instancia, es directamente proporcional a las concentraciones peso de los elementos que las originan y que cualquier desviación de la relación lineal es relativamente pequeña y predecible. Los efectos que no permiten que la relación rayos-X y concentración sea lineal, son el número atómico, la absorción y los efectos de fluorescencia (Springer, 1976). Un análisis cuantitativo presenta a menudo complicaciones, por ejemplo, una modificación en las radiaciones de un material determinado produce reacciones muy complejas para una línea, acompañadas de otras similares que modifican la intensidad de la radiación original (Krischner, 1987).

La relación aproximadamente lineal entre la intensidad de los rayos-X y la concentración puede ser mejor entendida a través del tratamiento matemático del problema de generación de los rayos-X. El número de cuantos de rayos-X producidos por un electrón en su paso a través de un objetivo, es proporcional al número de

átomos que se encontrará a lo largo de su camino y la probabilidad de que la ionización ocurra. Esta última propiedad es dada por la sección (**Q**) de ionización, la cual es función de la energía del electrón (**E**) únicamente; luego el número de electrones por unidad en una longitud determinada es dada por **N_o, ρ, c/A**, donde **N_o** es el número de Avogadro, **ρ** la densidad de la muestra, **A** el peso atómico del elemento analizado y **c** la concentración del elemento en la muestra. Debe considerarse que sólo cierta fracción **w** lleva a la emisión de rayos-X de un tipo, mientras que los restantes son consumidos por transiciones Auger.

El número de cuantos de rayos-X producidos por electrón a lo largo de una distancia **dx** es dado por:

$$dI^{\circ} = w (N_o \rho * c/A) Q(E) dx \quad (4-10)$$

La energía del electrón en cualquier punto de su recorrido puede ser determinada para una primera aproximación a partir de la ley Thomson-Whiddington, la cual diferenciada tiene la forma.

$$dE/dpx = -S' / E, \text{ donde } S' \text{ es una constante.}$$

Por lo tanto el número de cuantos de rayos-x producido es:

$$I^{\circ} = w (N_o c/A * S') (\int_{Ec}^{Eo} Q(E) * E * dE \quad (4-11)$$

Los límites de integración son indicados por la energía electrónica inicial **E_o** y por **E_c**, la energía crítica de excitación para un determinado nivel de energía. La integral es dependiente sólo de la energía y no de la composición de la muestra. Consecuentemente, si muestra y estándar son analizados bajo las mismas condiciones experimentales y uno contiene un elemento particular a una concentración **C_{spec}** y el otro una **C_{std}** entonces: $I^{\circ}_{spec} / I^{\circ}_{std} = C_{spec} / C_{std}$. Si el estándar es un elemento puro, la relación de intensidad es simplemente igual a la concentración de un elemento particular en un espécimen desconocido. Debido a que la relación intensidad/concentración es no lineal, deben ser considerados los factores de número

atómico, absorción y efectos de fluorescencia, tal como es discutido por Springer (1976).

Las partes que componen este instrumento son: 1) un sistema óptico electrónico que enfoca a un haz de electrones emitidos desde un filamento de tungsteno (W) hacia la superficie de análisis por medio de lentes magnéticas, 2) un microscopio óptico que permite ver el área de interés, 3) una platina donde son colocadas las muestras y los estándares y 4) espectrómetros de rayos-X para medir el espectro de rayos-X generado por el haz de electrones primarios (Figura 18; Plant, 1981).

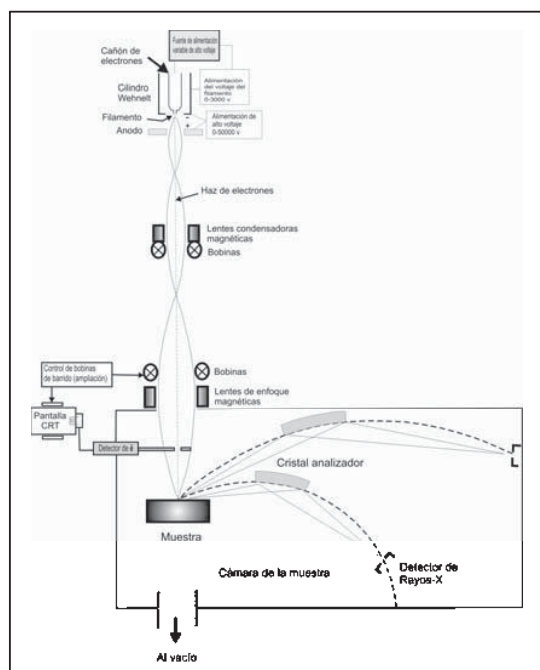


Figura 18. Esquema de los componentes principales del equipo de microsonda electrónica (Modificado de Krischner, 1987).

CAPÍTULO 5

METODOLOGÍA DE TRABAJO

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para cumplir con los objetivos planteados se ha propuesto la siguiente metodología:

Ubicar en el contexto arqueológico mesoamericano al sitio de Tingambato. Con base en publicaciones realizadas desde la década de los 1970 se documentará la temporalidad e importancia de este sitio, con la finalidad de contextualizar el uso y distribución de la lapidaria azul y verde en este sitio arqueológico.

Se describirá y se elaborará un registro fotográfico de las formas y huellas de trabajo grabadas en las piezas por analizar y se determinarán aspectos sobresalientes sobre su tipología.

Describir el marco geológico y petrológico de ocurrencia del mineral de amazonita en la naturaleza, con la finalidad de identificar con claridad los elementos y características geoquímicas predecibles para el tipo de materiales que se estudiarán en este trabajo.

Por medio microanálisis químico por microsonda (EDS-WDS) se caracterizarán químicamente los feldespatos presentes en las piezas culturales y su paragénesis.

Se aplicarán las técnicas espectroscópicas de Infrarrojo (FT-IR) en su modo de reflexión y Raman (RS) para caracterizar mineralógicamente las piezas arqueológicas y se identificarán las características estructurales típicas de amazonitas en piezas representativas, las cuales serán seleccionadas a partir de un lote existente que cuenta con más 800 piezas de lapidaria verde.

Se identificarán las inclusiones minerales, con el fin de reconocer semejanzas o diferencias entre cada una de las piezas estudiadas.

Se realizarán análisis mineralógicos y geoquímicos similares en muestras de amazonita provenientes de diferentes yacimientos a nivel regional (Canadá, EUA, México). Esta actividad se hará con el fin último de comparar tendencias minerales y químicas que sugieran hipótesis preliminares de la proveniencia geológica de las amazonitas culturales de Tingambato.

CAPÍTULO 6
RESULTADOS

6.1 CARACTERIZACIÓN TIPOLOGICA Y MINERAL-QUÍMICA DE AMAZONITA CULTURAL DE TINGAMBATO

6.1.1 TIPOLOGÍA Y HUELLAS DE TRABAJO, DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA DE LAS PIEZAS ARQUEOLÓGICAS ESTUDIADAS

Se seleccionaron 25 piezas de lapidaria en forma de plaqueta, usadas como pendientes o pulseras, y pertenecientes al sartal 443 (Figura 19). Estos elementos son representativos de una serie de piezas de alto valor religioso o de prestigio del sitio arqueológico de Tingambato, Michoacán. Como ha sido descrito en el Capítulo 2, el material dominante entre la obra lapidaria local es la amazonita, principal motivo del presente estudio.



Figura 19. Imagen y numeración asignada de las plaquetas del collar 443 encontrado en la Tumba 1 de Tingambato, Michoacán.

6.1.1.1 Morfología

La mayoría de las piezas presentan formas trapezoidales con un eje imaginario mayor “Y” que no rebasa los 2 cm de longitud, con excepción de la pieza 27, de 2.9 cm de largo; el plano imaginario “z” tiende a ser plano con grosores que van de 1-2 mm y hasta 3-4.5 mm. Los objetos presentan coloraciones que van desde azul-verde a gris-verdoso, excepto las piezas 41 y 77 de coloración café claro. Las piezas 6, 17, 24, 86 y 255 son particulares, debido a que presentan alteraciones parduzcas en su superficie, debidas probablemente al contexto de enterramiento o bien a su composición. Es importante resaltar la presencia de “bandas” claras (pertitas) en las piezas azul-verde de amazonita 1, 3, 7, 27, 100, 189, 217 y 220. Estos son los objetos que serán caracterizados mineral y químicamente en los siguientes apartados.

Es importante mencionar que las piezas 4, 6, 11, 17, 21, 24, 227 muestran evidencias de corte en una de sus aristas, debido a que les fue aplicado el análisis por difracción de rayos X (Robles-Camacho, 2004). El objeto 1 también presenta una arista truncada, pero en este caso se debe al clivaje natural del mineral. Los análisis mineralógicos obtenidos por la técnica de difracción de rayos X solo se tomaron como referencia en este trabajo para efectos de certificación y se presentan de manera sintetizada en la sección de espectroscopia.

A partir de las observaciones megascópicas que durante su elaboración se pretendía un acabado convexo en una de las superficies, es decir, “abombado” en el centro de las piezas, aplicando para ello un mayor desbaste en los bordes. Las piezas presentan un terminado fino en su pulido, los bordes son ligeramente angulados o casi redondeados, es decir no tienen filo. Poseen perforaciones cónicas encontradas, lo que supone la elaboración de la perforación en dos etapas. Algunas de las teselas presentan dos orificios, tales como la 27 y 129 lo que sugiere la probable reutilización de éstas. Para identificar la tipología pretendida por los lapidarios en los casos de la

teselas de estudio, se utilizó el software *CorelDraw* v.12 para dibujar los contornos de cada una de las 25 piezas (Figura 20), con lo que se obtuvo la forma preferente, que asemeja a una “hacha” o “grano de maíz” (Figura 21). Ambos elementos son considerados de alto valor cosmogónico en la interpretación antropológica mesoamericana, arraigados desde la época de los olmecas²³

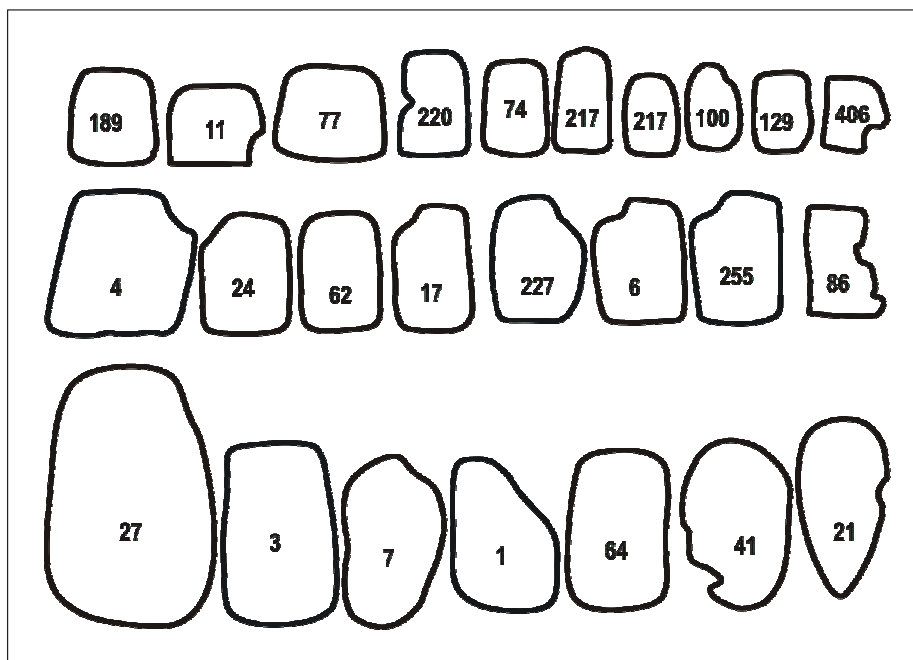


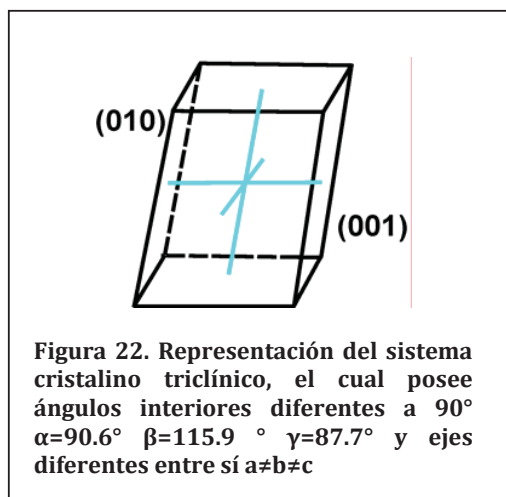
Figura 20. Representación de los contornos de las teselas en estudio.

Para los fines del presente estudio es importante mencionar que las piezas 220, 217, 189, 100, 27, 7, 3, 1 (Figura 1), las cuales tienen coloraciones azul-verde y con bandas en blanco están constituidas predominantemente por el mineral amazonita (microclina azul-verde), el cual tiene un sistema cristalino triclinico (Figura 22).

²³ “Las fuerzas sobrenaturales de mayor trascendencia fueron el rayo, el relámpago, el viento, las nubes, la tierra y el terremoto...” “parece que para los olmecas y sus vecinos, el primer conjunto de fuerzas o “espíritus” (tierra, temblor y agricultura) se manifestaron junto con una serie de elementos artísticos, basados en el niño-jaguar... Este conjunto de diseños muy estilizado alcanzó su máxima expresión en la hachas de piedra verde...”. **Lowe, G. W. (1998). Mesoamérica olmeca: diez preguntas. Colección Científica. México: Instituto Nacional de Antropología e Historia/Centro de Investigaciones Humanísticas de Mesoamérica y el Estado de Chiapas-UNAM.**



Figura 21. Representación modal de la morfo-tipología pretendida por los lapidarios que labraron las piezas en estudio.



Con base en los resultados de la figura 21 y en comparación con los elementos cristalográficos de los feldespatos potásicos (Figura 22), se reconoce que los artesanos aprovechaban el clivaje del mineral, preferentemente el plano (001) y probablemente en menor proporción el (010) para obtener las preformas y labrar los objetos deseados; en este caso, formas trapezoidales planas.

6.1.1.2 Huellas de trabajo (variable tecnológica)

El análisis y registro de las huellas de trabajo se ha realizado con dos fines: 1) conservar la información procesal del labrado de las piezas, debido a que algunas de las caras (“no museables”) serían pulidas, como requisito de la técnica de microsonda y 2) para registrar la tecnología aplicada durante el tallado y pulimento de los objetos.

Este trabajo consistió en la obtención de fotomicrografías de la superficie en cuestión, con uso de un microscopio mineragráfico Olympus BX40F4 (de luz polarizada reflejada) y los filtros adecuados. A partir de la imagen digital se analizó la topografía y se reconocieron los diferentes trazos aplicados durante el trabajo lapidario. Se utilizó el software SigmaPro para obtener las dimensiones precisas de los trazos, con lo que fue posible proponer el tamaño de grano de los abrasivos utilizados durante la manufactura.

Las fotomicrografías de las piezas 1-443 y 27-443 (Figura 22 y 23) presentan los casos más representativos del análisis que ilustra la tipología de las superficies trabajadas. En estas se aprecian los trazos de las huellas de trabajo, así como algunas cavidades miarolíticas que han sido expuestas durante la abrasión. Además se reconocieron especies minerales relativamente ajenas, como será discutido en el apartado de análisis por microsonda. En el caso de la fotomicrografía de la pieza 27-443, es visible una banda de color más claro, correspondientes con una pertita, así como es notorio que el mayor desbaste en la pieza corresponde a los bordes, con lo que se obtenía la forma curva o sub-redondeada de la pieza.

Otro rasgo importante en la descripción de las huellas de trabajo consiste en identificar las diferencias entre el tamaño de grano de los abrasivos utilizados y la tendencia en la dirección del desbaste, para lo cual se realizó la manipulación de las fotomicrografías utilizando el software CorelDraw v.12 y SigmaPro (Figura 25 y 26). De esta forma, se reconocieron mejor los trazos y las dimensiones de los granos abrasivos usados; los grosores son señalados por líneas de diferente color y ancho. En los casos donde el clivaje es visible se indica con líneas de diferente color y grosor.

En términos generales los trazos de las huellas de trabajo se muestran en direcciones sub-paralelas o entrecruzadas en ángulos menores de 90°, de lo cual se deduce que aplicaban un patrón sistemático de labrado, que tuvo que ver con el eje “Y” de mayor longitud en el trapecioide.

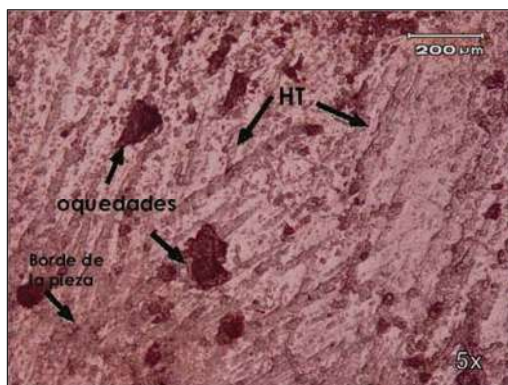


Figura 23. Fotomicrografía de la superficie de la tesela 1-443 tomada con el microscopio mineragráfico a un aumento de 5x y con luz polarizada (nicos cruzados). Además se aprecia la zona de mayor desbaste siendo ésta el borde de la pieza. Leyenda, HT: huellas de trabajo.

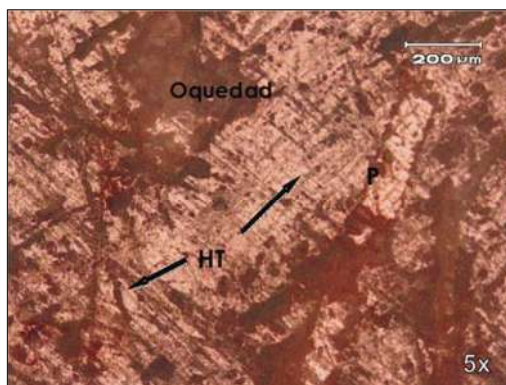


Figura 24. Fotomicrografía de la superficie de la tesela 27-443, microscopio mineragráfico a un aumento de 5x y con luz polarizada (nicos cruzados). Leyenda, HT: huellas de trabajo, PT: pertita.

Para calcular el diámetro de las partículas empleadas en los diferentes procesos de tallado, se consideró a los abrasivos como aglutinados de partículas esféricas ideales. De esta forma, las huellas de trabajo se midieron en la parte más ancha del trazo (de borde a borde) y con el ajuste de la escala visual mediante el programa SigmaPro, fueron calculados los tamaños de grano. De esta forma, puede decirse que se utilizaron abrasivos de grosores variados, aplicados en diferentes etapas (de mayor a menor grosor). De acuerdo con la síntesis granulométrica integrada en la Tabla 4, la primera fase de desbaste se hizo con partículas de dureza mayor o igual a 7 en la escala de Mohs y diámetros entre 110-120 μ (arenas de grano fino); una segunda etapa de desbaste fue determinada por el tamaño de grano del abrasivo utilizado, que fue de 69-47 μ (limos y arenas de grano fino); por último, en una fase considerada de pulido se usaron abrasivos de intervalos entre 22.5-3 μ y 5.6-3.2 μ (arcillas o minerales arcillosos). En esta última fase no se descarta el uso de algún material orgánico como carrizo, bambú o alguna otra corteza fibrosa rica en silicio, como fue sugerido por Foshag (1957).

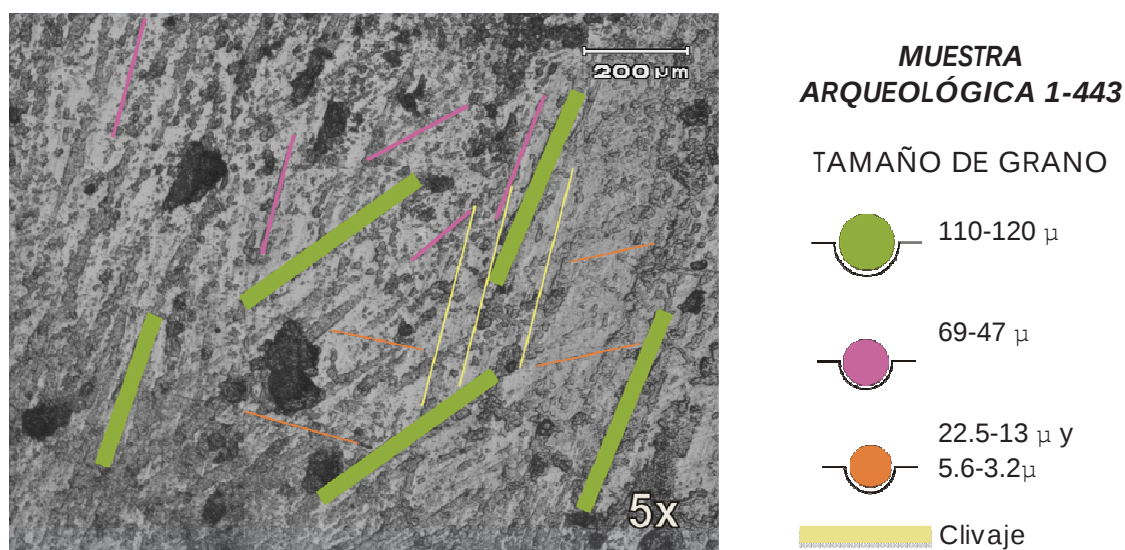


Figura 25. Imagen en escala de grises de la fotomicrografía a 5x perteneciente a la muestra 1-443, las líneas de color muestran los trazos de las huellas de uso y el clivaje.

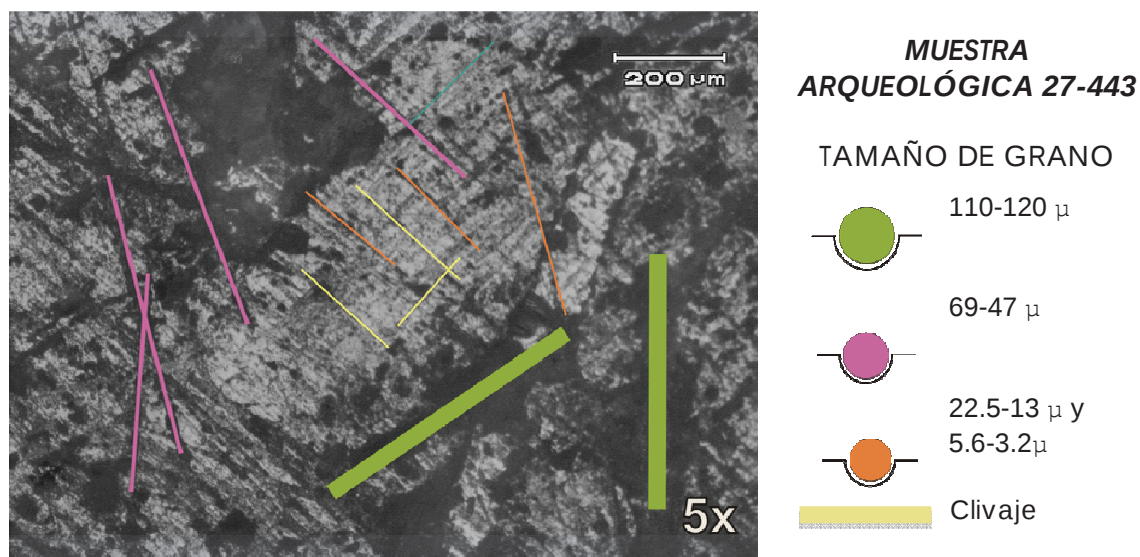


Figura 26. Imagen en escala de grises de la fotomicrografía a 5x perteneciente a la muestra 27-443, las líneas de color muestran los trazos de las huellas de uso y el clivaje.

Tabla 4. Comparación de los tamaños de grano de tres tipos de sedimentos y los abrasivos utilizados en cada etapa de desbaste y pulido de las plaquetas de piezas arqueológicas.

Tamaño de grano	Equivalente en sedimentos	Etapas de desbaste y pulido
2 mm (2000 μ) – 0.0625 mm (62.5 μ)	Arenas	Primera etapa: desbaste Diámetro de abrasivos: 110-120 μ
0.0625 mm (62.5 μ) – 3.9X10 ⁻³ mm (3.90 μ)	Limos	Segunda etapa: desbaste Diámetro de abrasivos: 69-47 μ
< 3.90 μ	Arcillas	Tercera etapa: pulido Diámetro de abrasivos: 22.5-3 μ y 5.6-3.2 μ

6.1.2 ANÁLISIS MINERAL POR ESPECTROSCOPIA

6.1.2.1 Espectroscopia infrarroja de reflexión en amazonita cultural

Las energías vibracionales de moléculas y cristales se hallan en el intervalo de 0-60 kJ/mol, que corresponden a una frecuencia de 0 a 5,000 cm⁻¹. Este intervalo corresponde a la energía de la luz en la región del infrarrojo del espectro electromagnético (McMillan y Hofmeister, 1988). Particularmente en los sistemas cristalinos la masa atómica tiene una influencia fundamental en el comportamiento vibracional, por ejemplo, cuando se tiene incremento de masa atómica en un mineral se propicia una disminución en su frecuencia. Considerando lo anterior, en un espectro se obtienen las bandas de absorción de vibraciones de deformación y estiramiento con sus respectivas combinaciones, de tal forma que los tectosilicatos presentan su banda característica en aproximadamente 950 a 1170 cm⁻¹ (Povarennykh, 1978).

Las señales de infrarrojo para feldespatos, dentro de un espectrograma, se encuentran en los siguientes intervalos del espectro electromagnético correspondiente al infrarrojo medio:

- a. Entre $500 - 700 \text{ cm}^{-1}$ se presentan las bandas que muestran el grado local de orden de Al-Si en un feldespato sódico (Ab); el orden en posiciones $T_{10} - T_{1m}$ y $T_1 - T_2$ en un feldespato potásico; la fase de transición $I\bar{i} - P\bar{i}$ en uno cálcico.
- b. Entre $500 - 680 \text{ cm}^{-1}$ se obtiene información estructural de feldespatos sódicos y potásicos, así como el contenido de Ab-Or y el grado de orden Al-Si.
- c. En el rango $1000-1200 \text{ cm}^{-1}$ se presentan las bandas de estiramiento pertenecientes a los enlaces de Si(Al)-O. Estas señales suelen ensancharse conforme se incrementa el grado de desorden Al-Si.
- d. Finalmente, en la región $700 - 800 \text{ cm}^{-1}$ se presentan variaciones en las señales (tipo stretching), correspondientes a los intercambios Na-K; cuatro bandas separadas representan mayor cantidad de Na; dos bandas son señal de K predominante en el cristal (Zhang *et al.*, 1997).

Las muestras analizadas por esta técnica fueron: 3, 7, 27, 100, 189, 220 de la serie 443. Se obtuvieron espectrogramas de zonas azules-verdes (microclina) y zonas claras o blancas (exsoluciones de albita y fases peritéticas) utilizando el equipo de infrarrojo Tensor 27 Bruker con el software OPUS y ORIGIN 8.1 SR3 para su manipulación. La información obtenida fue comparada parcialmente con la base de datos RRUFF.

De forma general, en el intervalo del IR-medio (400 a 4000 cm^{-1} ; Figura 25) se observan diferencias en intensidad y ancho de las bandas de las amazonitas culturales, con respecto a los espectros de albita y microclina de la base de datos RRUFF (Figura 26 y 27). En el intervalo de $3000-1250 \text{ cm}^{-1}$ para el caso de las piezas arqueológicas, se presentan señales relativamente intensas, aunque anchas a diferencia de los espectros de microclina y albita de la base de datos RRUFF. Estas variaciones se han asignado a la posible presencia de agua intersticial dentro de la

estructura cristalina del feldespato, sin embargo, no es posible comprobarlo hasta este punto, debido a que la banda característica del grupo -OH de la molécula de agua en aproximadamente 3500 cm^{-1} no se presenta. Hasta este punto del análisis, las bandas localizadas en 2900 cm^{-1} , 1700 cm^{-1} y 1150 cm^{-1} podrían asignarse al ión oxonio H_3O^+ . La vibración para este ión podría corroborarse con bandas localizadas en el IR cercano de 5125 cm^{-1} , 5230 cm^{-1} para microclina; 5200 cm^{-1} para albita pegmatítica y metamórfica; $4500\text{-}4600\text{ cm}^{-1}$ y 4000 cm^{-1} para sanidino y plagioclasa.

Hasta este momento se considera importante el intervalo entre 1200 cm^{-1} a 400 cm^{-1} (Figura 28), debido a que en esta zona se localizan las bandas principales correspondientes a la vibración de los grupos funcionales de Si-O , Si(Al)-O-Si de los tectosilicatos $[\text{Al}_n\text{Si}_{4-n}\text{O}_8]_3$ en el intervalo de $1200\text{-}950\text{ cm}^{-1}$. A simple vista se nota el ensanchamiento de bandas pertenecientes a las muestras 100, 7 y 220 (zona albítica). Para las muestras restantes son evidentes los ensanchamientos en el pico localizado a $1150\text{-}1180\text{ cm}^{-1}$, sin embargo, hacia 1000 cm^{-1} se presentan picos de mayores intensidades. Asimismo, en las zonas de $700\text{-}800\text{ cm}^{-1}$ y $500\text{-}700\text{ cm}^{-1}$ se observan mejor las señales de diferentes intensidades. Para precisar sobre las características estructurales de los feldespatos en estudio se ha amplificado la región citada y se describe el comportamiento vibracional como sigue.

En este intervalo se observa variación contrastante en cuanto a las intensidades y algunas posiciones de las bandas de las muestras arqueológicas analizadas. De esta forma, en el intervalo de $950\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$ se observa que las señales de las muestras 189-Mc y 220a Mc presentan un pico ligeramente dobleteado, el cual se atribuye a la vibración de estiramiento ("stretching") antisimétrico, al igual que un hombro de menor intensidad localizado a 1074.3 cm^{-1} y 1141.8 cm^{-1} , respectivamente. En el mismo intervalo las mediciones de las muestras 3-Mc-Ab y 27-Mc exhiben un pico y un hombro alrededor de 1016.4 cm^{-1} y 1141.8 cm^{-1} , mientras que las muestras 7 Mc-Ab, 3-Mc, 220b-Mc, 220-Mc-Ab presentan señales de intensidades medias a altas con un pico y dos hombros en alrededor de 1016.4 cm^{-1} , 1074.3 cm^{-1} y 1141.8 cm^{-1} .

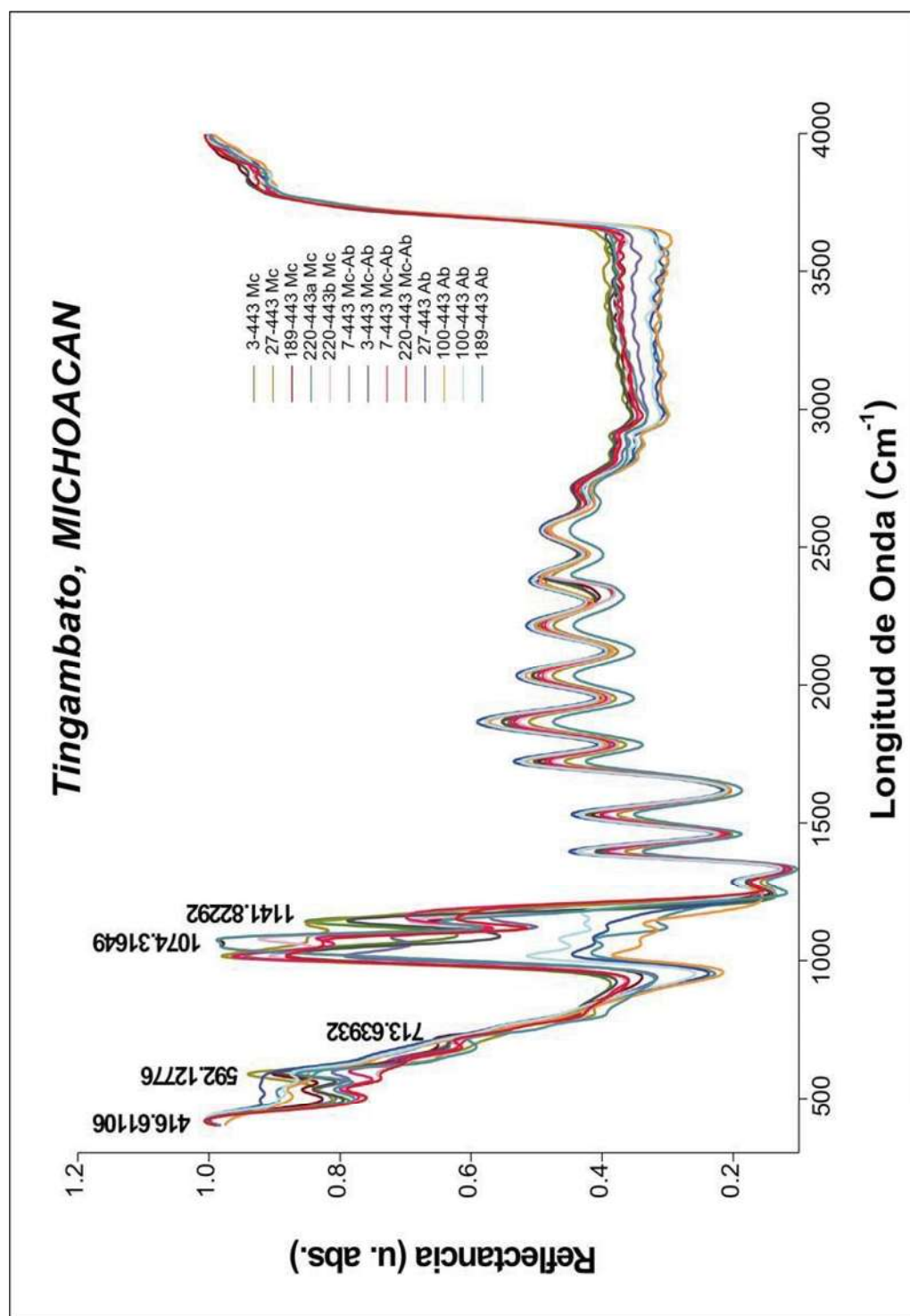
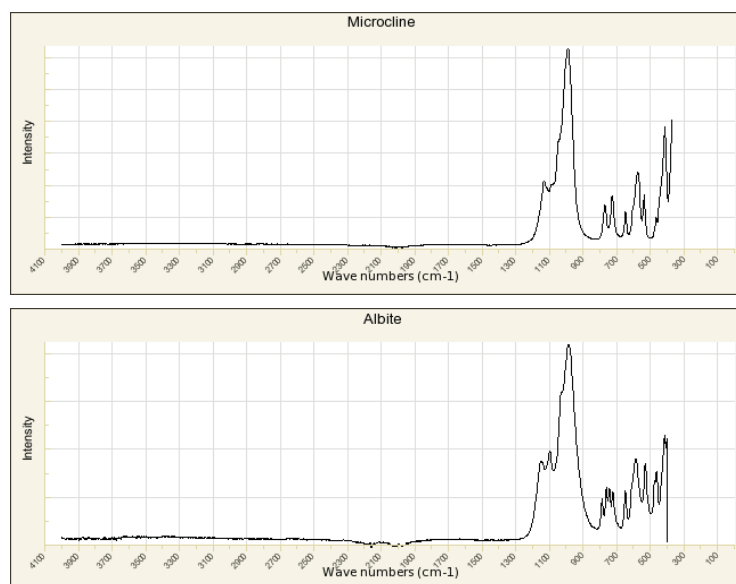


Figura 25. Espectrograma de las muestras de amazonita cultural del sitio Tingambato en el intervalo de 400 cm⁻¹ a 4000 cm⁻¹. En este se incluyen los espectros de las zonas verdes y blanquecinas de cada una de las piezas.

Este intervalo proporciona información sobre la vibración del grupo funcional de Si-O y el intercambio Si(Al)-O-Si, como ya se ha mencionado. La señal ubicada aproximadamente en 1016.4 cm^{-1} se asigna a la vibración asimétrica de estiramiento, mientras que la de posición 1141.8 cm^{-1} correspondería a la vibración simétrica.



Figuras 26 y 27. Espectrogramas correspondientes a microclina y albite, tomados de la base de datos RRUFF. <http://rruff.info/>

Es notorio que las bandas de las muestras 7 Mc-Ab, 3-Mc, 220b-Mc, 220-Mc-Ab presentan un comportamiento que sugiere un grado de desorden considerable en la celda cristalina de la microclina, puesto que las bandas son más anchas y los picos menos intensos.

Asimismo, las muestras 100-Ab, 27-Ab, 189-Ab, que son las de menores intensidades, son bandas anchas y presentan de 3 a 4 picos. Este comportamiento indica que las vibraciones de estiramiento (“stretching”) tanto simétricas como asimétricas se relacionan íntimamente con el bajo grado de orden y la sustitución aleatoria de Al-Si

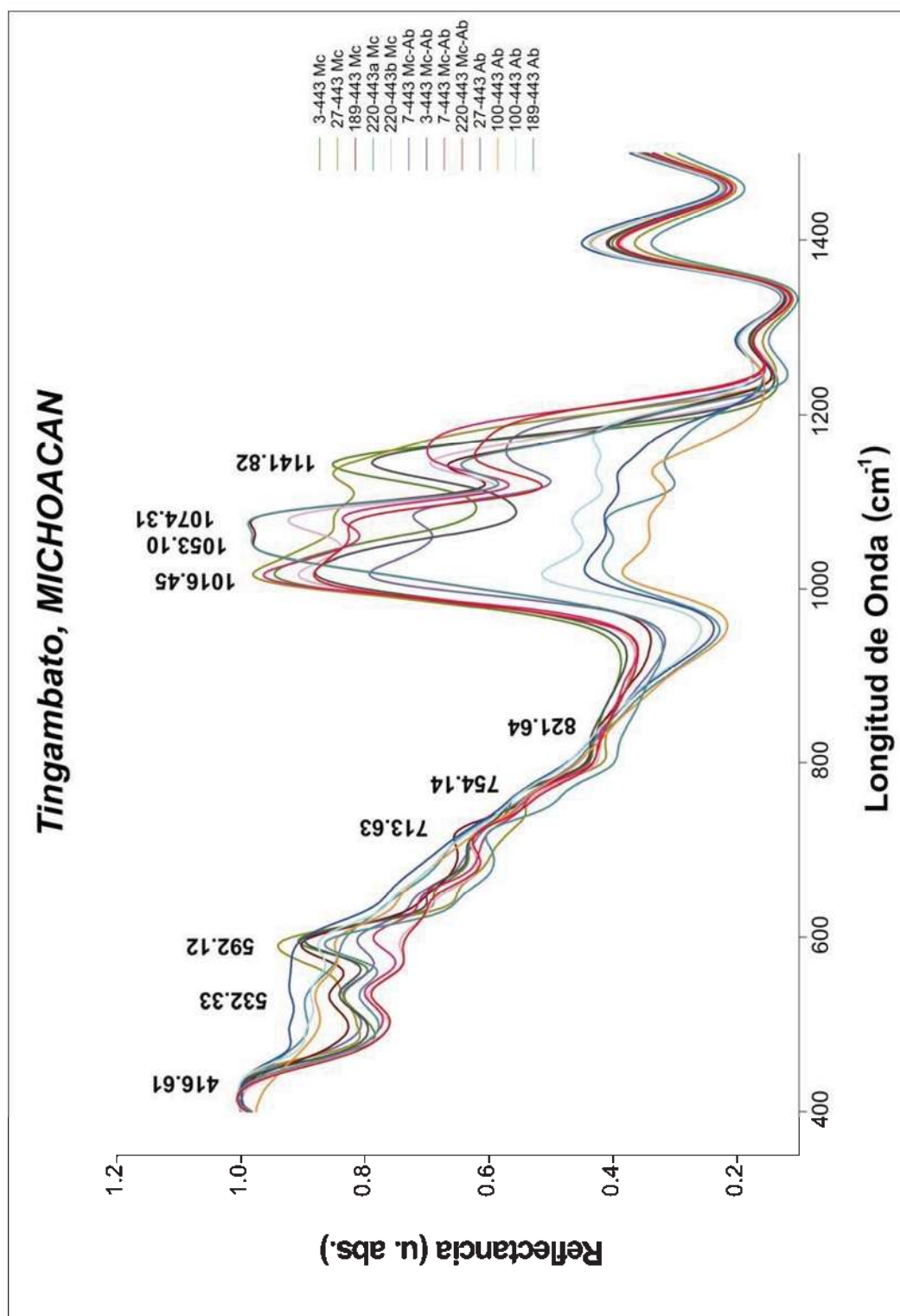


Figura 28. Espectrograma ampliado de las muestras de amazonita cultural serie 443 del sitio Tingambato en el intervalo de 400 cm^{-1} a 1500 cm^{-1} . El intervalo de interés es de 400 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} .

en los sitios tetraédricos de la red. Esto también se atribuye a la textura de la pieza en esta zona analizada, puesto que presenta coloraciones lechosas, grises y azules tenues, lo que implica la mezcla e interdigitación de los minerales de albita y microclina.

Las señales o sobretonos localizados en el intervalo $500\text{-}700\text{ cm}^{-1}$ aportan información para afirmar el grado de orden-desorden estructural del par Al-Si a nivel local de la celda. De tal forma se observa que los espectros 100-Ab, 3-Mc, 189-Ab prácticamente no presentan picos o son bandas muy anchas, lo cual es interpretado como influencia de la albita presente y su alto grado de desorden en las muestras.

Además en la zona de 700 cm^{-1} a 800 cm^{-1} se esperan cuatro picos pequeños para denotar la presencia absoluta o predominante de Na o dos para el caso del K, sin embargo, no se distingue pico alguno, lo que nuevamente implica el desorden estructural de la zona albitica de éstas muestras y/o la presencia de fases pertíticas intermedias entre feldespato y plagioclasa.

Las demás muestras presentan dos picos ubicados en 532.3 cm^{-1} y 592.1 cm^{-1} , lo que sugiere que el feldespato predominante es microclina. Asimismo, se observa que los espectros 220b-Mc, 220-Mc-Ab exhiben cierto grado de desorden en la red cristalina del feldespato potásico. La presencia del K se evidencia con los picos ubicados en 713.6 cm^{-1} y 754.1 cm^{-1} .

Finalmente, se puede atribuir la variación de intensidades y grosores de las bandas en el intervalo de 1200 a 900 al intercambio no sólo de Al-Si, sino de Fe-Al en posiciones tetraédricas y el Pb-K. Ambas situaciones modifican de forma importante la celda cristalina del feldespato, propiciando dislocaciones o sólo distorsiones de la celda.

6.1.2.2 Espectroscopia Raman en amazonita cultural

En este apartado se presentan los resultados obtenidos por espectroscopia Raman de diversos puntos medidos en objetos de amazonita cultural. El equipo empleado es un híbrido con un láser continuo (CW) Millenia Vs de estado sólido Nd:YVO, con una potencia de 25 mW en la muestra y longitud de onda de 532 nm. Como detector se usó un Monocromador/Espectrógrafo SpectraPro-500i con una cámara ICCD incorporada con 1024x256 pixeles. Además se emplearon varios espejos y lentes, así como un filtro Notch, que permite reflejar o transmitir ondas según su longitud.

En primera instancia se mostrarán los casos de partes contrastantes azul y blanco en las piezas, así como de las mediciones realizadas en diversos puntos con tonalidades variables de azul.

De acuerdo con los estudios de Freeman *et al.* (2008), y para efectos de interpretación, se considera que las bandas obtenidas por espectroscopia Raman representan las “huellas digitales” de los enlaces de las moléculas en cuestión. De esta forma, los picos representan un grupo de señales en intervalos de longitud de onda que corresponden a un comportamiento molecular determinado, como es el caso de los feldespatos, que a continuación se describen:

- a. Intervalo de 450-520 cm^{-1} . En esta se encuentran las señales más intensas y pertenecen a los modos de extensión de anillo para tetraedros de anillos de cuatro miembros. El movimiento de los oxígenos en este modo es perpendicular al eje T-T provocando variaciones en los ángulos de enlace del T-O-T, ya sea como Si-O-Si o Si-O-Al, lo que explica la señal del triplete. Para el caso especial de la microclina, el pico máximo se ubica en 513.3 cm^{-1} , para albita baja 507.6 cm^{-1} y para anortita-P 504.6 cm^{-1} .
- b. Intervalo entre 200 cm^{-1} y 400 cm^{-1} corresponde a los modos de rotación-translación de anillos de cuatro miembros, además de reconocer el grado de orden-desorden de la red cristalina. En este intervalo no se presentan bandas si la

estructura tiene alto grado de orden; sólo cuando es altamente desordenada se presentan picos de órdenes de 3 a 4, con bajas intensidades.

- c. En la región por debajo de 200 cm^{-1} se encuentran señales de orden-desorden.
- d. El intervalo de 600 cm^{-1} a 800 cm^{-1} se asigna a los modos de deformación del tetraedro O-T-O en grupos TO_4 , que involucra el grado de orden Al-Si en la estructura. Se presentan un par de señales de intensidad moderadamente fuerte: los picos a 764 y 815 cm^{-1} , que se asignan a albita baja, mientras que para la microclina alta (la cual posee el más alto grado de orden) se tienen las señales a 749 y 814 cm^{-1} .
- e. En el intervalo de $900\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$ se encuentran las señales más débiles y gruesas, asignadas a modos de vibración de estiramiento del tetraedro; asimétricos para T-O. En esta zona también se reflejan las variaciones de Si:Al ocasionadas por la variación en las proporciones de Ca, Na y K en la estructura. Para la albita baja se presentan seis picos y dos hombros mientras que para la microclina alta se tienen siete picos y un hombro.

A continuación se describen los espectros de la Figura 29 obtenidos de la forma siguiente:

Muestra 3-443, figura 29. El espectro superior corresponde a la zona de coloración verde de la pieza, donde el mineral identificado corresponde con la microclina, debido a que las señales distintivas en Raman se localizan en el intervalo entre 550 cm^{-1} y por debajo de 200 cm^{-1} . Entre 550 cm^{-1} y 420 cm^{-1} se presentan las bandas principales de las vibraciones de los enlaces del tetraedro Si-O y Al-O; se observan tres picos, de los cuales los localizados en 455.1 y 475.3 cm^{-1} difieren en la intensidad con respecto al estándar. En longitudes de onda menores ($400 - 300\text{ cm}^{-1}$) se observan tres bandas de intensidad mayor, anchas y ligeramente desplazadas hacia la izquierda con respecto a las del estándar, mientras que en la región de 300 a 200 cm^{-1} se aprecian claramente los picos localizados en 260.7 y 284.9 cm^{-1} , los cuales están ligeramente desplazados hacia la derecha y no es visible el hombro del pico de menor intensidad. Aunado a esto, las bandas que se esperarían a partir de 200 cm^{-1} a menores longitudes de onda,

no son claramente distinguibles, y por el contrario se observa la banda ancha e intensa a 198.9 cm^{-1} recorrida hacia la derecha y un pequeño pico contrario al del estándar. Todo lo anterior señala la distorsión presente en el tetraedro, ocasionada por intercambios con elementos diferentes a K o Na, lo que se ve reflejado en los picos de poca intensidad presentes en $\sim 570\text{ cm}^{-1}$ y 700 cm^{-1} . Un comportamiento semejante se observa en el espectro inferior correspondiente a la zona pertítica de la muestra. Este se atribuye al mineral de albita; el comportamiento de las bandas es muy semejante al del estándar, pero en la zona de 200 cm^{-1} hacia menores longitudes de onda se observan dos picos y un pequeño hombro de prácticamente la mitad en intensidad que la del estándar, lo que puede sugerir dos cosas: 1) el comportamiento de cambio estructural monoclinico-triclinico de la albita o 2) el comportamiento del dipolo entre las interfases de la pertita y microclina considerando las impurezas presentes.

Muestra 27-443, figura 30. Se observa que el arreglo estructural es semejante al de la muestra 7-443, sin embargo en todo el intervalo del espectro es notorio el aumento en intensidad de todas las señales. Con excepción de las bandas localizadas en 453.3 cm^{-1} , 450 cm^{-1} y 510.8 cm^{-1} , todas las demás presentan varios dobletes e incluso tripletes, lo que da una idea de la alteración de los enlaces Si-O, Al-O, Si-O-Si(Al) y de los centros catiónicos de K-Na. Cabe resaltar que esta es la muestra de coloración verde más intensa, por lo que se esperarían mayores distorsiones de los enlaces y en sobremanera de los centros catiónicos debido a la presencia de Pb^{2+} y de Fe^{3+} ocupando las posiciones del Al^{3+} , de acuerdo con lo reportado por Zhironov y Stishov (1965) y Hofmeister y Rossman (1985). Entre las señales que más llaman la atención se encuentran las ubicadas en $\sim 580\text{ cm}^{-1}$, 619.8 cm^{-1} , $\sim 690\text{ cm}^{-1}$, $\sim 850\text{ cm}^{-1}$ y en $\sim 1020\text{ cm}^{-1}$, las cuales han sido asignadas al efecto del dipolo inducido por la presencia de un elemento de mayor número atómico como el plomo. Esto puede confirmarse por la banda localizada en 197.6 cm^{-1} , que se presenta como una señal muy ancha e intensa debido a este fenómeno. Por su parte, el espectro de la derecha correspondiente a la pertita, referido como albita, presenta bandas prácticamente en los mismos desplazamientos e incluso con semejantes intensidades con respecto al de

la microclina y de las cuales se ha sugerido que refieren su comportamiento al plomo presente o a un estado estructural muy similar provocado por otro(s) elemento(s).

Es de notar que los picos intensos que se esperarían de 200 cm^{-1} y menores no se presentan; sólo ocurre una banda muy ancha a 197.6 cm^{-1} con un hombro. Esta es otra razón para suponer una alteración del enlace debido a variaciones entre potasio y plomo, como puede apreciarse en el espectro Raman de la galena, se localizan picos en posiciones semejantes a las obtenidas experimentalmente de las muestras arqueológicas (Figura 33).

Muestras 7, 100, 189 y 220, figura 31 y 32. Al comparar las figuras compuestas No. 31 y 32 puede observarse que la etiquetada como 7-443, es la que presenta menos diferencias con respecto al estándar de microclina. En el intervalo de 600 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} los picos son prácticamente iguales a los del estándar y debido a que esta zona ofrece información que se complementa con la obtenida de la espectroscopia infrarroja, es posible decir que el estado estructural en cuanto al grado de desorden del tetraedro es prácticamente nula, lo que indica que se tiene un arreglo estructural triclinico y muy pocas distorsiones.

Lo que es importante observar en este caso, es la señal cercana a 200 cm^{-1} , de la cual se logran distinguir tres picos; a pesar de lo ancho de la banda y su baja intensidad, se marca un doblete a 195.8 cm^{-1} el cual es asimétrico, mientras que el pico a menor longitud de onda es el de menor intensidad de los tres, del que se esperaría lo contrario. Sin embargo, este comportamiento involucra la distorsión de la nube electrónica debida a ocupaciones de sitios huecos dentro de la estructura y no sustituyendo centros tetraédricos ocupados por K^+ . El caso contrario se presenta en los espectros de las muestras 100, 189 y 220, que son muy parecidos al de la muestra 27. Megascópicamente estas muestras son de coloraciones azul-verdosas más intensas y no es fácil distinguir las exsoluciones. En los espectros se observan los tres picos representativos de la microclina, localizados aproximadamente entre 450 y 510 cm^{-1} .

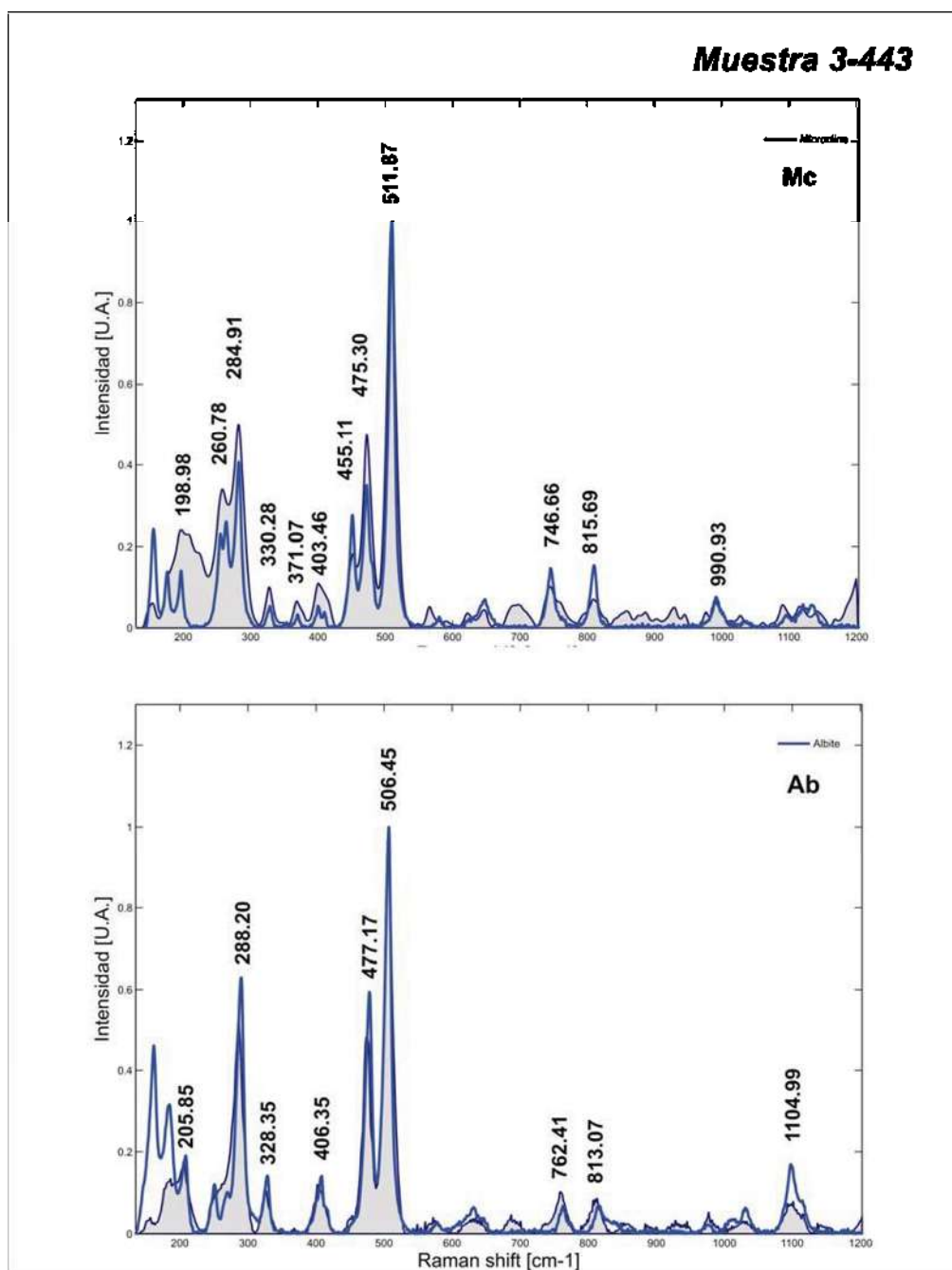


Figura 29. Espectrogramas Raman de las muestra 3 de la serie 443. En la figura superior se presenta el espectro de la microclina y en la inferior el correspondiente a la albite. La línea azul pertenece al estándar de cada uno de los minerales, el sombreado en gris representa las señales de las muestras en cuestión

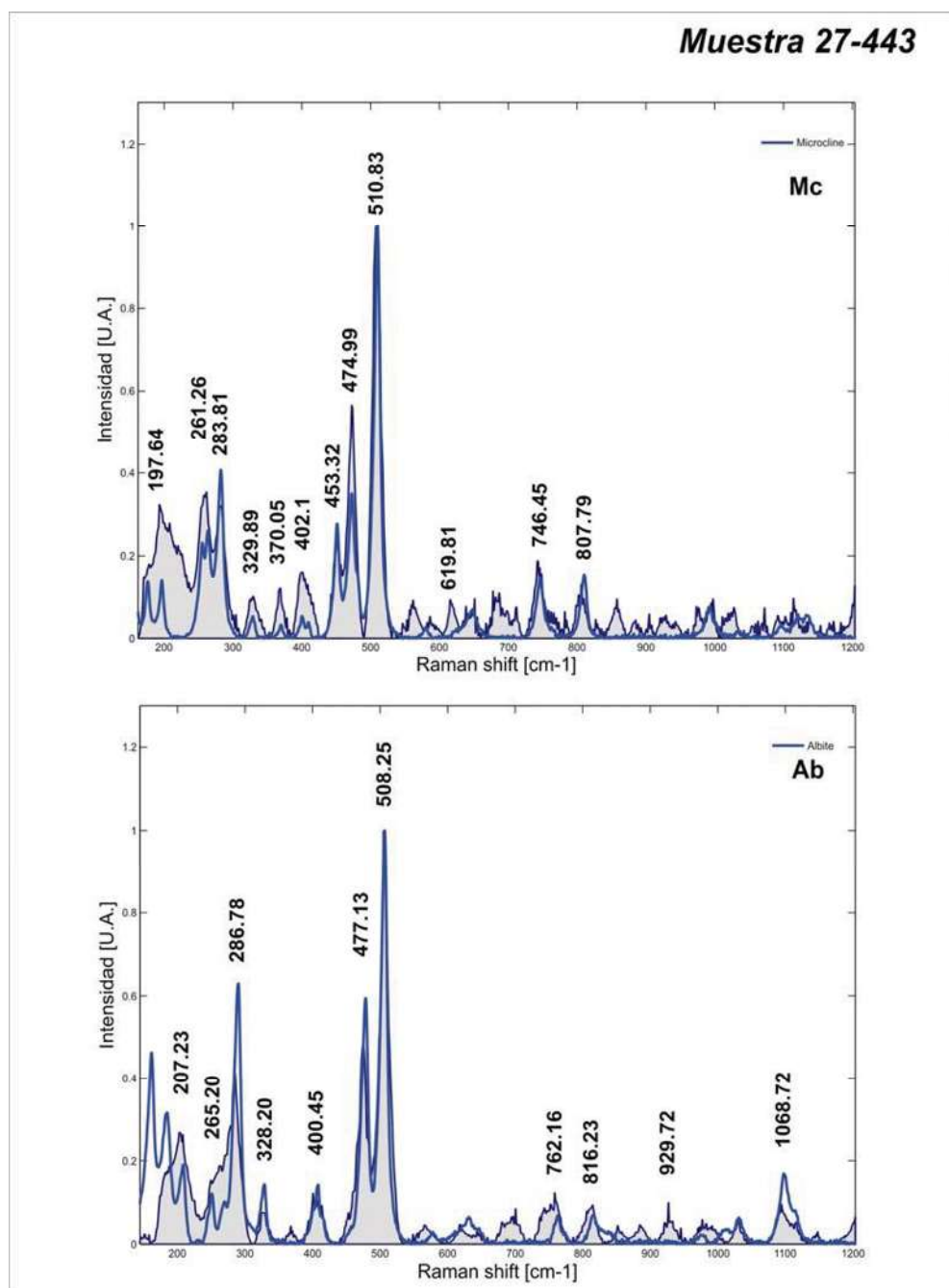


Figura 30. Espectrogramas Raman de la muestra 27 de la serie 443. En la figura superior se presenta el espectro de la microclina y en la inferior el correspondiente a la albite. La línea azul pertenece al estándar de cada uno de los minerales, el sombreado en gris representa la señal de las muestras en cuestión.

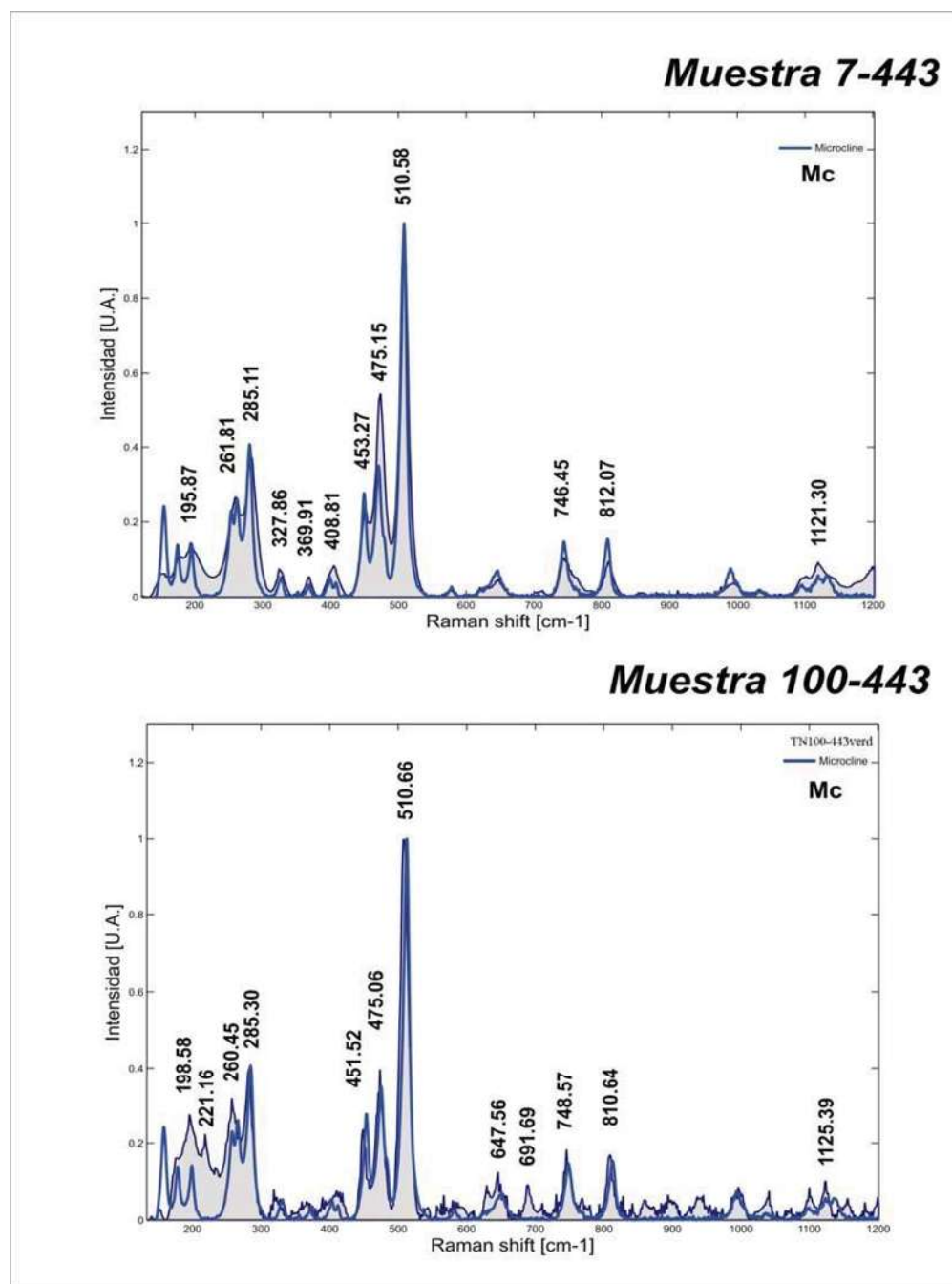


Figura 31. Se presentan a manera de comparación los espectros Raman obtenidos de las mediciones en las zonas azul-verde de las muestras 7, 100 de la serie 443. Las líneas azules representan al estándar del mineral de microclina, mientras que el espectro sombreado pertenece a la muestra.

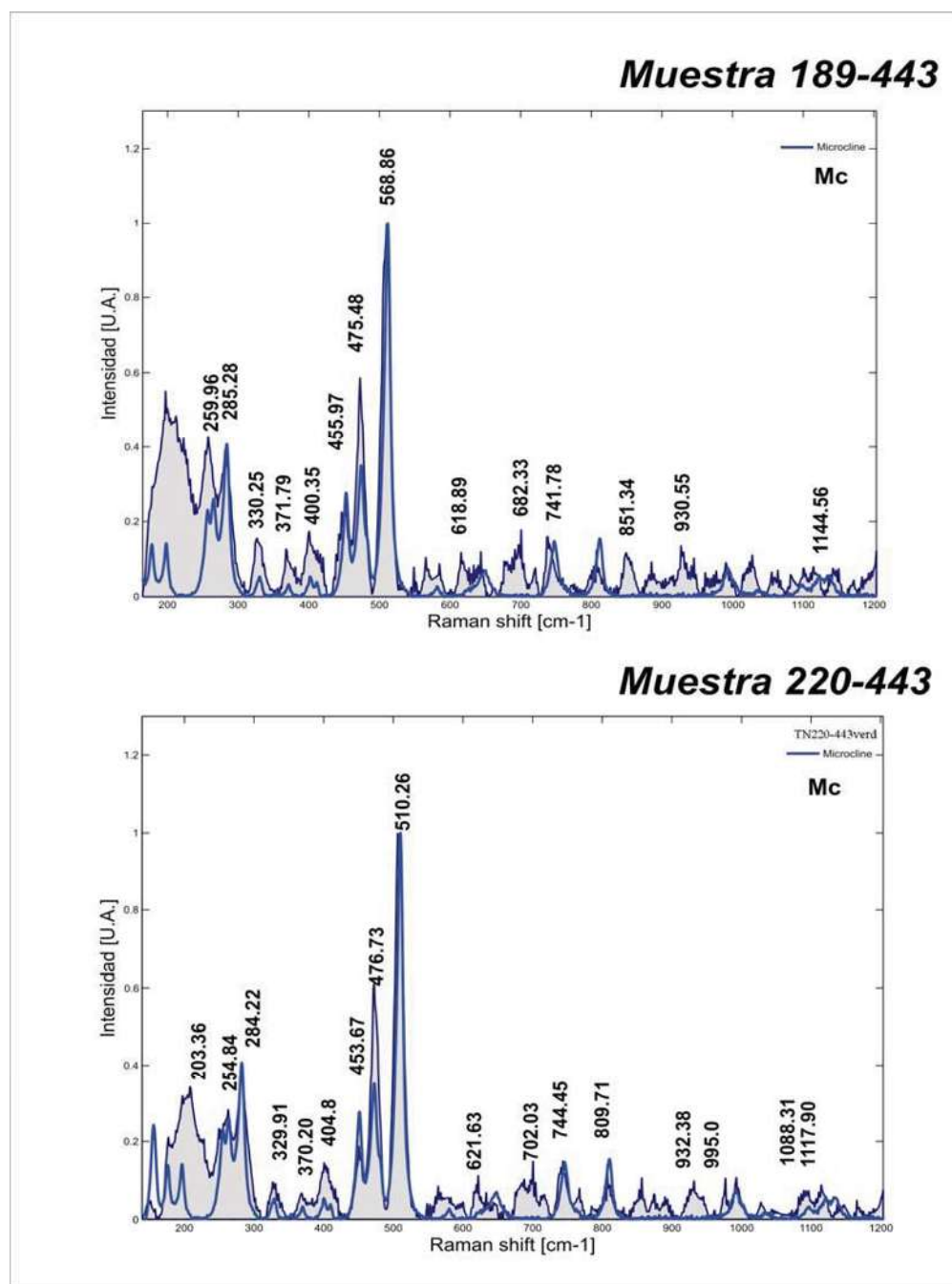


Figura 32. Comparación de los espectros Raman obtenidos de las mediciones en las zonas azul-verde de las muestras 189, 220 de la serie 443. Las líneas azules representan al estándar del mineral de microclina, mientras que el espectro sombreado pertenece a la muestra.

Todos estos picos se encuentran ligeramente desplazados hacia la izquierda, como ocurre típicamente en la albita y se observa en el espectro 189-443. Asimismo, el segundo pico en este intervalo tiene diferentes intensidades en los tres espectros, donde el de menor intensidad y más parecido al estándar es el del espectro 220-443.

En el intervalo vibracional de 550 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} se observan picos asignados a enlaces Si-O, Si-O-Si(Al); en el caso de la muestra 189 se observa la señal de doblete cerca de 800 cm^{-1} , asimétrica y desplazada a la izquierda en comparación con las muestras 100 y 220. Siendo el pico de mayor intensidad en 741.7 cm^{-1} . Asimismo, las señales ubicadas en 682.3 cm^{-1} , 851.3 cm^{-1} y 930.5 cm^{-1} son más intensas, con lo que pueden asumirse dos situaciones: 1) desorden debido a cambios estructurales triclinico-monoclinico, es decir, estados estructurales intermedios entre microclina y albita, y 2) presencia considerable de cationes localizados en intersticios.

Esta última situación puede ser corroborada por las bandas en $\sim 200\text{ cm}^{-1}$, $\sim 250\text{ cm}^{-1}$, que en los tres casos se presentan, pero particularmente en el espectro 189-443. La banda a 200 cm^{-1} casi cubre a la ubicada en 259.9 cm^{-1} y no se aprecia el doblete característico de la señal correspondiente a microclina, aunque comparando la forma de las bandas en esta zona para albita, se encuentra gran parecido.

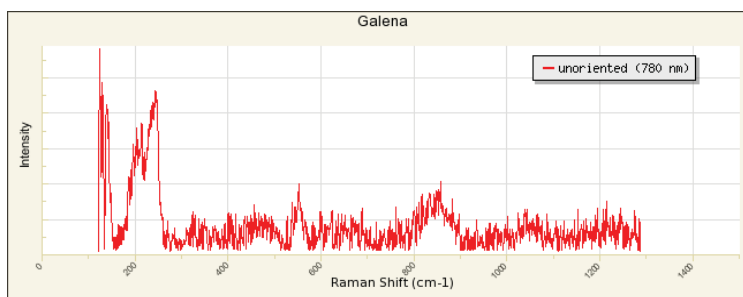


Figura 33. Espectro Raman de la galena, tomado de la base de datos RRUFF. <http://rruff.info/>

6.1.3 ANÁLISIS QUÍMICO POR MICROSONDA

En este apartado se integran los resultados más significativos de los análisis químicos puntuales por EDS y WDS realizados en piezas representativas de la lapidaria elaborada en amazonita, en el sitio de Tingambato, Complementaria a esta información se presenta un análisis de las imágenes generadas por electrones retrodispersados, con el fin de ilustrar mejor las características texturales y mineralógicas de este tipo de materiales, para su posterior comparación con muestras geológicas de composición similar. Cabe aclarar que las descripciones de los arreglos pertínicos corresponden a un corte generalmente de orientación del plano cristalino (001) y en menor proporción (010). Las muestras analizadas mediante esta modalidad fueron: 1, 3, 27, 217, 220 de la serie 443.

Para esta sección experimental se requirió la preparación previa de las muestras, lo cual involucró realizar pulido a “espejo” empleando alúmina con tamaños de grano 1 μm , 0.5 μm y 0.03 μm posteriormente se recubrieron con grafito en una Evaporadora de grafito EMITECH K950 con bomba de vacío Welch8915. El equipo de microsonda empleado fue JEOL-8900R con microanalizador combinado EDS/WDS en condiciones de voltaje de 20 KeV, corriente 20 nA y diámetro del haz 1 μm , los estándares fueron monazita, sanidino corregido con albita.

A continuación se presentan los contenidos en óxidos y su proporción respectiva en cationes de los puntos seleccionados de microclina, albita y en zonas de exsolución presumiblemente de impurezas de Pb en las muestras de amazonita cultural, así como la determinación de la fórmula cristaloquímica de cada uno de estos puntos. La determinación semi-cuantitativa se realizó por medio de detector de EDS, dichos datos se presentan en la tabla 5. Cabe aclarar que los puntos considerados como zonas de exsolución o de presencia predominante de impurezas de Pb sólo fueron analizadas por WDS las cuales se reportan en la tabla 7.

6.1.3.1 Análisis semi-cuantitativo y cuantitativo

Tabla 5. Resultados de la composición química de microclina y albita de las muestras arqueológicas por EDS.

Muestras %W óxidos	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	65.52	65.41	54.38	72.57	72.79	67.51
TiO ₂	0.13	-	0.20	-	0.06	-
Al ₂ O ₃	16.99	17.87	19.74	18.05	17.82	18.62
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	0.37	-	11.72	-	0.15	-
MnO	-	-	-	0.46	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
CaO	0.47	-	-	-	-	0.1
BaO	0.33	-	-	-	-	-
Na ₂ O	2.63	0.55	1.12	8.84	8.76	10.89
K ₂ O	13.56	16.17	12.82	0.07	0.42	0.25
Total	100	100	100	100	100	97.374
Cationes %W						
Si	3.03	3.02	2.67	3.13	3.13	3.02
Ti	0.01	-	0.01	-	0.002	-
Al	0.92	0.93	1.14	0.92	0.903	0.98
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.01	-	0.48	-	0.01	-
Mn	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-
Ca	0.02	-	-	-	-	0.01
Ba	0.01	-	-	-	-	-
Na	0.24	0.05	0.11	0.74	0.73	0.95
K	0.80	0.95	0.80	0.004	0.02	0.01
Composición ideal	An	2.21%	0.0%	0.0%	0.0%	0.50%
	Ab	22.24%	4.92%	11.78%	99.47%	98.02%
	Or	75.54%	95.08%	88.22%	0.53%	1.48%

1. Corresponde a la muestra etiquetada como 3 Mc, perteneciente a la muestra 3-443 en un punto de microclina.
2. Ó 7-443* (TIN_01b) pertenece a un punto de microclina de la muestra 7-443, esta muestra fue analizada en el equipo VegaTescan TS5136XM en Milán.
3. Es la muestra 220 Mc perteneciente a la tesela 220-443 analizada en una zona de microclina.
4. 3 Pg_A Ab. Misma muestra que la número 1 de esta tabla, pero tomando un punto perteneciente a una pertita.
5. Esta corresponde a una de las pertitas tipo listón de la muestra 3-44, dicho punto se etiquetó como 3 Pg_B Ab. Es
6. Punto analizado de una pertita perteneciente a la muestra 7-443, analizada en la microsonda VegaTescan TS5136XM y etiquetado como 7-443*(TIN_01E)

A continuación se presenta el método para determinar la fórmula cristaloquímica de un punto analizado, tomando como ejemplo el microanálisis en microclina de la muestra 1 ó 3-443.

Tabla 6. Ejemplo para la muestra 1 para la obtención de su fórmula cristaloquímica.

	A	B	C	D
SiO ₂	1.091	2.181	6.05	3.025
TiO ₂	0.002	0.003	0.01	0.005
Al ₂ O ₃	0.167	0.500	1.39	0.924
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO	0.005	0.005	0.01	0.014
MnO	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-
CaO	0.008	0.008	0.008	0.023
BaO	-	-	-	-
Na ₂ O	0.042	0.042	0.12	0.235
K ₂ O	0.144	0.144	0.40	0.799

A. Proporción molar de óxidos

B. Proporción atómica de oxígeno en cada molécula

C. Proporción de aniones en base de 8 oxígenos

D. Proporción de cationes en fórmula, tales valores son los empleados para obtener la fórmula cristaloquímica

Fórmula cristaloquímica de 1 (3Mc):



Las fórmulas cristaloquímicas de las demás muestras analizadas por EDS son;





En la tabla 7 se presentan los resultados de microanálisis por WDS de las muestras 1, 27, 217 y 220 de la serie 443, tomando puntos de microclina, albita y zonas de exsolución con presencia de impurezas de Pb y/o Fe.

6.1.3.2 Microtexturas

Las imágenes obtenidas son de carácter morfológico en dos dimensiones, con la sensación visual en escala de grises. Los tonos corresponden al número atómico del elemento catiónico en relación a los compuestos de los cuales son constituyentes; colores claros representan compuestos con elementos de número atómico mayor, y de forma recíproca, los colores oscuros se deben a elementos ligeros. En el caso de los feldespatos, la plagioclase muestra un tono gris oscuro altamente contrastante con el del feldespato potásico (microclina-ortoclase) que se observa de un tono más claro.

Tabla 7. Resultados por WDS de la composición química de microclina, albita y zonas de exsolución de las muestras arqueológicas.

7. 1-443 punto (1Mc), Muestra en mc 9. 227- zona de Mc), 10. 220- punto	Muestras													Muestra en de mc 8. 27-443 (27 Mc), Muestra 443 en mc (217 Muestra 443 en de mc
	% W óxidos													
	SiO ₂	64.48	64.82	62.94	64.82	67.18	67.74	67.13	68.06	64.56	64.82	64.54		
	TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Al ₂ O ₃	17.71	18.06	17.30	17.76	19.02	19.11	18.80	19.08	17.75	18.09	17.79		
	Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	FeO	0.01	0.06	0.02	0.00	0.02	0.07	0.03	0.03	0.02	0.08	0.01		
	MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
	BaO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00		
	Na ₂ O	0.72	0.67	0.53	0.56	12.99	13.98	13.21	13.21	0.32	0.72	0.44		
	K ₂ O	16.11	15.50	15.28	15.80	0.08	0.07	0.23	0.07	16.19	15.23	16.11		
	PbO	0.00	0.03	0.10	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.12	0.09	0.03		
	Total	99.05	99.13	96.17	99.03	99.35	100.97	99.42	100.45	99.02	99.04	98.93		
% W Cationes														
	Si	3.00	3.02	3.03	3.03	2.92	2.88	2.92	2.93	3.02	3.01	3.02		
	Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Al	0.97	0.99	0.98	0.98	0.97	0.96	0.96	0.97	0.98	1.00	0.98		
	Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Fe ²⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Ba	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		
	Na	0.07	0.06	0.05	0.05	1.09	1.15	1.11	1.10	0.03	0.0	0.04		
	K	0.96	0.92	0.94	0.94	0.0	0.0	0.01	0.0	0.97	0.06	0.96		
	Pb*	0.0	0.0	0.001	0.001	0.0	0.0	0.001	0.0	0.002	0.001	0.0		
Composición ideal	An	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.04%	0.02%	0.04%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%		
	Ab	6.33%	6.12%	5.0%	5.11%	99.57%	99.65%	99.43%	99.65%	2.92%	6.12%	4.0%		
	Or	93.67%	93.88%	95.0%	94.89%	0.38%	0.33%	0.55%	0.35%	97.08%	93.88%	96.0%		

(220Mc). 11, 12, 13, 14 corresponden a microanálisis en plagioclasa (Ab) de las muestras 1, 27, 217 y 220 respectivamente con las etiquetas 1 Pg, 27 Pg, 217 Pg, 220 Pg. 15, 16 y 17 corresponde a zonas de las muestras 1, 27 y 220 donde presumiblemente se encontraban altas concentraciones de Pb debido a un color más claro comparado con la Mc que las contiene y porque megascópicamente mostraban un color verde más intenso, las etiquetas correspondientes son 1 Exs, 27 Exs, 220 Exs. * Se señalan en milésimas los resultados del por ciento en peso del catión de Pb, puesto que se considera como impureza cromófera en las amazonitas.

Pieza arqueológica 1-443, figura 34. Esta pieza analizada por WDS, posee una matriz de microclina de composición general de ortoclasa con variaciones en puntos de la matriz de $\text{Ab}_{5.55}\text{Or}_{94.45}$ a $\text{Ab}_{2.92}\text{Or}_{97.08}$ en puntos cercanos a las exsoluciones pertíticas.

En **A** se aprecia que la textura pertítica predominante de esta pieza es estriada, con magnitudes $<500\ \mu\text{m}$, son unidireccionales y prácticamente equidistantes. Son de composición predominante $\text{An}_{0.08}\text{Ab}_{99.12}\text{Or}_{0.80}$. También se presentan micropertitas $\leq 100\ \mu\text{m}$ que presentan la misma orientación que las pertitas anteriormente mencionadas. Se observan fracturamientos en la matriz de microclina que corren en la misma dirección que las pertitas. Puede suponerse que dichas pertitas fueron formadas por una re-precipitación de plagioclasa residual. De forma aislada se observan algunas de grosor considerable y que no siguen un patrón con respecto a las demás fracturas, éstas pudieron ser provocadas por la percusión al momento de ser trabajadas. En **B** se observan espacios entre las fases minerales de microclina-albita y oquedades en la propia microclina, éstos últimos pudieron ser cavidades miarolíticas o espacios en los que se pudiera haber facilitado la nucleación de la albita. En otros casos fueron ocupados por los relictos de otros minerales de elementos mayores, puesto como se identificó en este caso S y Ba por EDS y podría suponerse que es barita.

Pieza arqueológica 3-443, figura 35. Se considera cierto grado de heterogeneidad de la textura pertítica, puesto que se encuentran formas de intercrecimientos variados y “cintas” (strings) tal como refiere Deer *et al.* (1992). Las exsoluciones en forma de “cintas” presentan longitudes que van de 700 a 500 μm aproximadamente y llegan a intersectarse con exsoluciones diferentes en ángulos que van de 57° a 65° . La forma que predomina es de intercrecimientos ramificados con tamaños y grosores heterogéneos; llegando a formar ángulos entre sí de 123° , 90° , $42\text{-}49^\circ$. Se distinguen otras pertitas de menores dimensiones, que van de 300 a 100 μm aproximadamente, éstas se encuentran aisladas y tienen formas semejantes a “gotas”. También se llegan a apreciar micropertitas aisladas. Es notable la presencia de fracturas localizadas en las

superficies de contacto entre las fases minerales entre microclina y albita. En el caso de las pertitas ramificadas además de presentar espacios entre las fases minerales, también dentro de la propia pertita se presentan fracturas debidas probablemente a esfuerzos internos durante el emplazamiento de la pegmatita. Asimismo, cavidades miarolíticas concentran relictos de minerales de elementos menores tales como Pb, Cr, Fe. Las composiciones de “End-members” para las pertitas y la matriz de microclina fueron determinadas por EDS y siguiendo el algoritmo basado en Deer, *et al.*, 1992, siendo para la pertita intercrecida de $\text{Ab}_{99.47}\text{Or}_{0.53}$, para la pertita tipo “cinta” es $\text{Ab}_{96.98}\text{Or}_{3.02}$ y $\text{An}_{2.21}\text{Ab}_{22.24}\text{Or}_{75.54}$ para la microclina.

Una última etapa de exsolución que se ha considerado, se presenta con formas irregulares, siguen orientaciones variadas, podría decirse que casi aleatorias. A partir del arreglo intersticial que desarrollaron se deduce que se formaron en espacios dejados por la matriz dominante de microclina. Esto sugeriría un exceso de la composición de plagioclasa en el sistema magmático o de emplazamiento de la pegmatita. La mayoría de éstas no rellenan los huecos completamente; presentan cavidades miarolíticas y fracturas en ellas mismas, además de que no siguen una orientación preferencial.

Pieza arqueológica 27-44, figura 36. En este objeto lapídeo predominan las formas de “listón” como refiere Deer, *et al.*, 1992 o “láminas de exsolución” como lo menciona Yund (en Ribbe 1974) con longitudes máximas de 1500 μm a mínimas de alrededor de 500-600 μm aproximadamente, son angostas (aproximadas a 100 μm) en su eje transversal de crecimiento y con una orientación preferencial, tal como se observa en A. La mayoría de éstas se intersectan formando ángulos entre 132° a 138°. Estas no presentan espacios notables entre las fases minerales de albita-microclina y su composición es $\text{Ab}_{99.65}\text{Or}_{0.33}$.

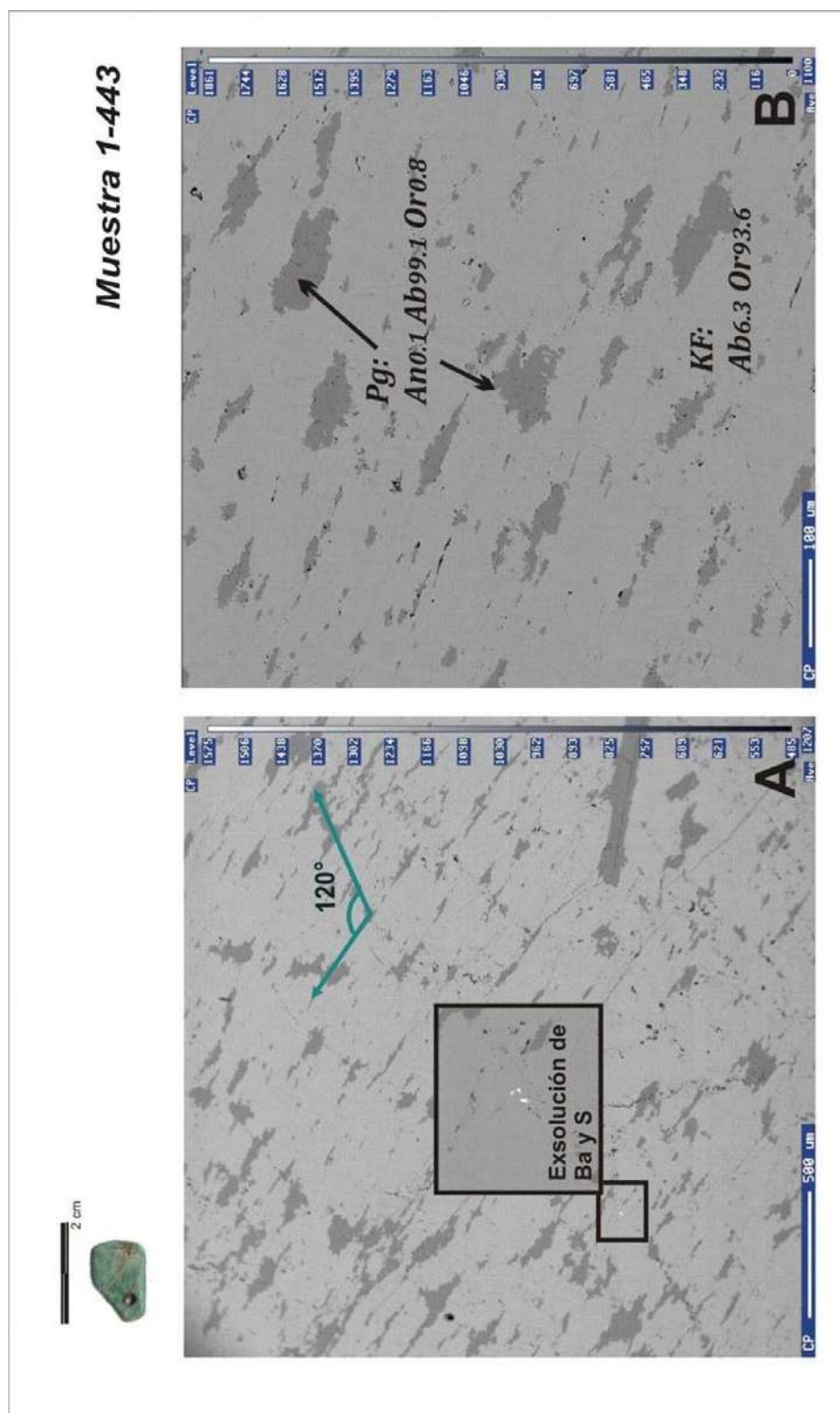


Figura 34. Fotomicrografías de la pieza arqueológica 1-443, donde se muestran la textura pertítica, la composición química de las especies dominantes y algunas inclusiones minerales

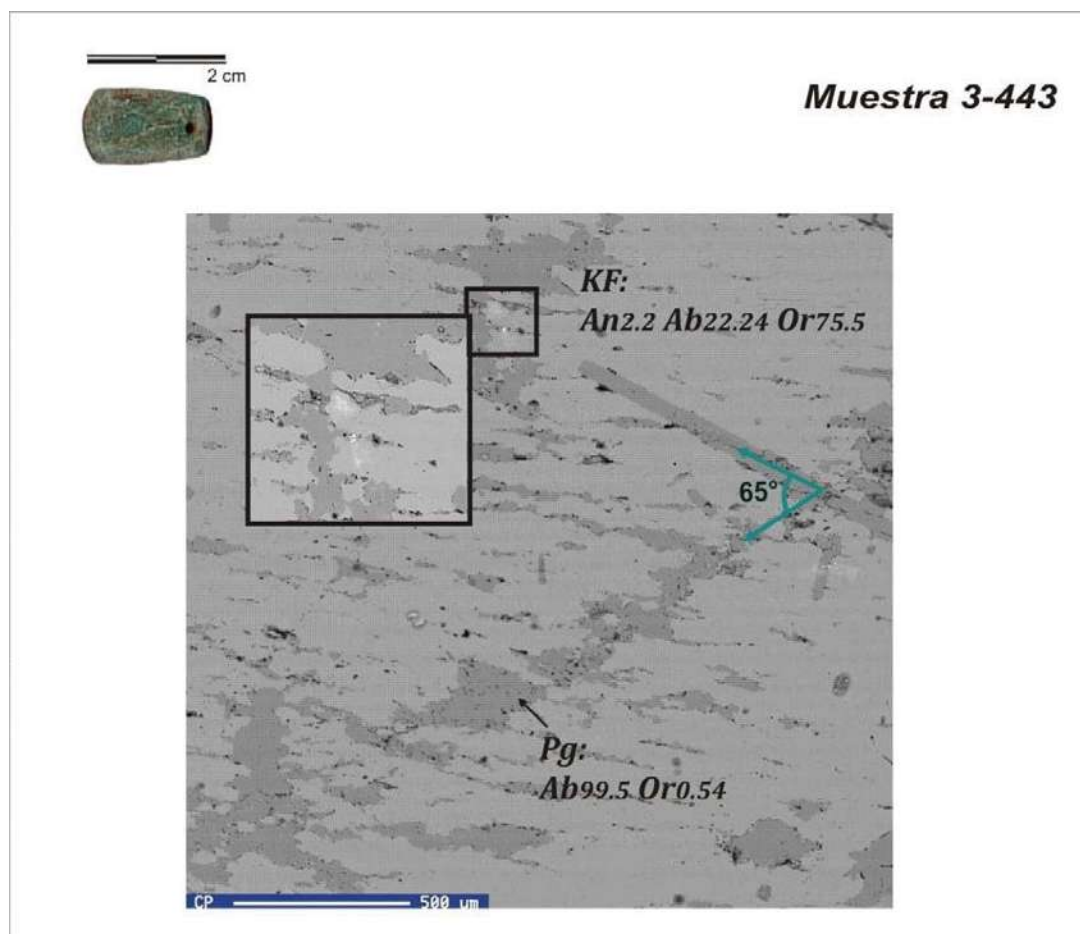


Figura 35. Fotomicrografías de la pieza arqueológica 3-443, donde se muestran la textura pertítica, la composición química de las especies dominantes y exsoluciones minerales con gran presencia de Pb.

También se observan pertitas de longitudes variables pero de grosores 200-300 μm de composición $\text{Ab}_{99.51}\text{Or}_{0.49}$ lo que sugiere que se formaron durante un periodo muy largo favoreciendo estos tamaños, lo cual pudiera haber sucedido por nucleación y no sólo por mecanismos de exsolución; y otras otras entre 50-100 μm que presentan intercrecimientos semi-ortogonales entre sí lo que sugeriría la posibilidad de la formación de una pertitas tipo “listón” pero con una exsolución contemporánea que ocasionó la forma que se observa en la parte central inferior en la imagen A en la figura 33 a la vez que se presentan con trazos de fracturas y exhiben mayores

espaciamientos entre las fases minerales. Una posterior etapa de exsolución presenta de dimensiones menores que las anteriores, tanto en longitud ($<500\text{ }\mu\text{m}$) y en grosor ($<100\text{ }\mu\text{m}$ y hasta $50\text{ }\mu\text{m}$ aproximadamente), con una composición general $\text{Ab}_{99.41}\text{Or}_{0.57}$.

Pieza arqueológica 217-44, figura 37. En **A** se observa una distribución en los patrones de exsolución muy herogéneo. A primera vista se observan formas tipo “listón” que son los cristales euedrales y subedrales alargados de albita ($500\text{ }\mu\text{m} \times 100\text{ }\mu\text{m}$ aproximadamente) con orientación subparalela preferente y de composición $\text{Ab}_{99.43}\text{Or}_{0.55}$. No es común la presencia de espacios o poros entre los límites de las fases minerales.

Llama la atención la distribución de criptopertitas irregulares $<300\text{ }\mu\text{m}$ en la parte inferior izquierda en **A**, puesto que se aprecian siguiendo el sentido de un fluido en que la exsolución inicio debido a la inmiscibilidad de la solución sólida, lo cual sugiere la formación de plagioclasa posterior y material en estado intermedio (FK-Ab). La composición de la exsolución pertítica es $\text{Ab}_{98.78}\text{Or}_{1.15}\text{An}_{0.06}$, lo que muestra que esta fue posterior a las pertitas laminares de tipo “listón”. Además las exsoluciones de orientaciones casi perpendiculares semi-estriadas y de “barra” visibles en la esquina inferior izquierda tienen la composición $\text{Ab}_{99.65}\text{Or}_{0.35}$. Todo lo anterior, en conjunto sugiere la posible secuencia en la formación de las exsoluciones, además de que en la etapa intermedia de éstas, se pudo haber presentado un corto evento de nucleación debido a la diferencia radical en el tamaño de las láminas de exsolución y las criptopertitas. Se aprecian también en la superficie de la muestra microporos y oquedades que podrían seguir el plano cristalográfico (010). Muchos de éstos se encuentran asociados a exsoluciones albiticas (imagen **B**), algunas bordeando o como parte del propio poro. Esto último podría sugerir que las oquedades fueron ocupadas por las exsoluciones albiticas y de otras fases minerales que se presentan como relictos con Pb, Cu, Fe y Bi identificados por EDS y la determinación de los feldespatos alcalinos y sódicos fueron por WDS.

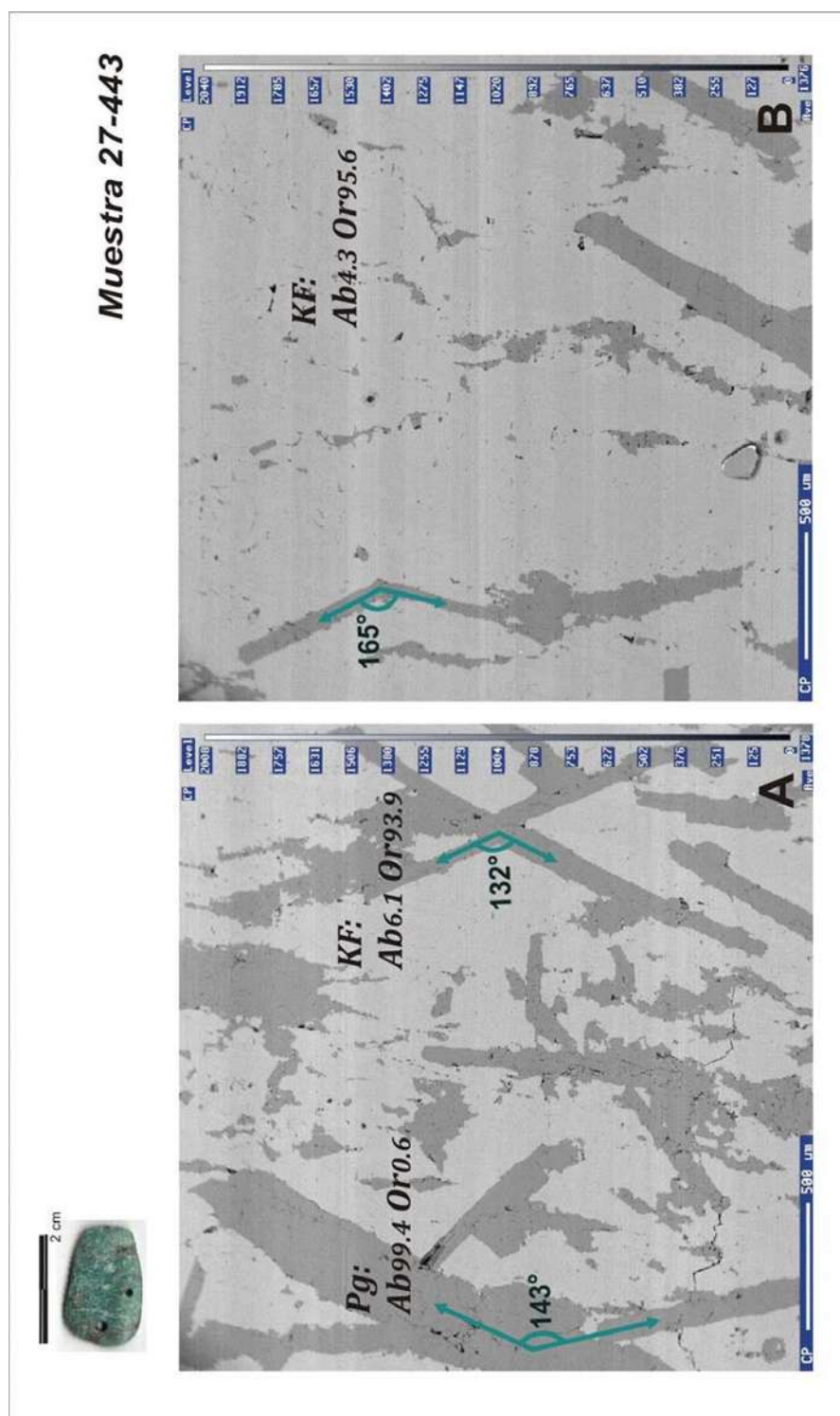


Figura 36. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 27-443, donde se muestra la textura perítica y la composición de las soluciones sólidas de K-Felds y P, con las fases descritas en el texto.

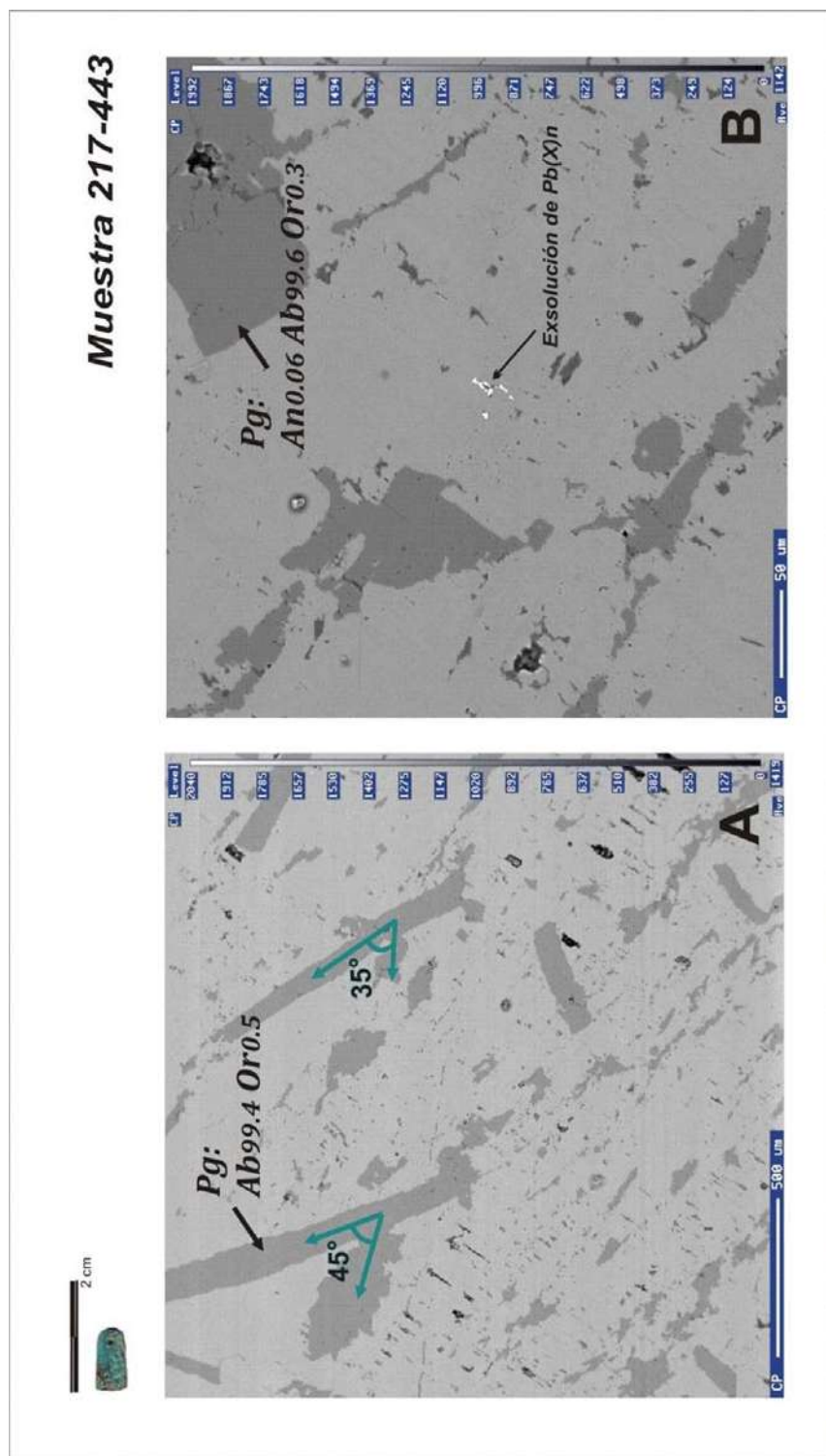


Figura 37. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 217-443, donde se muestra la textura perítica con cristales alargados de plagioclasa y relictos de fenocristales de albita, correspondientes a una primera generación perítica durante el emplazamiento de

Muestra arqueológica 220-443, figura 38. La microtextura de esta muestra también analizada por WDS, presenta un alto grado de heterogeneidad, como se observa en **A**, donde sobresalen relictos pertíticos de albita de hábito subedral y generaciones posteriores de albita por exsolución y/o asociado a tectonismo interno provocado por el emplazamiento o reactivación de pegmatitas. Las fases más ricas en sodio describen al menos tres fases de integración. Es difícil precisar cuántas generaciones de pertitas se encuentran presentes, debido a que la orientación de un gran número de ellas es aleatoria o se presentan intercrecimientos que modifican el eje de la laminilla de exsolución. Sin embargo, se infiere a partir de los rasgos texturales y particularmente por la distribución de plagioclasas de diferente generación, alrededor de cinco fases formativas de pertita, incluidas exsoluciones tardías.

Puede considerarse como la primera fase de exsolución a la que incluye relictos de albita con dimensiones considerables ($>500\ \mu\text{m}$), son irregulares, en sus límites se distinguen bordes de reacción y exsolución. Algunos de los elementos cristalinos albiticos presentan zonas internas ocupadas por la fase de microclina y en algunas cavidades miriolíticas se identificaron por EDS relictos de hierro, wolframio, talio, cromo, gadolinio.

Lo que podría considerarse como el segundo evento de exsolución es similar en forma, aunque no en tamaño. Se reconocen zonas aisladas de microclina interna (antipertita). Presentan baja frecuencia de fracturas internas, preferentemente localizadas en los límites de la inter fase Mc-Pg. Los ángulos que forman estas dos generaciones de exsoluciones son de $94-98^\circ$. Su composición es $\text{Ab}_{99.58}\text{Or}_{0.41}$.

En **B** puede distinguirse lo que podría ser la fase siguiente, la cual se distingue por presentar exsoluciones en forma de laminillas de composición $\text{Ab}_{99.47}\text{Or}_{0.46}$ (pertita), que en algunas zonas de la muestra no presentan una orientación preferencial, las pertitas se presentan bifurcadas o interrumpidas, lo que podría interpretarse como el resultado de fenómenos de tensión interna del fluido casi cristalizado, los cuales

deformaron o prácticamente dividieron algunas laminillas de plagioclasa. Sin embargo, aquellas que no fueron alteradas llegan a interceptarse con las exsoluciones siguientes, con ángulos de 38° y de $120-125^\circ$; sus longitudes máximas son del orden de $500\ \mu\text{m}$ y los espesores transversales de $100-150\ \mu\text{m}$. Las exsoluciones que pertenecen a la cuarta fase de formación se encuentran como laminillas o “bandas” cortas, menores de $500\ \mu\text{m}$ de espesor, semejantes a las de la generación anterior. Finalmente, la considerada quinta fase se encuentra constituida por exsoluciones irregulares, dando lugar en algunos casos a “granos” aislados o secciones sin orientación preferencial, de composición $\text{Ab}_{99.65}\text{Or}_{0.35}$. Otras formas son continuas, con espesores variables y normalmente se encuentran de forma semi-equidistante entre sí. Los ángulos de intersección con pertitas de las anteriores generaciones varían de 59° , 78° y 92° .

La matriz de microclina posee también criptopertitas sin orientación, caracterizadas por la presencia de microfracturas y cavidades miarolíticas; muchas de ellas irregulares pero otras tantas orientadas subparalelamente en formas prismáticas alargadas. Las composiciones determinadas en la fase mineral de microclina son: $\text{Ab}_{4.00}\text{Or}_{96.00}$, $\text{Ab}_{5.11}\text{Or}_{94.89}$, $\text{Ab}_{5.08}\text{Or}_{94.90}$, $\text{Ab}_{4.17}\text{Or}_{95.83}$. Otros elementos encontrados como relictos dentro del feldespató potásico son: plomo, cromo, vanadio, cobre, zinc.

6.1.3.3. Exsoluciones e inclusiones encontradas en las muestras

Cabe mencionar que no siempre las exsoluciones logran cristalizar, sino que se presentan como óxidos o como fases amorfas de reprecipitación en los sistemas pegmatíticos.

Esto tal como lo señalan Badanina *et al.* (2006), los procesos de transporte de elementos y minerilización en magmas ricos en volátiles a baja presión, la exsolución de uno o más fases juega un papel importante así como complejo. Debe considerarse que la inmiscibilidad durante el desplazamiento o cristalización de fases minerales

estables en un sistema magmático se encuentra fuertemente influido por las variables termodinámicas de temperatura, presión entre otras a la vez que es sensible a cualquier cambio en ciertas condiciones y aquí puede considerarse a la fugacidad como una variable fundamental en el complejo marco del acarreo de elementos menores y traza en pegmatitas.

Comúnmente los elementos menores y/o trazas transportados suelen ser incompatibles, esto implica que sus radios iónicos sean de gran tamaño en relación a las fases minerales de grandes profundidades, además de que no siempre pueden insertarse en sistemas cristalinos de ambientes relativamente superficiales como lo son los tectosilicatos, sin embargo los eventos de inmiscibilidad o exsolución y fugacidad-disolución-precipitación en conjunto con elementos volátiles (H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2S), incluso nucleación suelen favorecer a que dichos elementos o las fases minerales formadas, ya sean óxidos, sulfuros, fosfatos se localicen en zonas de contacto entre la fases minerales de los feldespatos o en cavidades mirolíticas.

A continuación se muestran las imágenes de algunas de las exsoluciones e inclusiones encontradas en las muestras de amazonita cultural, la mayoría de éstas contienen Pb y en algunos casos se determinó PbS como galena. Este elemento es de importancia para el presente trabajo ya que se ha establecido que es el responsable de la coloración característica de la amazonita, sin embargo los elementos traza hasta el momento identificados son el primer acercamiento para sugerir semejanzas con las muestras de amazonita de las localidades que ya se han mencionado.

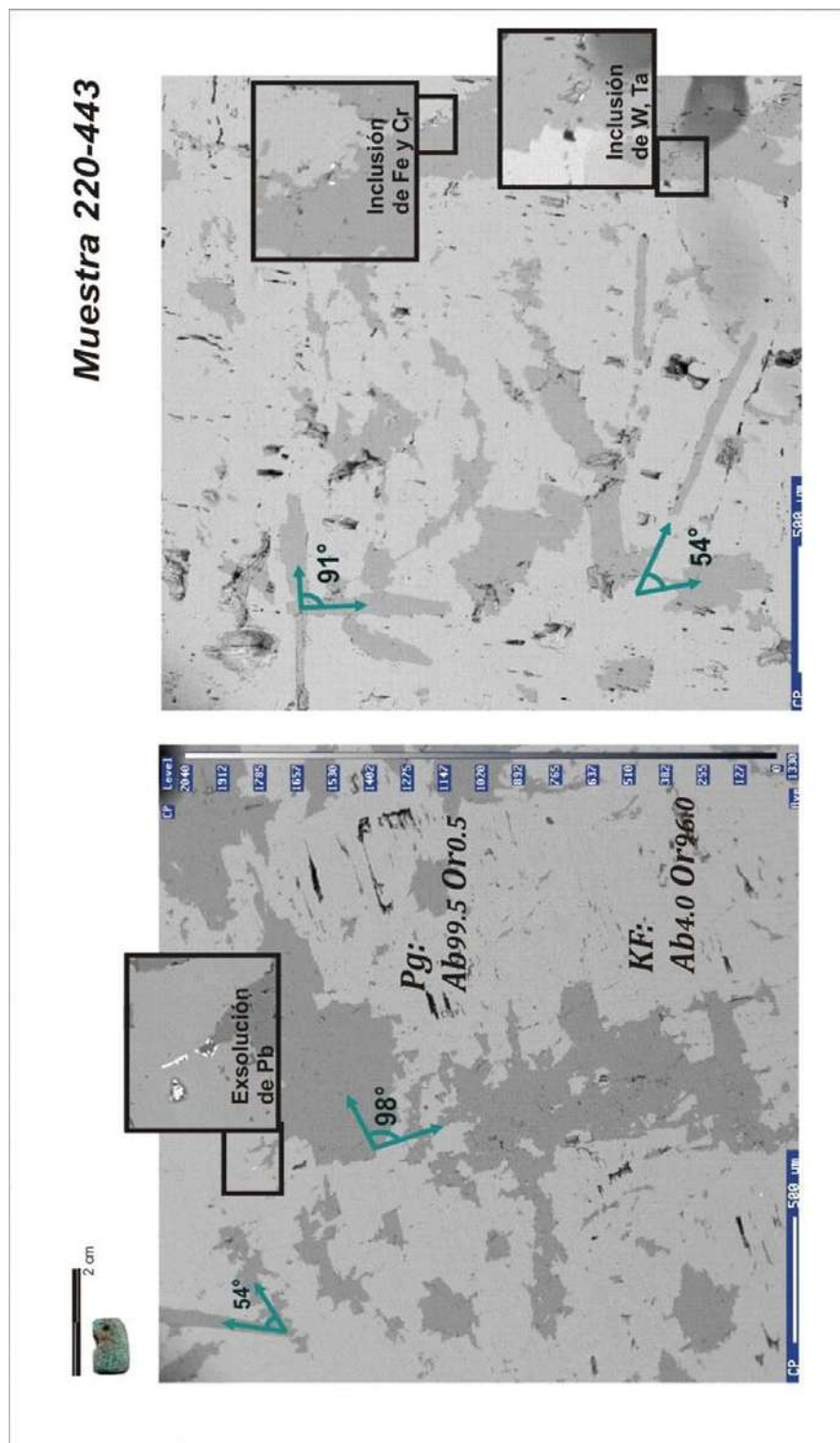


Figura 38. Fotomicrografías de la muestra arqueológica 220-443, donde se observa la textura perítica y se indica la composición de la matriz y de las perfitas.

Tabla 8. Resultados por EDS de la composición química de exsoluciones e inclusiones analizados en las muestras arqueológicas.

Muestras	3 EDS	7 EDS	220 EDS	220 EDS	220 EDS
%W óxidos					
FeO	86.17			86.83	
Cr ₂ O ₃	13.83			13.17	
FO		0.83			
As ₂ O ₅		1.62			
P ₂ O ₅		10.99			
V ₂ O ₅		1.65			
Tb ₂ O ₃		0.35			
Yb ₂ O ₃		2.54			
Y ₂ O ₃		50.35			
WO ₃			70.93		
Cs ₂ O			2.42		
Gd ₂ O ₃			4.99		
Er ₂ O ₃			2.05		
Ta ₂ O ₅			19.61		
Ag ₂ O					73.77
ThO ₂					26.23

En la figura 39, se observan varias de las diferentes exsoluciones e inclusiones encontradas, la mayoría de éstas se determinaron por EDS, debido al tamaño de tales y puesto que el diámetro del haz más pequeño para un buen microanálisis es de 5 μm , dificultó el análisis cuantitativo (WDS) para exsoluciones de menores tamaños. En las imágenes A y B que pertenecen a la muestra 3-443 se encontró exsoluciones de Pb, S y galena respectivamente. En C y D se identificó una inclusión en una cavidad miarolítica un fosfarseniato de vanadio e itrio $((V, It)_x (ArO_y)PO_4)$. Mientras que en E y F se encontraron exsoluciones de Pb y S además en mínimas proporciones de Bi, Fe, Cu; en G y H exsoluciones de Pb, Fe y Cu (posible ferrocromita) e inclusiones con contenido en trazas de Cs, Ta, W (posible wolframita) y algunos RE tales como Er y Gd tal y como se indica en la tabla 8.

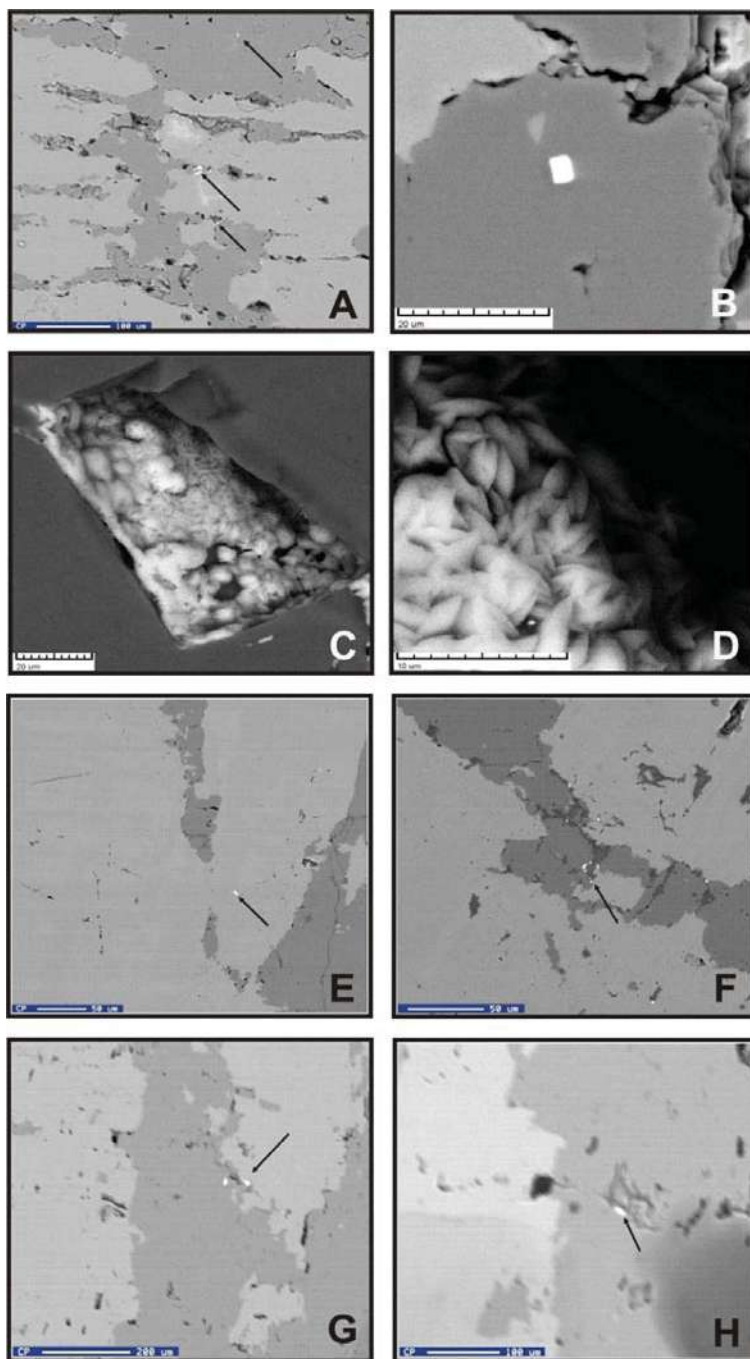


Figura 39. Imágenes de las exsoluciones e inclusiones encontradas en piezas de amazonita cultural de la serie 443: A y B) corresponden a la tesela 3, C y D) cavidad miarolítica y su ampliación encontrada en la pieza número 7, E) inclusión encontrada en la tesela 27, F) exsoluciones con Pb entre espacios interfaciales de Mc y Ab, G y H) inclusiones de elementos de tierras raras encontradas en la pieza 220.

6.2 CARACTERIZACIÓN MINERAL-QUÍMICA DE AMAZONITA DE LAS LOCALIDADES DE CHIHUAHUA, ONTARIO Y COLORADO

Para cumplir con el objetivo particular relacionado con la propuesta sugerida de fuente(s) probable(s) de la materia prima empleada para elaborar las teselas de amazonita cultural de Tingambato, se han obtenido muestras de pegmatita amazonítica provenientes de tres yacimientos: 1) Peñoles, Chihuahua, México; 2) Pike's Peak, Estados Unidos; 3) Ontario, Canadá. Es importante mencionar que aunque se trata de localidades distantes entre sí, no es tan común la presencia de estos materiales en la naturaleza; en territorio mexicano sólo han sido reportados dos yacimientos, uno en Oaxaca y otro en Chihuahua (Smitter y Martínez del Campo, 1980), aunque sólo el de la sierra de Peñoles, Chihuahua ha sido verificado en tiempos recientes (Sánchez-Hernández *et al.*, 2002).

Para bosquejar tendencias minerales y químicas que indiquen al menos semejanzas o diferencias contrastantes entre las amazonitas culturales y las de yacimientos, se han realizado los análisis petrográficos, espectroscópicos y químicos puntuales correspondientes, mismos que se sintetizan en este capítulo.

6.2.1 RESULTADOS ESPECTROSCÓPICOS

6.2.1.1 Espectroscopia infrarroja

Muestra de Peñoles, Chihuahua (México). En la figura 40, se presentan los espectros obtenidos de las mediciones en muestras de Chihuahua, México, en el intervalo de 400 cm^{-1} a 4000 cm^{-1} . De manera general se distingue la presencia de tectosilicatos, sin embargo también es notorio que existe cierto grado de heterogeneidad en los puntos medidos en la muestra. Se observa en el intervalo de $1300 - 2800\text{ cm}^{-1}$ la presencia de bandas (no bien definidas), las cuales podrían

relacionarse a la heterogeneidad de los arreglos cristalinos. Podría interpretarse en primera instancia que las señales a 2900, 1700 y las bandas anchas a 1170 cm^{-1} indiquen que se tienen feldespatos hidratados, sin embargo, la banda representativa de la vibración O-H para agua en 3400 cm^{-1} no se presenta en este espectro. Esto sugiere por lo tanto que el agua sea intersticial.

Para fines de interpretación detallada y dado que la zona de interés se encuentra en el intervalo de 400 cm^{-1} a 1500 cm^{-1} , se muestra en el recuadro el parámetro de longitud de onda a 400-1500 cm^{-1} (Figura 41). En el intervalo aproximado a 970-1200 cm^{-1} se encuentran los picos característicos de los enlaces de Si-O, Si(Al)-O-Si para los tectosilicatos $[\text{Al}_n\text{Si}_{4-n}\text{O}_8]_3$. Es de notar que varias señales son muy anchas y que están ligeramente desplazadas hacia la izquierda, a menores longitudes de onda. En el intervalo de 700-800 cm^{-1} , como ya se ha mencionado, se presentan las bandas de estiramiento correspondientes a las sustituciones entre Na-K. Se debe considerar que entre 800-850 cm^{-1} se presentan señales que pueden corresponder a la vibración Na-K, Si-(Na-K). En la zona de 700-500 cm^{-1} se tienen señales intensas y representativas del grado de orden-desorden local del mineral en cuestión.

Los picos localizados en 1134.10 cm^{-1} y 1014.52 cm^{-1} se presentan como los más intensos en todas las muestras. Este fenómeno corresponde con la vibración simétrica-antisimétrica respectivamente, representativa del grupo Si(Al)-O. En muestras como Mex1a-Mc y Mex3a-Mc se presentan picos de mayor intensidad a pesar de que ésta última posee una banda más ancha. Las muestras Mex1b-Pg, Mex1c-Pg y Mex1a-Mc exhiben tres picos importantes localizados en el intervalo de 1134.10 cm^{-1} a 1014.52 cm^{-1} . Hasta este punto puede decirse que estas variaciones corresponden a las vibraciones tipo “stretching” de los enlaces Si-O, Si(Al)-O y el grado de desorden presente, además de la relación de color en las zonas blanco-grisáceas de estas muestras. Estos detalles son más evidentes en zonas con longitudes de onda menores, entre los 500 cm^{-1} y 700 cm^{-1} . El pico localizado en 592.12 cm^{-1} es el más útil para discutir sobre el contenido cualitativo y semi-cuantitativo de la relación ortoclasa (Or)- albita (Ab) en función de la sustitución Na-K. Se observa que los picos de menor

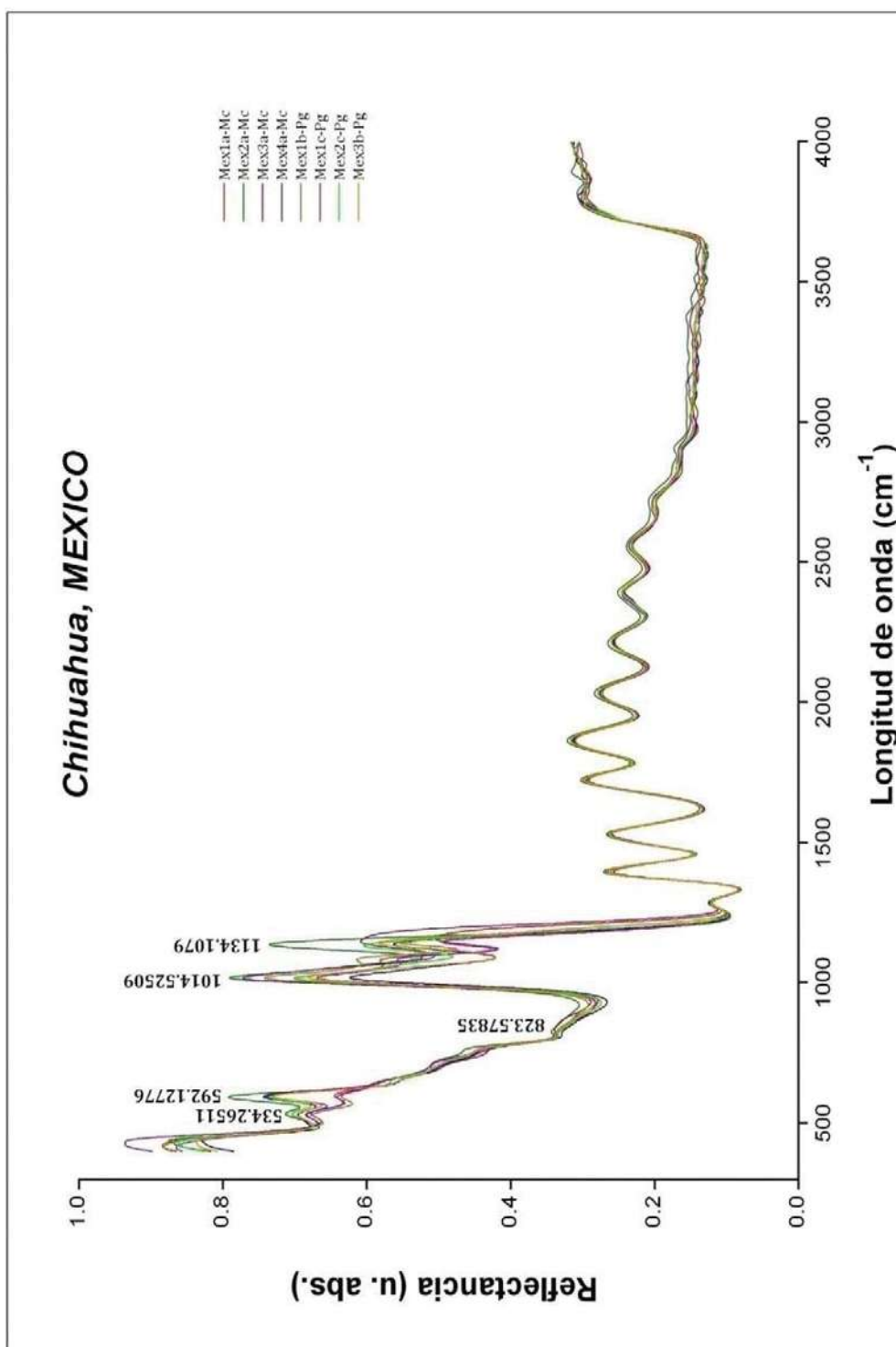


Figura 40. Imagen que integra los espectros de infrarrojo correspondientes a microclina (Mc) y albita (Ab) de muestras provenientes del yacimiento de Peñoles, Chihuahua, México.

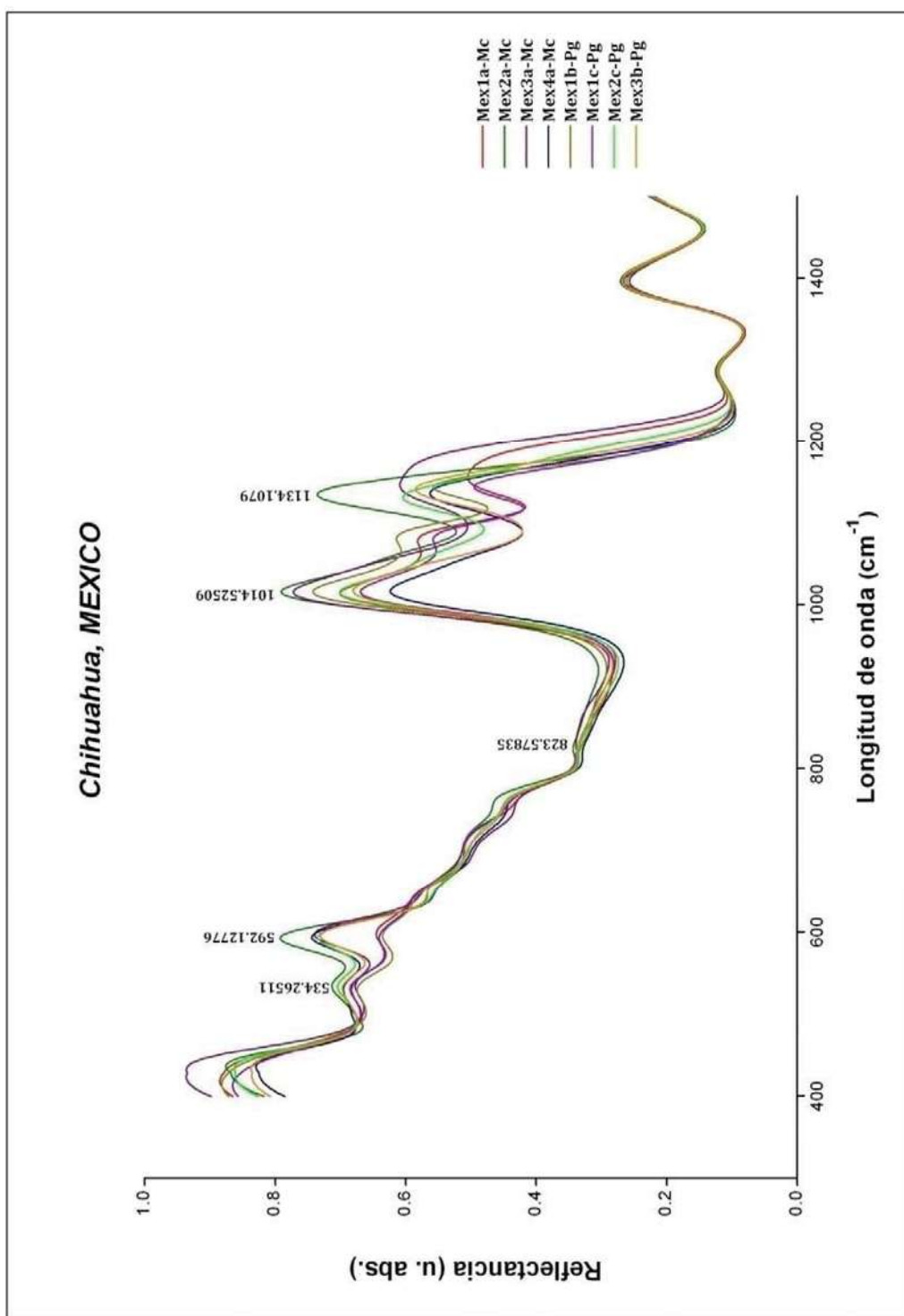


Figura 41. Ampliación de los espectros de infrarrojo en el intervalo 400 cm^{-1} a 1500 cm^{-1} de las muestras de México.

intensidad se relacionan a un mayor contenido de albita, lo que concuerda para la muestra Mex1c-Pg (por el color lechoso de la zona medida).

Este comportamiento se repite en los espectros Mex1a-Mc y Mex1b-Pg, lo que puede deberse a las pertitas que en esta muestra se encuentran inter-digitadas con la matriz de microclina. Este rasgo se expresa también en las bandas ligeramente difusas de la zona entre 700-800 cm^{-1} , donde la presencia de tres picos anchos sugiere una parcial sustitución de sodio por potasio; puede decirse que la albita es el mineral predominante en estos puntos analizados.

A diferencia de los espectros anteriormente descritos, es el Mex2a-Mc el que posee una señal de mayor intensidad en aproximadamente 592.12 cm^{-1} , lo que indica su alto contenido en microclina; le siguen en intensidad los espectros Mex2c-Pg, Mex3b-Pg, Mex4a-Mc y Mex3a-Mc. En este conjunto de espectros hay pequeñas diferencias entre muestras, corroboradas con las señales de la zona entre 700-800 cm^{-1} , las cuales corresponden a la vibración del grupo K-Si(Al); predominan dos bandas características de la presencia mayoritaria de potasio con respecto al sodio. A pesar de que el pico aproximado a 592.12 cm^{-1} se relaciona a la composición porcentual en contenido de Ab-Or y que en los espectros Mex2c-Pg, Mex3b-Pg, Mex4a-Mc y Mex3a-Mc predomina la Mc (Or), puede apreciarse que el estado estructural es de bajo a intermedio, debido a las bandas en 540 y 640 cm^{-1} .

Por último, es importante observar que a pesar del bajo desorden relativo exhibido por las muestras, la presencia y abundancia de micropertitas favorece el ensanchamiento de las bandas en la zona de 1150 cm^{-1} . Con esto puede decirse que las interacciones tipo Si-O, Si(Al)-O pueden reflejar exsolución intensa y por tanto la heterogeneidad de la muestra, e incluso podría afirmarse que el estado estructural de tendencia intermedia es capaz de almacenar iones electropositivos que puedan ocupar huecos en la red, tal como lo hace el H_3O^+ (protón).

Muestra Ontario, CAN. Los espectros de esta muestra se presentan en las figuras 42 y 43 se describen como sigue.

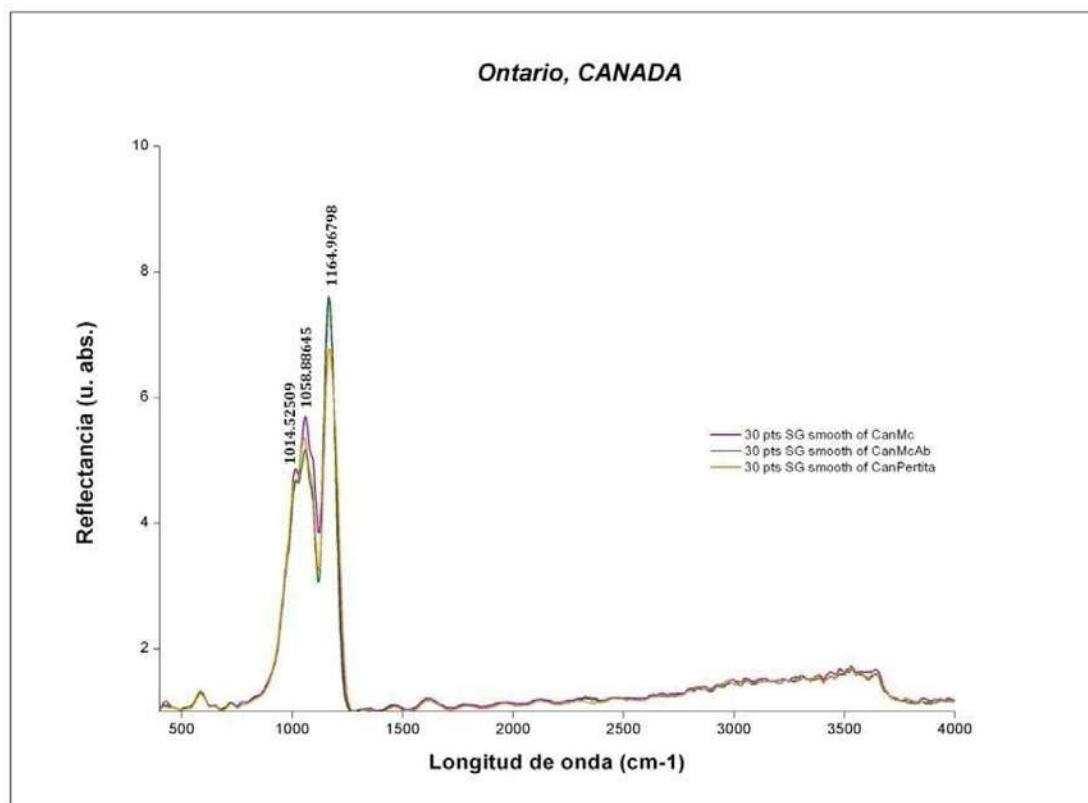


Figura 42. Espectrogramas de infrarrojo medio de mediciones realizadas en la muestras de Ontario, Canadá.

En este caso se presentan tres espectros correspondientes a cada una de las zonas características de la muestra:

- CanMc (zona verde oscuro)
- CanMcAb (zona verde claro)
- CanPertita (zona pertítica)

Son notorias las señales en el intervalo 1180-980 cm⁻¹, pertenecientes a los tectosilicatos

Estos detalles pueden observarse mejor en la figura 40, como se describe en el siguiente párrafo.

En esta parte del espectro se presentan dos picos representativos de los grupos funcionales de los tectosilicatos, el más intenso y que describe una forma Lorenziana, corresponde a la vibración asimétrica del enlace, localizado en 1164.96 cm^{-1} ; la señal que le sigue en intensidad se localiza en 1058.88 cm^{-1} y presenta un hombro a 1014.52 cm^{-1} .

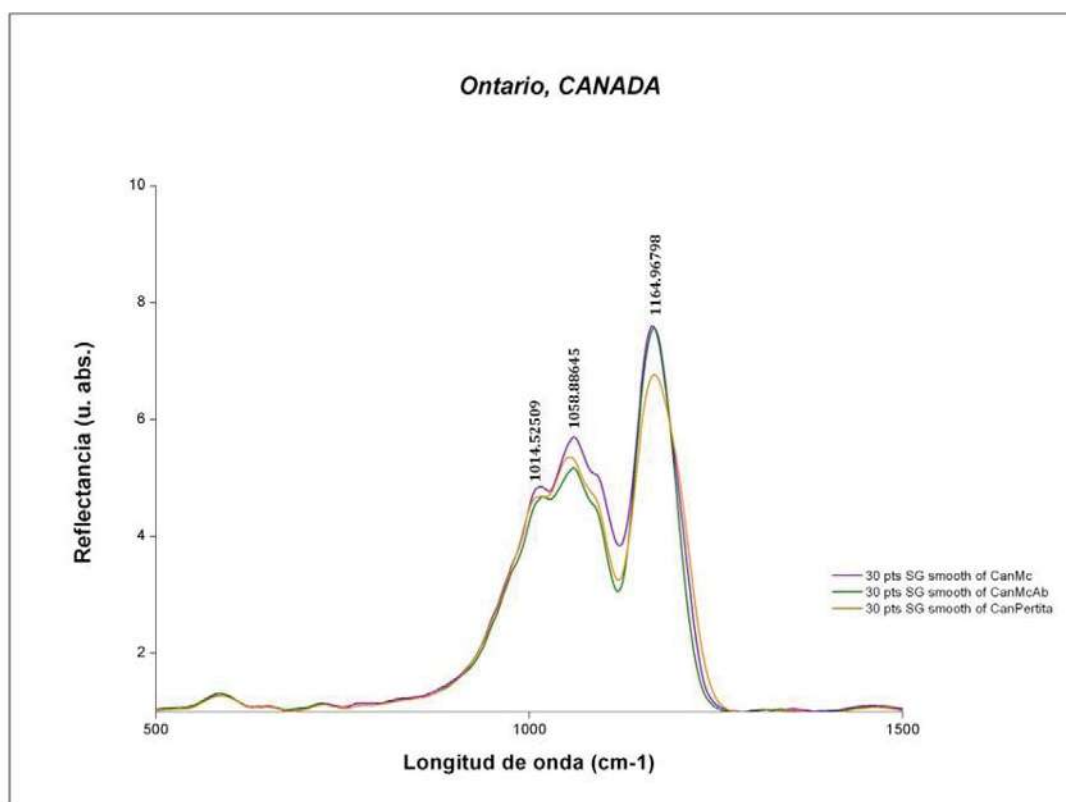


Figura 43. Ampliación del infrarrojo medio en el intervalo $500\text{-}1500 \text{ cm}^{-1}$ de los espectros de la muestra procedente de Canadá.

La señal en 1164.96 es la más intensa en los espectros CanMc y CanMcAb, comparada con la del espectro de CanPertita, aún así esta señal muestra la vibración antisimétrica predominante del enlace Si(Al)-O .

Las señales en 1058.88 cm^{-1} y 1014.52 cm^{-1} son relativamente intensos, pero anchos. Este comportamiento puede deberse a los intercambios Si(Al)-O , lo cual indicaría que la muestra contiene polimorfos estructurales intermedios de feldespatos alcalinos, lo que podría corroborarse en la zona de $700\text{-}500\text{ cm}^{-1}$, puesto que las bandas tipo “*bending*” muestran una tendencia al orden en los intercambios Si-Al .

Asimismo, en la zona de $700\text{-}800\text{ cm}^{-1}$ se observan dos señales de muy baja intensidad, pero significativas, debido a que indican predominancia del potasio sobre el sodio en los feldespatos. Debe considerarse que el espectro CanPertita tiene menor intensidad en aproximadamente 1170 cm^{-1} comparada con la CanMc y CanMcAb. Asimismo, en la zona de $700\text{-}800\text{ cm}^{-1}$, ésta diferencia mínima puede sugerir presencia de Na y que la vibración del grupo Si-O disminuye ligeramente. Finalmente, en los picos de la región 1050 cm^{-1} y 1015 cm^{-1} , la señal de CanPertita es más intensa que CanMcAb y menor en intensidad que CanMc. Este comportamiento podría deberse a que la exsolución ubicada en el límite de la pertita genera vibraciones más intensas por el intercambio mayor de Al(Si)-O , lo que podría favorecer la suposición de que hay polimorfos estables y estados estructurales intermedios.

Muestra Pikes Peak, Colorado (Estados Unidos de Norteamérica). De esta muestra se obtuvieron dos espectros:

- a. USA-Mc correspondiente a la zona verde de la muestra y,
- b. USA-Ab de la zona clara (pertita). Figura 44.

Ambos espectros son similares y los picos intensos que aparecen en el intervalo de $1180\text{-}980\text{ cm}^{-1}$ corresponden a los silicatos de fórmula $[\text{Al}_n\text{Si}_{4-n}\text{O}_8]_3$ (tectosilicatos). Los picos de las dos mediciones se encuentran aproximadamente en 1006.81 cm^{-1} y 1151.46 cm^{-1} , y corresponden a las vibraciones de estiramiento simétrico y anti-simétrico respectivamente (Figura 45).

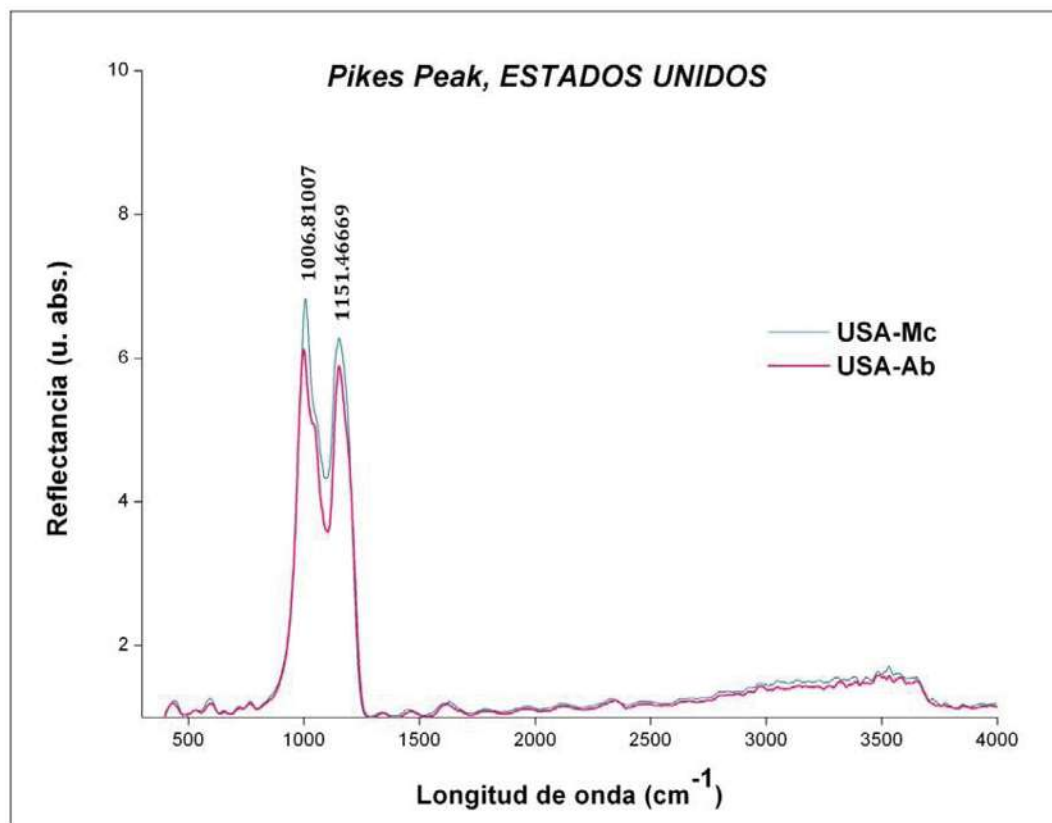


Figura 44. Espectrograma de la muestra procedente de Pikes Peak, Estados Unidos. Se ilustran las respuestas de la relación pertítica de microclina-albita.

Los picos localizados en aproximadamente 1150 cm^{-1} no aparecen en los espectros de microclina de la base de datos RRUFF, sólo algunos secundarios del pico 1006.81 cm^{-1} . Por lo cual este pico puede atribuirse a la vibración del grupo Si-O considerándose que los feldespatos pueden contener H_2O o ión oxonio (H_3O^+) como ocupantes de huecos estructurales.

Sin embargo las bandas representativas de O-H en el intervalo de $3400\text{--}3600$, 2900 , 1700 son prácticamente difusas, aunque aparece de forma intensa una señal a 1151.46 cm^{-1} (notar que ésta también es representativa del H_3O^+).

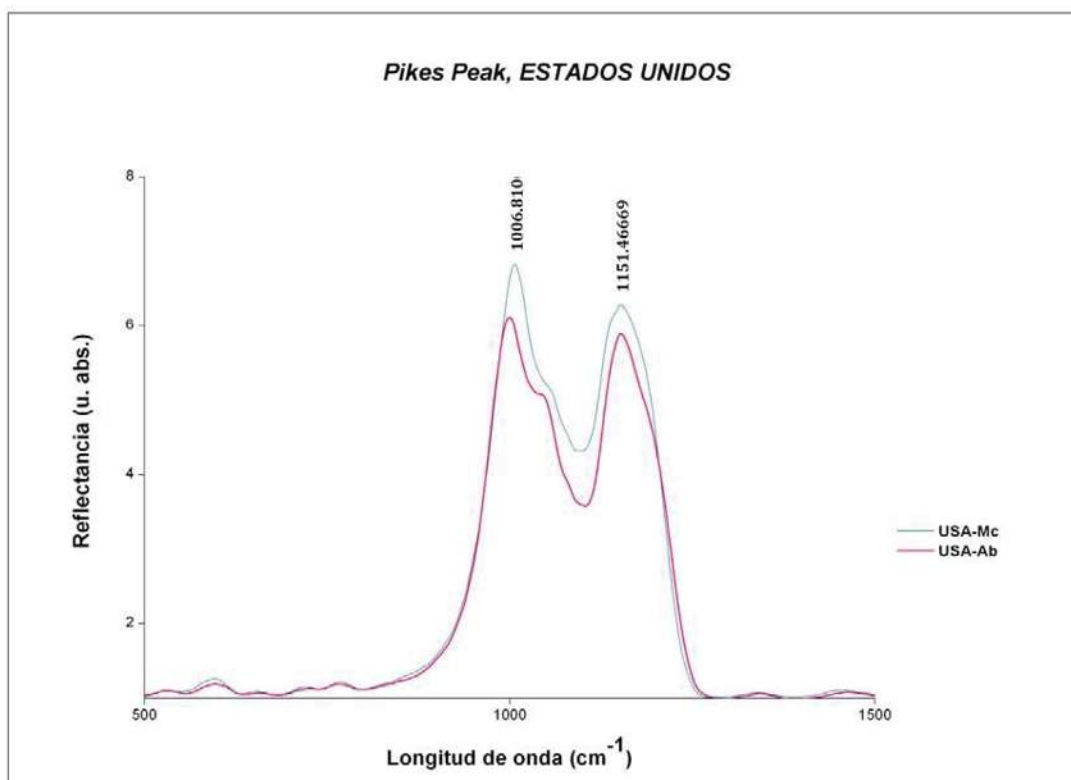


Figura 45. Detalle del intervalo 500-1500 cm^{-1} del espectro de dos zonas medidas en la muestra procedente de los Estados Unidos de Norteamérica.

De esta forma, la señal puede atribuirse a: 1) vibración stretching Si-O, 2) inclusiones con H_2O o H_3O^+ intersticial, 3) orientación del FK (por ejemplo 010), 4) vibración simétrica Si-O-Si o antisimétrica por los pares de electrones libres. El intervalo de 500-700 cm^{-1} es la zona a partir de la cual se determina el grado local de orden (información estructural) Al-Si en un feldespato sódico, plagioclasea y las posiciones T_1 - T_2 en feldespatos potásicos. Ahí se encuentran las señales correspondientes a las vibraciones de deformación (“*bending*”). Al comparar las señales más finas y más intensas, se reconoce el mayor orden de los feldespatos en los enlaces del grupo funcional Si-O-Si(Al).

En la zona de 700-800 cm^{-1} se manifiestan las bandas “*stretching*” correspondientes a los intercambios Na-K, y los picos aunque son pequeños, son notorios. En este intervalo se localizan dos señales que muestran la vibración del enlace K-O, la cual

podría confirmarse en la zona de IR-lejano correspondiente a 114 cm^{-1} . Sin embargo, se demuestra junto con las intensidades del pico en 1006.81 cm^{-1} , que el ión potasio I es el catión predominante en la muestra USA-Mc. Asimismo, se observa que la muestra USA-Ab tiene el mismo comportamiento vibracional, aunque las bandas entre $1180\text{--}980\text{ cm}^{-1}$ son relativamente más anchas y de menores intensidades que la USA-Mc, con lo cual puede decirse que las señales de K-Si predominan.

Es importante hacer notar que en la zona de $500\text{--}550\text{ cm}^{-1}$ pueden encontrarse las bandas tipo “*bending*” de H-O-H, aunque en estos espectros no se presentan. Sin embargo, en aproximadamente 400 cm^{-1} el pico presente puede relacionarse a la vibración de O-H, suponiendo que el ion oxonio se encuentre presente.

6.2.1.2 Espectroscopia vibracional Raman

En esta sección se describen los espectros Raman de las muestras geológicas consideradas para comparación con las piezas arqueológicas de Tingambato. La asignación de los planos de vibración de los enlaces en las moléculas, representados por picos en los espectros, serán asignados de acuerdo con los análisis previos realizados Freeman *et al.* (2008). Se aplicará la misma metodología aplicada para describir las piezas arqueológicas en el capítulo anterior.

Muestra Peñoles, Chihuahua, México. Los espectrogramas de la muestra de Peñoles (Figura 46) presentan un comportamiento similar entre ellos y el estándar (línea azul), particularmente en el intervalo de 550 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} , aunque en **B** se notan algunas pequeñas variaciones en anchura e intensidad de los picos en 582.6 y $\sim 1000\text{ cm}^{-1}$. En **A** el doblete en 747.6 y 811.8 cm^{-1} es simétrico, a diferencia que en **B** donde el primero se encuentra ligeramente desplazado hacia la derecha (762 cm^{-1}) y los picos en 1102.2 cm^{-1} y 1130.7 son más anchos y se encuentran desplazados a la izquierda en relación al estándar lo cual puede sugerir que el estado estructural de microclina se encuentra alterado por posibles dislocaciones de la celda unitaria del tectosilicato, puesto que este intervalo se relaciona con el fenómeno de infrarrojo, puesto que la información que ofrece es sobre los modos de vibración del tetraedro.

En el intervalo de 450-520 cm^{-1} se encuentran las señales más intensas y representativas, las cuales pertenecen a los modos de extensión en los enlaces Si-O-Si(Al) de la celda cristalina. El triplete observado se atribuye al oxígeno, el cual distorsiona el ángulo entre los tetraedros. Este fenómeno se presenta en ambos espectros, a pesar de que en el espectro **B**, el cual se obtuvo de la zona más clara en este fragmento de muestra, lo que involucra que la microclina es la fase mineral presente predominante pero a la vez baja albita y esto es notable por la señal más débil en el triplete de 451.9 cm^{-1} . Entre 450 cm^{-1} y 200 cm^{-1} se encuentran dos grupos de señales, las cuales son asignadas al grado de orden-desorden ocasionado por la polarización inducida de los enlaces de Si-O-Si(Al) y al modo de rotación-translación de anillos de la celda, respectivamente. Las tres señales de menor intensidad entre 300-450 cm^{-1} se relacionan con el grado de orden; al comparar los espectros, es notable que en **A** se aprecia el menor grado de desorden que en **B** lo que hace suponer que se favorece la sustitución hacia la fase de albita. En la señal doble ubicada en 260.9 cm^{-1} en **A** se encuentra un ligero desplazamiento hacia la derecha mientras que en **B**, el pico a 250 cm^{-1} carece de hombro, lo que sugiere distorsión debida a la mezcla de las fases minerales presentes o a un posible estado eutéctico de la pertita.

Algo similar se observa en longitudes de onda menores en este mismo espectrograma, de donde se confirma el alto grado de desorden de la zona en estudio.

En síntesis puede decirse que se trata de una pertita, donde la especie dominante es la amazonita con inter-crecimientos de albita y desarrollo de diversas microestructuras de exsolución. Esta característica se abordará con mayor detalle en el apartado que describe las microtexturas.

Muestra Ontario, Canadá. Los espectros correspondientes a la parte azul y azul claro-blanca de la muestra se presentan en la figura 47 y se describen como sigue. En general las señales son semejantes entre sí, debido a que las variaciones estructurales y de enlace entre la microclina y la albita son mínimas. En el intervalo de 550-1200

cm^{-1} , las señales son de baja intensidad y no presentan variaciones significativas entre ambos espectros.

Los picos representativos de los silicatos de cuatro miembros, es decir en el intervalo $450\text{-}520\text{ cm}^{-1}$, se presentan en el triplete característico de la microclina, sin embargo, son notorias algunas diferencias entre las bandas de menor intensidad con respecto al estándar. En **A** la banda de intensidad media localizada en 474 cm^{-1} es menor que en **B**, a la vez que ambas son de mayor intensidad que las del estándar. La señal de menor intensidad en este intervalo es menor comparada con la del estándar, pero en **B** se encuentra ligeramente desplazada hacia la izquierda y se asemeja a la banda que se obtiene para la baja albita, sin embargo, en la zona de 300 cm^{-1} a 400 cm^{-1} se observan los tres sobretonos designados a la microclina; en ambos caso son de mayor intensidad que la del estándar, aunque particularmente en **B**.

De lo anterior se desprende que la especie dominante es la microclina, con su estructura triclinica que condiciona el arreglo atómico. Sin embargo y dada la naturaleza de este tipo de muestras pertíticas, se asigna el ensanchamiento de los picos y desplazamiento de sus centros a la presencia de cationes Na enlazados con Si y/o albita desarrollando micropertitas con microclina. Por lo tanto, la presencia de átomos ajenos a la microclina pueden alterar o distorsionar ligeramente los enlaces en la celda cristalina, a pesar del orden estructural que se aprecia en las bandas del intervalo de $600\text{-}1200\text{ cm}^{-1}$. Mientras que las señales de 300 cm^{-1} a 100 cm^{-1} se comportan de forma semejante entre sí.

Muestra Pikes Peak, Colorado, EUA. En la figura 48 se presentan los espectros Raman de dos puntos característicos de la muestra de amazonita de Pike's Peak; (**A**) representa a la zona mineral verde, mientras (**B**) a la verde claro – blanco. En **A** el intervalo que comprende la longitud de onda que va de 550 cm^{-1} a 1200 cm^{-1} se encuentran las bandas representativas de la microclina aunque desplazados hacia la derecha a excepción del doblete en 784.5 cm^{-1} y 813.7 cm^{-1} , además de diversos picos intensos como los encontrados en 629.3 , 771.2 y 955.4 cm^{-1} que son señales no esperadas para feldespatos, lo cual hace suponer que a pesar de que la estructura

crystalina del feldespatos es ordenada los centros catiónicos pueden estar ampliamente sustituidos por otros cationes diferentes al K o Na. Entre $430\text{-}530\text{ cm}^{-1}$ se encuentra el triplete característico de la microclina, pero tanto en **A** y **B** las bandas se encuentran desfasadas o distorsionadas en el primer caso, se encuentran ligeramente desplazadas hacia la izquierda pero tienen prácticamente la misma intensidad que la del estándar mientras que el caso de **B**, sólo se presentan dos señales muy intensas y una de ellas completamente desplazada hacia la izquierda, ambas tienen más similitudes con el estándar de albita.

Por último, en el intervalo de 100 cm^{-1} a 400 cm^{-1} en la que se presentan las bandas debido a vibraciones de distorsión del enlace del tetraedro y por las sustituciones de cationes tales como K, Na, e incluso otros de mayor radio iónico, se perciben las diferencias en las bandas debido a estos factores, con respecto a los estándares señalados.

Como se aprecia en el espectro **B**, la combinación de señales tanto de microclina como de albita generan distorsión en la señal, de tal forma que la intensidad de bandas características como las presentes entre $430\text{-}530\text{ cm}^{-1}$ y el ensanchamiento son la suma de ambas señales.

Finalmente puede distinguirse la presencia de cationes no reconocidos hasta este nivel del estudio, pero asignables aparentemente a la presencia de Pb (véase la figura 33 del capítulo anterior) o Fe, Ba, lantánidos u otros, que generan señales con picos mayores, similares a los observados en algunas de las piezas de amazonita de Tingambato.

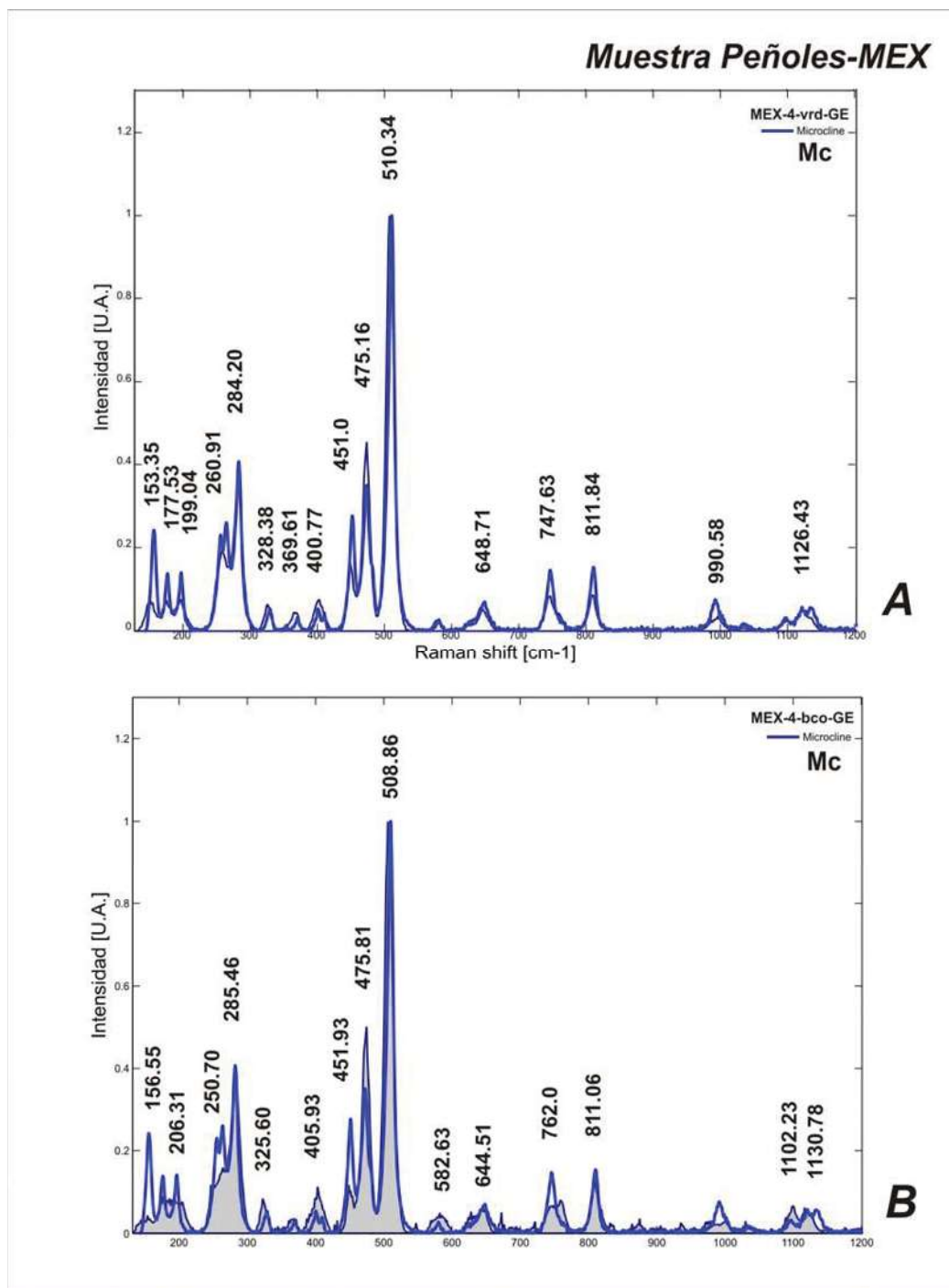


Figura 46. Espectrogramas de la muestra de pertita amazónica de Chihuahua: (A) zona verde, (B) zona de exsoluciones de apariencia verde claro, (C) zona color blanco.

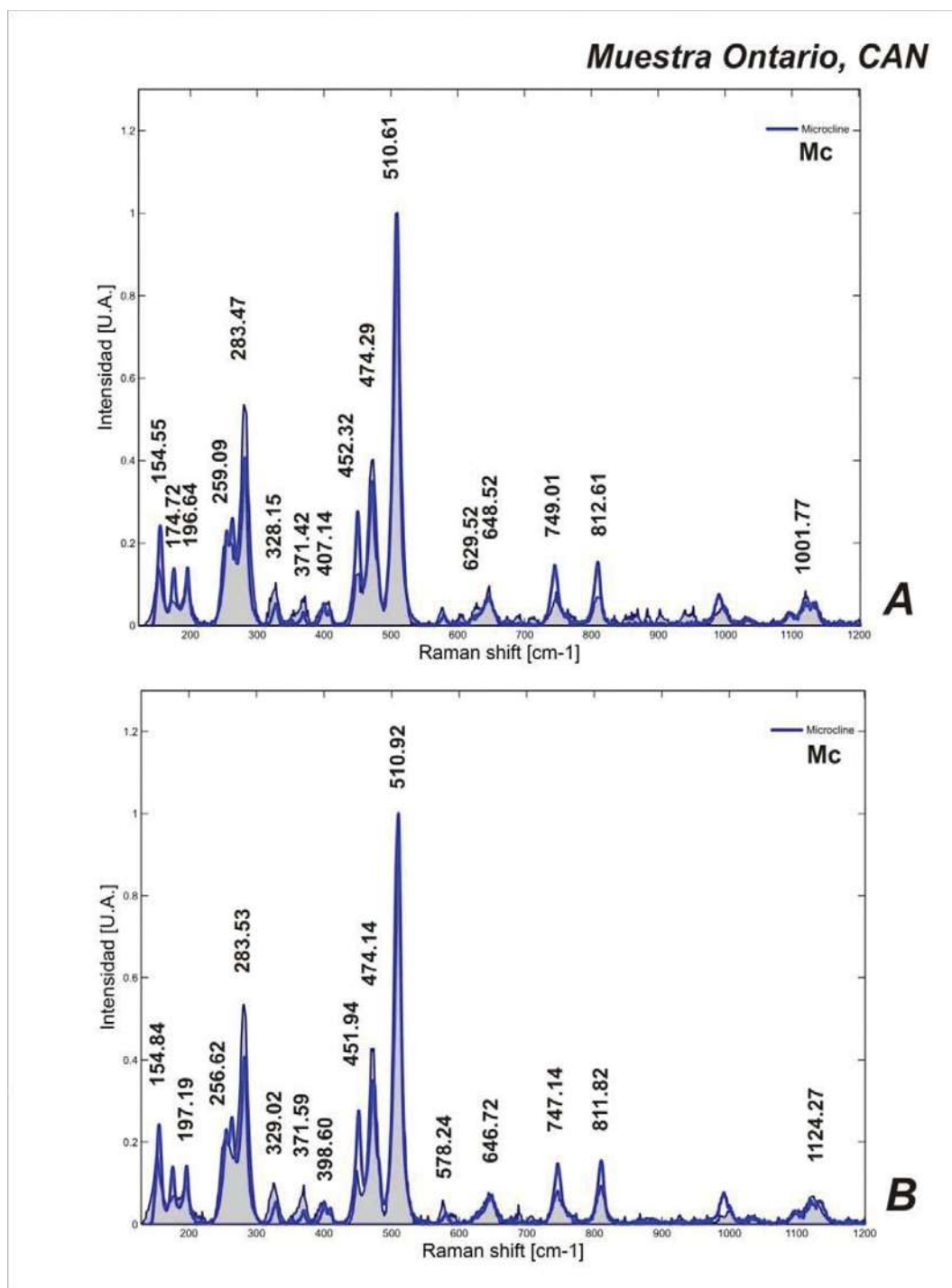


Figura 47. Espectrogramas obtenidos para la muestra de amazonita procedente de Canadá. (A) zona verde (microclina) y (B) corresponde a la zona blanca del mineral.

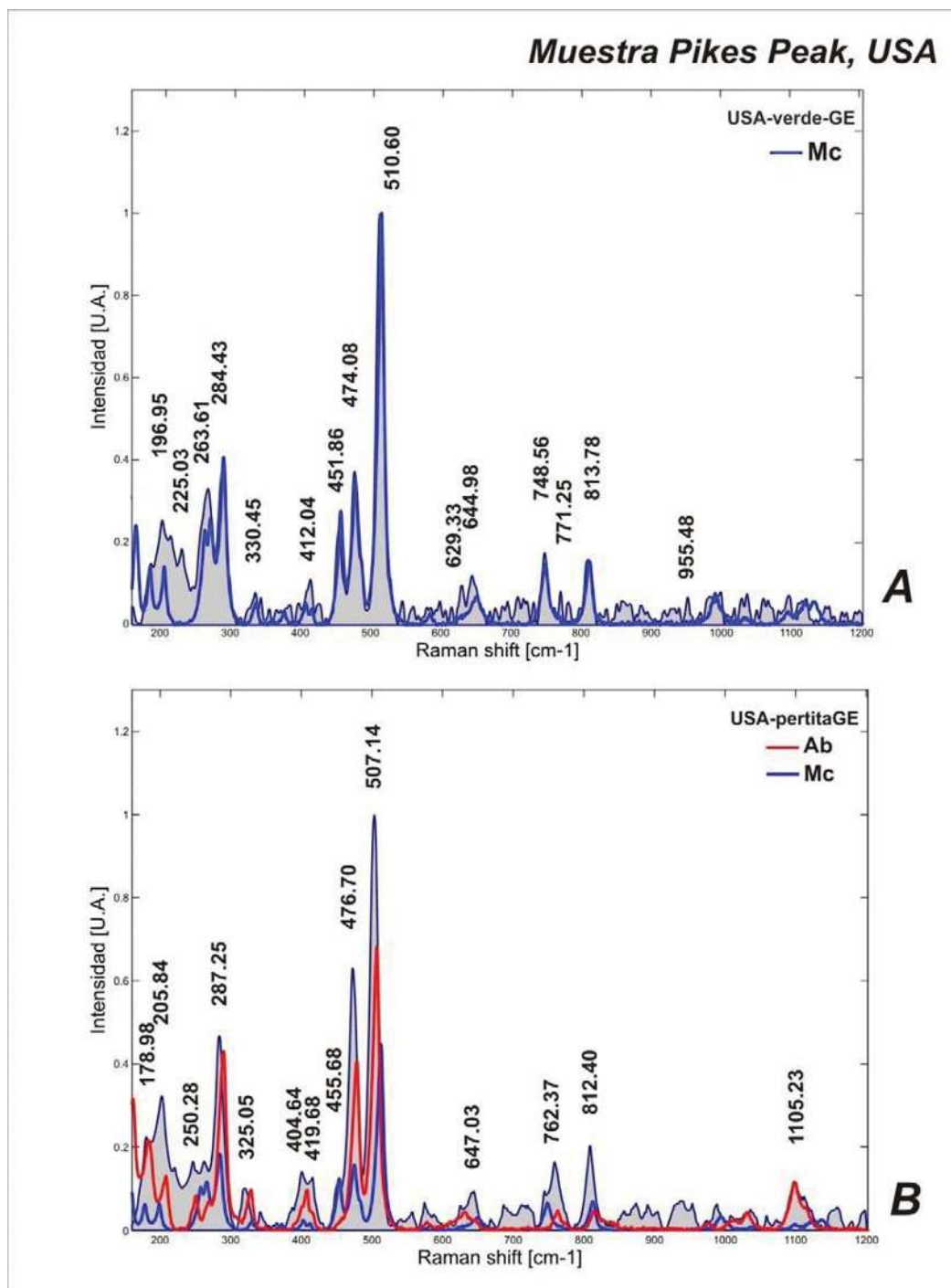


Figura 48. Espectrogramas obtenidos para la muestra de amazonita procedente de Pikes Peak, Estados Unidos. (A) corresponde a la zona verde (microclina) y (B) a parte blanca de la pertita. Las líneas en azul representan al estándar de microclina y la roja a la de la albita. Se incluye ésta

última en el espectrograma debido al comportamiento vibracional-polarizado que refleja la zona en estudio.

6.2.2 MICROANÁLISIS POR MICROSONDA ELECTRÓNICA DE AMAZONITAS DE YACIMIENTOS

En esta sección se sintetizan los resultados de los análisis químicos obtenidos por microsonda en muestras de yacimientos, como parte del ejercicio comparativo para proponer fuentes probables de la materia prima, a escala regional. Aunque se pretendió preparar la orientación cristalina 001, no siempre fue posible, debido a que los cortes de las muestras eran favorecidos por las orientaciones 010 (la cara más amplia y alargada). Sin embargo, las texturas se manifiestan tridimensionalmente y la mineralogía con sus inclusiones pudo ser bien caracterizada.

6.2.2.1 Análisis semi-cuantitativo y cuantitativo

A continuación se presentan las fórmulas cristaloquímicas correspondientes a cada uno de los puntos analizados en las muestras de yacimientos (Tabla 9), como se mostró en el capítulo anterior.

1: (Na_{0.775}, K_{0.010})_{0.785} Al_{0.933} Si_{3.104} O_{8.00}

2: (K_{1.092}, Na_{0.015}, Ca_{0.031})_{1.138} (Al_{0.933}, Fe²⁺_{0.003}, Ba_{0.008})_{0.944} Si_{3.042} O_{8.00}

3: (K_{1.041}, Na_{0.009}, Ca_{0.031})_{1.081} [(Al_{0.92}, Fe²⁺_{0.004}, Ba_{0.002}, Ti_{0.001})_{0.927} Si_{3.044} O_{8.00}]

4: (K_{0.876}, Na_{0.004}, Ca_{0.003})_{0.883} [(Al_{0.961}, Ba_{0.003})_{0.964} Si_{3.058} O_{8.00}]

5: (K_{1.014}, Na_{0.009}, Ca_{0.004})_{1.027} Al_{0.907} Si_{3.062} O_{8.00}

6: (Na_{0.748}, K_{0.011}, Ca_{0.008})_{0.767} [(Al_{0.941}, Fe²⁺_{0.011}, Ba_{0.015})_{0.967} Si_{3.087} O_{8.00}]

7: (K_{1.042}, Na_{0.053}, Ca_{0.011})_{1.106} [(Al_{0.947}, Ba_{0.005})_{0.952} Si_{3.008} O_{8.00}]

8: (Na_{0.852}, K_{0.004})_{0.856} [(Al_{0.842}, Fe²⁺_{0.012}, Mg_{0.04}) Si_{3.128} O_{8.00}]

Tabla 9. Resultados de la composición química de microclina y albita de las muestras procedentes de las localidades en estudio por EDS

Muestras %W óxidos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72.13	64.66	65.37	70.52	66.06	71.14	64.28	72.05	54.75	72.17	55.48	55.26	63.76	71.19	61.75
TiO ₂	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	18.40	15.91	16.77	18.8	16.61	18.41	17.17	16.47	13.32	17.77	13.45	14.08	16.88	18.23	18.18
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	0.11	-	-	0.29	-	0.34	0.20	0.14	0.18	-	-	0.15	0.06
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0.625	-	-	-	-	-	0.387	0.478
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13	-
CaO	-	0.62	-	0.05	0.08	0.175	0.22	-	-	-	-	-	0.13	0.08	0.13
BaO	-	0.45	0.11	0.21	-	0.89	0.28	-	-	-	-	-	-	-	2.22
Na ₂ O	9.29	0.17	0.11	10.42	0.09	8.88	0.58	10.12	-	9.92	0.27	0.56	0.59	9.56	0.48
K ₂ O	0.16	18.20	17.53	-	17.14	0.19	17.45	0.07	30.89	-	30.63	30	18.51	0.14	16.45
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100	99.67	100	100	100	99.9	99.86	100	100
%W Cationes															
Si	3.10	3.04	3.04	3.06	3.06	3.09	3.01	3.13	2.86	3.11	2.87	2.85	3.00	3.08	2.94
Ti	0.0	0.0	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.01
Al	0.93	0.88	0.92	0.96	0.91	0.94	0.95	0.84	0.82	0.90	0.82	0.86	0.94	0.93	1.02
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe ²⁺	0.0	0.0	0.00	0.0	0.0	0.01	0.0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.0	0.0	0.01	0.00
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.02
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0
Ca	0.0	0.03	0.0	0.0	0.00	0.01	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.00	0.01
Ba	0.0	0.01	0.00	0.00	0.0	0.02	0.01	0.0	0.0	0.00	0.0	0.0	0.0	0.00	0.04
Na	0.78	0.02	0.01	0.00	0.01	0.75	0.05	0.85	0.0	0.83	0.03	0.06	0.05	0.80	0.04
K	0.01	1.09	1.04	0.88	1.01	0.01	1.04	0.00	2.06	0.0	2.01	1.97	1.11	0.01	1.0
Pb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Composición ideal	An	0.0%	2.72%	0.0%	0.0%	0.4%	1.06%	1.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.54%	0.48%	0.62%
	Ab	98.7%	1.32%	0.9%	5.11%	0.89%	97.55%	4.82%	99.54%	0.0%	100%	1.31%	100%	4.75%	4.18%
	Or	1.3%	95.95%	99.1%	94.89%	98.7%	1.39%	94.18%	0.46%	100%	98.69%	0.0%	94.89%	0.97%	95.2%

1, 2, 3, 4, 5 y 6 corresponden dos secciones pulidas de muestras de la localidad de Peñoles, Chih., México, la 1, 4 y 6 corresponden a microanálisis en perfitas de dichas secciones, mientras que 2, 3, 5 y 7 pertenecen a puntos en la fase de microclina.

Las columnas 8, 9, 10, 11, 12 son de las muestras procedentes de Ontario, Canadá siendo la 8, 10 de puntos de análisis en exsoluciones de albita y de microclina las 9, 11 y 12.

Por último los datos de las columnas 13, 14 y 15 son de la muestra procedente de Pikes Peak, USA y corresponden a la fase de Mc, Ab y a zona de exsolución con elementos menores presentes, respectivamente.

- 9: $\text{K}_{2.061} [(\text{Al}_{0.821}, \text{Fe}^{2+}_{0.009})_{0.912} \text{Si}_{2.864} \text{O}_{8.00}]$
- 10: $\text{Na}_{0.83} [(\text{Al}_{0.903}, \text{Fe}^{2+}_{0.005}, \text{Ba}_{0.001})_{0.909} \text{Si}_{3.113} \text{O}_{8.00}]$
- 11: $(\text{K}_{2.01}, \text{Na}_{0.027})_{2.037} [(\text{Al}_{0.82}, \text{Fe}^{2+}_{0.008})_{0.828} \text{Si}_{2.87} \text{O}_{8.00}]$
- 12: $(\text{Na}_{0.056}, \text{K}_{1.974})_{2.03} [\text{Al}_{0.856} \text{Si}_{2.850} \text{O}_{8.00}]$
- 13: $(\text{K}_{1.112}, \text{Na}_{0.054}, \text{Ca}_{0.006})_{1.172} [\text{Al}_{0.937} \text{Si}_{3.003} \text{O}_{8.00}]$
- 14: $(\text{Na}_{0.801}, \text{K}_{0.008}, \text{Ca}_{0.004})_{0.813} [(\text{Al}_{0.928}, \text{Fe}^{2+}_{0.006}, \text{Mn}_{0.015}, \text{Mg}_{0.008})_{0.957} \text{Si}_{3.076} \text{O}_{8.00}]$
- 15: $(\text{K}_{1.0}, \text{Na}_{0.044}, \text{Ca}_{0.007})_{1.044} [(\text{Al}_{1.021}, \text{Fe}^{2+}_{0.002}, \text{Mn}_{0.019})_{0.999} \text{Si}_{2.943} \text{O}_{8.00}]$

6.2.2.2 Microtexturas

Muestra de Peñoles, Chihuahua, México. Un corte paralelo a la orientación 001 presenta las siguientes características. En las figuras 48 y 49 se reconoce un arreglo heterogéneo de la pertita, donde las formas tabulares de los FK (Mc-Or; gris claro) son interrumpidas por cristales alargados de Ab (gris oscuro). Asimismo, formas diseminadas en segmentos, aunque siguiendo un patrón estructural, se hallan a lo largo de planos de clivaje de los FK. En la misma muestra se observan exsoluciones de Pb, Fe u otros elementos como los lantánidos, los cuales se acumulan en los bordes de los FK y/o zonas de baja energía (límites de cristales FK-Ab) o bien en fracturas post-magmáticas.

Sección pulida 1, figura 49. Los cristales de Ab de mayores dimensiones tienen longitudes aproximadas a 1000 μm y grosores que no sobrepasan los 200 μm . En algunas trazas del clivaje es evidente la acumulación de Ab y otras exsoluciones; algunos de los cristales Ab alargados, correspondientes a la fase inicial de la pertita, forman ángulos de 25° a 30° entre sí; otros cristales de longitudes menores (1000 μm) y llegan a interceptarse en ángulos de 119° y 68°. Lo anterior permite inferir procesos continuos de cristalización y emplazamiento con el consecuente desarrollo

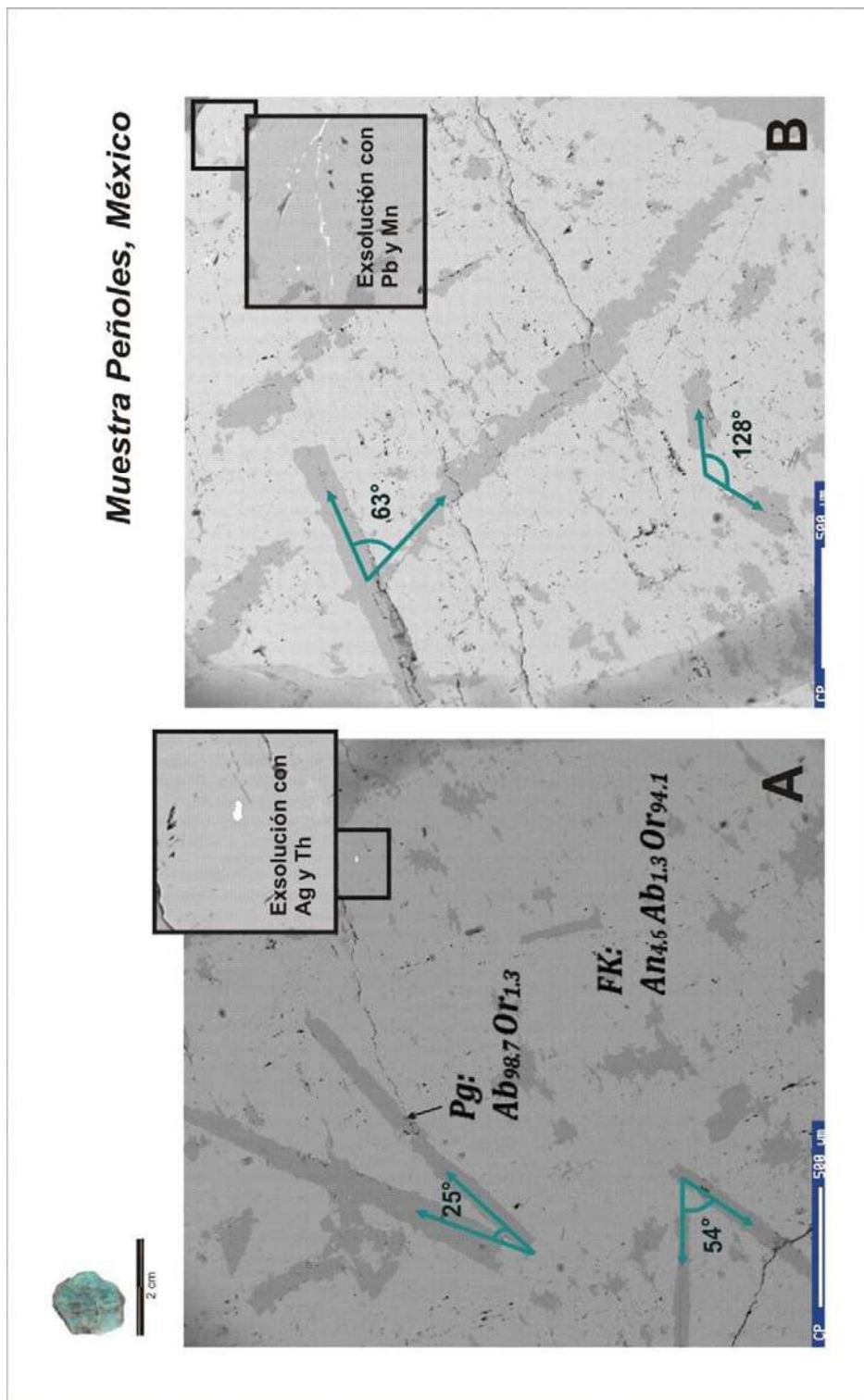


Figura 49. Fotomicrografías de la sección pulida perteneciente a la muestra de la localidad de Peñoles, Chih., México3, donde se muestran la textura perítica, la composición química de las especies dominantes y algunas de las exsoluciones de Pb, Mn y elementos de tierras raras.

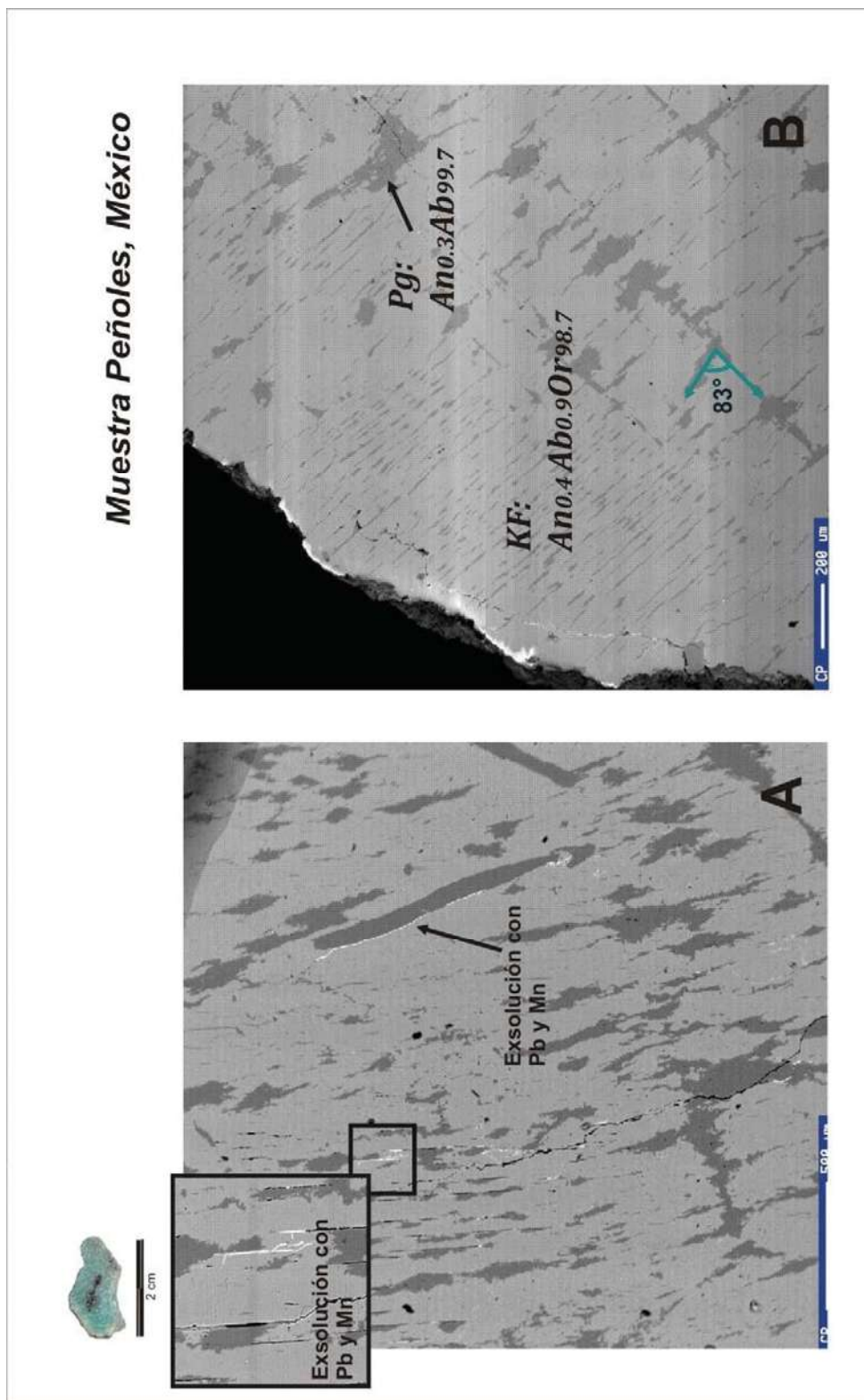


Figura 50. Fotomicrografías de la sección pulida 2 perteneciente a la muestra de la localidad de Peñoles, Chih., México, también se señalan las composiciones de las fases minerales dominantes y exsoluciones de Pb, Mn.

de cristales predominantemente FK sobre Ab (pertita) y procesos de exsolución posteriores o contemporáneos al emplazamiento de la pegmatita.

Otro de los rasgos distintivos en muestras de este sitio, son las microestructuras (cavidades) miarolíticas enriquecidas en lantánidos y otros elementos traza.

Sección pulida 2, figura 50. En la imagen que representa al borde del cristal en una orientación cercana a 001 se observa una distribución regular de la Ab a lo largo del clivaje de la Mc, con mejor desarrollo de cristales de Ab en zonas preferenciales del clivaje. Particularmente en las zonas de fractura se aprecian con tonos más claros, la exsolución de Pb y otros elementos de masa atómica mayor. Un detalle de la acumulación de exsoluciones es visible en los bordes de Ab y trazos del maclado polisintético de la microclina. Entre los elementos traza identificados por EDS se encuentran Pb, Fe, Cr, Mn,

En la Figura 50, se muestran las imágenes de inclusiones minerales en esta pertita, los cuales pueden ser considerados además como parte de la firma química y mineral del yacimiento. En la fotomicrografía de la parte izquierda se aprecia panorámicamente en la tonalidad más clara de gris a la mica de biotita (**Bt**), prácticamente rodeada de cuarzo (**Qz**) y a su vez del feldespato potásico microclina (**Mc**). De esta imagen se realizó una ampliación (primera imagen de la derecha) de donde se distinguen tres minerales opacos y una exsolución brillante, todos ellos asociados a la **Bt**. Los minerales identificados son el zircón, en el cual se identificaron trazas de uranio y torio y abundantes oquedades generadas por radioactividad natural; las especies de la imagen inferior derecha fueron identificadas como petchblenda(brillante ovalado) y rutilo (subedral) rico en Nb, Sn y Ta.

Muestra de Ontario, Canadá, figura 51. Esta muestra se presenta megascópicamente de color azul verde intenso con estructuras en “trenza” formadas por albita, en el sistema pertítico. A escala microscópica se observa que las proyecciones de esas estructuras generan un arreglo criptopertítico albita-microclina. Las laminillas pertíticas y criptopertíticas de exsolución se encuentran orientadas en

planos paralelos equidistantes entre sí. Se observó la presencia de microfracturas preferentemente en planos tangenciales con respecto a la orientación de las exsoluciones y también se observaron algunas microfracturas y microporos (cavidades miarolíticas) dentro de las exsoluciones peritíticas. La presencia de minerales opacos y amalgamas metálicas se encuentra predominantemente en la fase alcalina del feldespato e incluso son visibles algunas zonas más claras dentro del feldespato, que indican exsoluciones de compuestos polimorfos con elementos químicos pesados; impurezas de plomo u otros elementos como bario o hierro.

Muestra de Pikes Peak, Colorado, Estados Unidos, figura 52. La muestra de amazonita de Pikes Peak es de color más verde (esmeralda) y presenta textura peritítica con laminillas sub-paralelas de albita (tonos claros a blanco). Estas estructuras presentan agregados **Ab** más gruesos que en el caso de Ontario. Microscópicamente, los ángulos que se forman entre **Ab** orientadas y sub-orientadas, van de 40° a 50° en los puntos de intersección, lo cual puede interpretarse como deformaciones post-cristalización y parcial enfriamiento de la pegmatita.

Las imágenes de rayos retro-dispersados permiten identificar parte del arreglo peritítico descrito megascópicamente, con los detalles que se describen a continuación.

La peritita **Mc-Ab** presenta microfracturas que han sido rellenadas por Qz, visible en las plagioclasas y por Qz + exsoluciones de Pb, Fe, en los feldespatos potásicos. La figura (A) es un detalle de la (B), donde se distingue un relicto de tono gris más claro correspondiente a biotita (subedral alargado), mientras que el desarrollo **Ab-Mc** ha generado bordes de reacción, con exsoluciones de Pb principalmente.

A mayor detalle se observan criptopertitas FK-Ab y microexsoluciones de barita (BaSO_4), hematita (Fe_2O_3) y elementos como vanadio (V), niobio (Nb), tántalo (Ta), lantano (La), cerio (Ce), torio (Th), praseodimio (Pr). Todos éstos se encontraban en orientaciones preferentes al plano y clivaje del feldespato potásico. Dichas exsoluciones pueden considerarse como posteriores a la formación de la peritita.

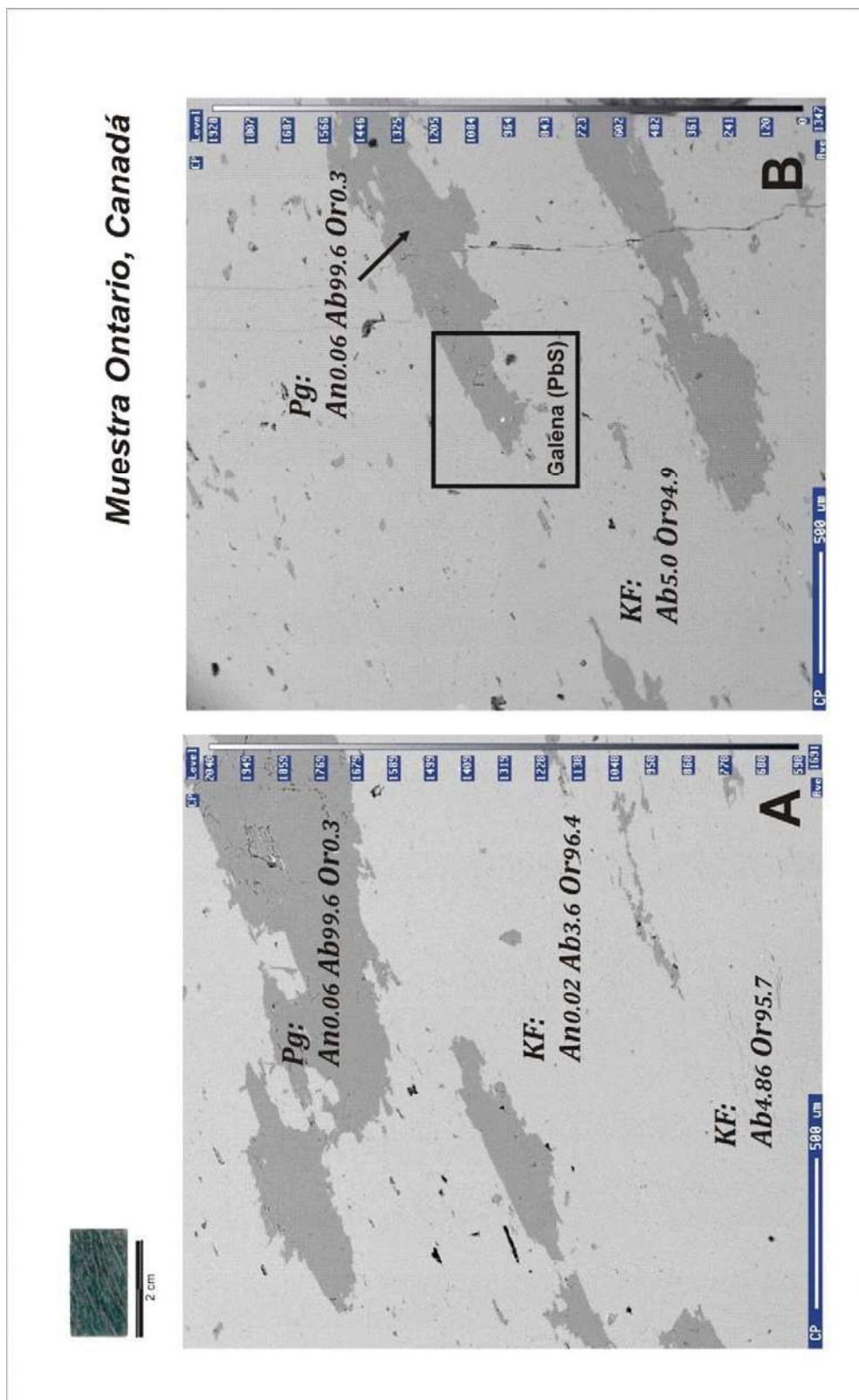


Figura 51. Fotomicrografías de la sección pulida perteneciente a la muestra del yacimiento de Ontario, Canadá. Se señalan las composiciones de los feldspatos involucrados e inclusión de galena identificada por EDS.

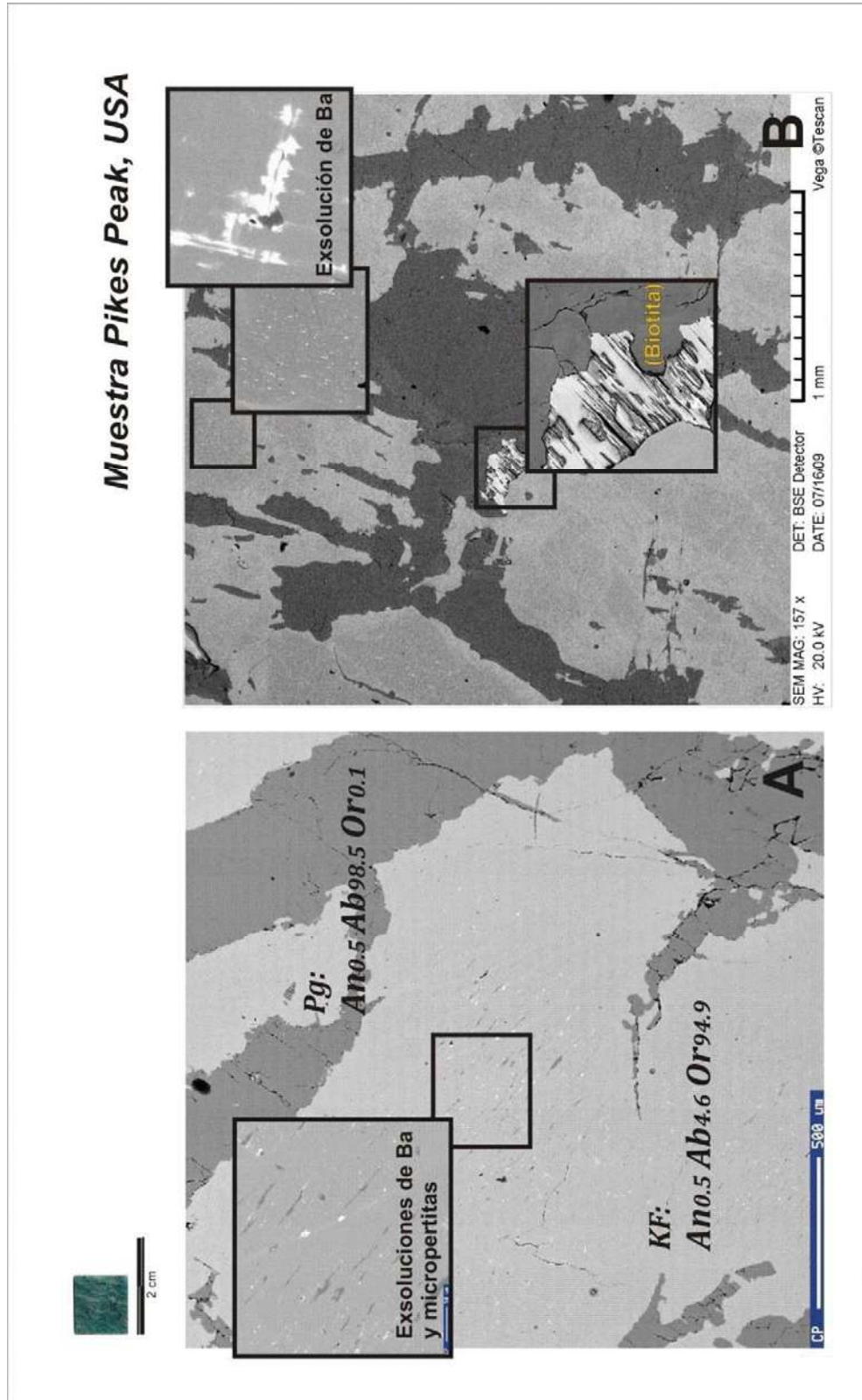


Figura 52. Fotomicrografías de la sección pulida de Pikes Peak, USA. Se muestran en recuadros exsoluciones predominantes de Ba.

6.2.2.3 Exsoluciones e inclusiones encontradas en las muestras de la localidad de Peñoles, México

Como se mencionó en el capítulo anterior, las exsoluciones pueden originarse por procesos de reprecipitación o por procesos de inmiscibilidad entre las soluciones sólidas e incompatibilidad con la red cristalina.

Las inclusiones son prácticamente “trampas” de volátiles, fluidos e incluso otras fases minerales, las cuales pueden proporcionar información sobre la petrogénesis del sistema magmático en estudio. Pero para la finalidad de este trabajo, la identificación de inclusiones es un primer acercamiento a los elementos traza que proporcionan la “firma geoquímica” del mineral en estudio, la amazonita.

Particularmente, en la muestra de Peñoles se logró identificar inclusiones en zircón, tal como se observa en la figura 53, la imagen panorámica superior se identifican inclusiones en una biotita (área de tono gris tenue) rodeada de cuarzo en la matriz de microclina. En **A** se muestra una ampliación del recuadro señalado en la imagen panorámica, área en la cual se encuentra en la parte superior, un fragmento de zircón con inclusiones de U y Hf asociado a un mineral con Ti y Nb (posible rutilo) principalmente, en la zona centro-izquierda se observa una vetilla con contenido en Pb, lo que se considera como una exsolución, el punto brillante debajo de ésta se identificó como columbita rica en Nb. Hacia la derecha de la imagen se localiza el zircón, el cual se observa ampliado en la imagen **B**, en éste se caracterizaron inclusiones con contenido en óxidos de U y Th. En la parte inferior se identificó un fragmento de rutilo rico en Nb, Sn y Ta, el punto luminoso puede ser contaminación.

Retomando la imagen **B**, se logra distinguir huellas de inclusiones que pudieran haber contenido algunos volátiles los cuales escaparon dejando estos huecos. La forma amorfa brillante es la inclusión que contiene óxidos de uranio y torio. Mientras en **C** se observa una exsolución entre las fronteras de contacto de la biotita-albita de sulfuro de

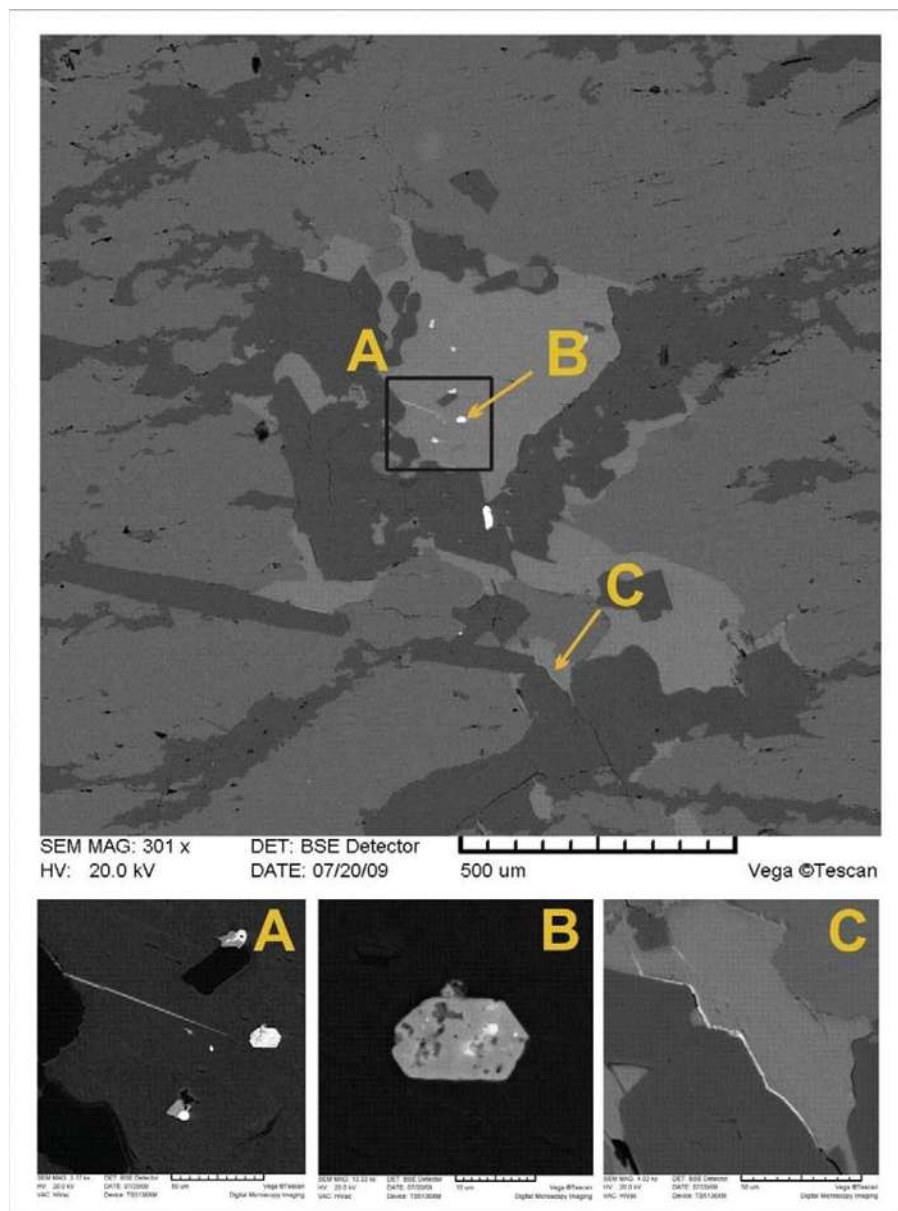


Figura 53. Fotomicrografía panorámica de inclusiones con compuestos de elementos de gran radio iónico tales como PbS y óxidos de elementos de tierras raras contenidos en la muestra de Peñoles, México con sus respectivas ampliaciones.

hierro y plomo, lo cual sugiere que estos minerales podrían tener poca coherencia entre sus límites.

A continuación se enlistan en la tabla 10 las proporciones en por ciento en peso de las inclusiones encontradas en las muestras de este capítulo

Tabla 10. Resultados del análisis por EDS de la composición química porcentual de exsoluciones e inclusiones identificadas en las muestras procedentes de los yacimientos de Peñoles, Chih., México, y Pikes Peak, USA.

Muestras	Peñoles				Pikes Peak
	Imagen A			Imagen B	
	Rutilo superior	Zircón fragmentado	Columbita		
%W óxidos					
Nb2O5	8.61		72.35		
SnO2	1.73				
TiO2	85.69		3.48		
FeO	3.97			2	
Al2O3		0.51			
SiO2		33.65		33.52	
ZrO2		61.33		60.2	
UO2		1.66	0.82	2.63	
Ta2O5			2.71		
W2O3			2.21		
Sc2O3			0.88		
MnO			11.37		
HfO2				2.84	
ThO2					25.40
Ag2O					73.12
Y2O3					0.15
CaO					1.34

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN

En este capítulo se presenta una discusión breve de la tipología y de la información generada de las mediciones espectroscópicas y por microsonda en amazonita cultural de Tingambato, así como en muestras de yacimientos de México, Estados Unidos de Norteamérica y Canadá. En principio, se hace una valoración con el fin de reconocer las ventajas y desventajas de cada técnica analítica aplicada, así como de dejar establecida una experiencia en una perspectiva para su aplicación sistemática en futuras investigaciones arqueométricas. Por otro lado, se discute brevemente una serie de semejanzas y/o diferencias entre las piezas arqueológicas y con algunas muestras de algunos yacimientos de la región norte del continente americano. Para este fin, se presentan algunos diagramas comparativos, cuyos resultados pueden dar algunos indicios para establecer algunas hipótesis relacionadas con la procedencia y localización de fuentes de la materia prima de utilización prehispánica.

7.1 LA TIPOLOGIA DE LA AMAZONITA CULTURAL

Un estudio arqueométrico debe incluir la implementación de un método tipológico (descriptivo-estadístico) y analítico, de acuerdo a las características específicas de los objetos arqueológicos. En el caso de la lapidaria prehispánica mesoamericana de este estudio, el método tipológico aplicado fue el reconocimiento de los atributos morfológicos, tecnológicos (huellas de uso) y funcionales en su contexto religioso-funerario (significado de la coloración verde-azul de la microclina).

Tal como se aborda en el capítulo 3, el estudio tipológico de la elaboración de la amazonita en el sitio Tingambato muestra que, para obtener teselas o plaquetas de morfología trapezoidal fue aprovechada de manera empírica por los lapidarios prehispánicos la estructura cristalina triclinica, así como su hábito tabular y los planos de clivaje (001) y (010). Es oportuno mencionar que en el lote estudiado se observa una tendencia preferente con dimensiones aproximadas entre 1-2 cm de longitud en su eje más largo.

Los terminados de las teselas obedecen a formas semejantes a diente de maíz” o “hacha” que como refieren Lowe (1998) y Taube (2007), dentro de las civilizaciones prehispánicas representaban los conceptos cosmogónicos de fuerzas elementales como el trueno, la tierra, etc., así como la fertilidad y el renacimiento. Estas tradiciones fueron heredadas desde la época de la cultura olmeca (> 1200 a. C.-300 a. C.).

Por otro lado, las preformas eran trabajadas con materiales silíceos de mayor dureza que la microclina (6-6.5 en la escala de Mohs), y con diferentes tamaños de grano, tal como se menciona en el capítulo 6.

A partir de las observaciones descritas en ese mismo capítulo, las huellas de trabajo indican un proceso de desbaste y pulido desarrollado por lo menos en tres etapas: 1) la primera fase consistió en la abrasión de las caras con uso de abrasivo de tamaño de partícula del orden de 110-120 μm además que lograban terminados convexos por una cara tallando los bordes, 2) en la segunda o intermedia se utilizaron abrasivos con tamaño de grano del orden de 69-47 μm , 3) esta última etapa se asignó al proceso de pulido, y por la determinación del ancho de las huellas de trabajo, se deduce el uso de partículas del tamaño de arcillas (22.5-3 μm y 5.6-3.2 μm).

7.2 ESPECTROSCOPIA INFRARROJA DE REFLEXIÓN (FT-IRR)

Los espectros infrarrojo obtenidos de las plaquetas o pendientes de Tingambato muestran la posibilidad de explorar puntualmente en diámetros de 3 mm (apertura de diafragma). Las dimensiones relativamente amplias de exploración han permitido reconocer especies puras (microclina, albita, galena), como fases minerales intercrecidas.

Es importante mencionar que una de las condiciones de la exploración de muestras por esta técnica en la modalidad especificada consiste en realizar los análisis sobre

una superficie que sea plana. Esta variable no se cumple en el caso de las piezas arqueológicas, razón por la cual y, a pesar de haberse modulado la señal, los espectros obtenidos de estas piezas, presentan ruido de fondo e intervalos de señales a menores longitudes de ondas de 700 cm^{-1} con una pendiente superior a los 35° . Sin embargo, esto no afecta la posición de las bandas de absorción en dicho intervalo, ni en la intensidad de la banda, por lo que para fines interpretativos es posible determinar algunas diferencias de las señales obtenidas. Además, el intervalo de $900\text{-}1250\text{ cm}^{-1}$ de longitud de onda considerada en el gráfico (Figura 54) cubre la región de mayor importancia para efectos de interpretación de los feldespatos (Povarennykh, 1978).

A partir de la información reportada en el capítulo 6 relacionada con la respuesta de piezas arqueológicas y muestras de yacimiento a la espectroscopia Infrarroja, se configuró lo que en este trabajo se denomina *Dominio FT-IR de piezas de Tingambato*, marcado en la figura 54 en fondo gris, mientras que en las líneas de colores se muestra el comportamiento vibracional de las diferentes muestras geológicas (Figura 54).

De este gráfico se desprende que las bandas de absorción IR que proporcionan información estructural sobre la vibración del grupo funcional de Si-O y del intercambio Si(Al)-O-Si de los objetos arqueológicos de Tingambato, concuerdan considerablemente con las muestras del yacimiento de Peñoles (México). Los valores de las bandas de 1006.81 cm^{-1} a 1016.45 cm^{-1} en su conjunto corresponden a la vibración asimétrica de estiramiento, donde la señal de los feldespatos en muestras de EUA presenta un ligero desplazamiento en longitud de onda con respecto al resto de las muestras. Asimismo, la señal de las muestras de Canadá (CAN) decrece en intensidad, lo cual en primera instancia supondría una influencia mayor de una vibración simétrica en la estructura cristalina.

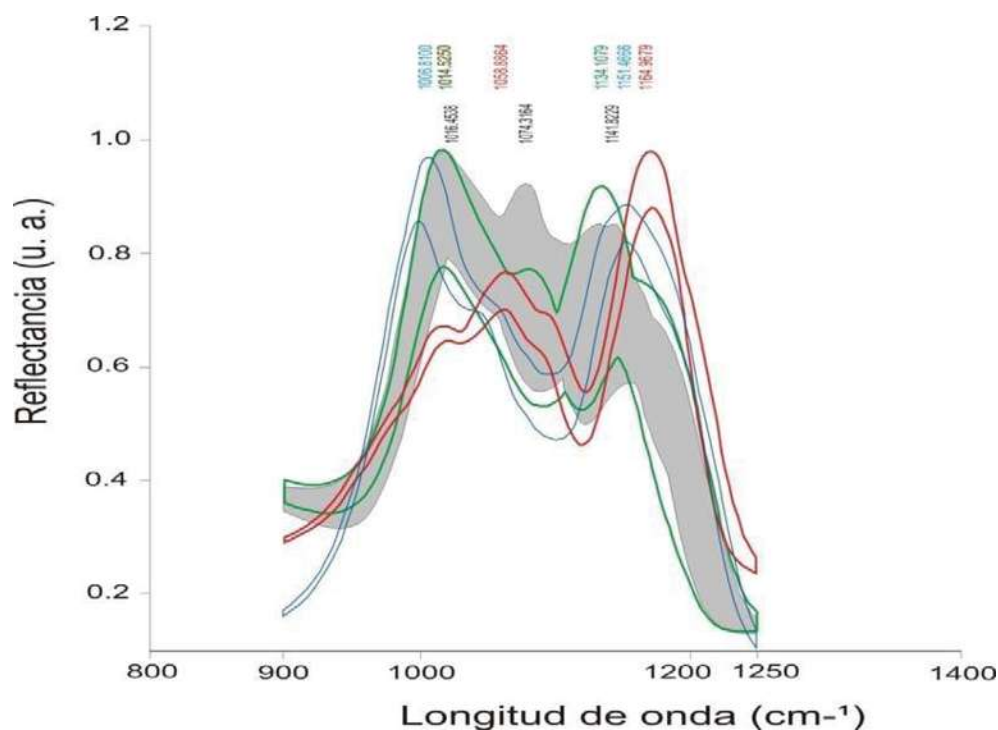


Figura 54. Síntesis de los espectros infrarrojo (FT-IR). Comparación de la respuesta FT-IR entre el dominio de amazonita cultural de Tingambato (campo gris) y muestras de yacimientos: México (MEX; verde), Estados Unidos de Norteamérica (EUA; azul), Canadá (CAN; rojo).

En la zona de 1074.31 cm^{-1} la señal infrarroja más intensa corresponde a las piezas arqueológicas y en menor proporción a las muestras de Chihuahua (MEX), de lo cual se deduce un intercrecimiento de feldespatos potásicos y plagioclasas; los espacios de equilibrio cristaloquímico pueden ser ocupados por los cationes K, Na, Ca, así como por inclusiones de Pb y Fe, entre los más comunes.

Las bandas que coinciden en la región 1134.10 cm^{-1} a 1141.82 cm^{-1} complementan el arreglo estructural más importante de los tectosilicatos, junto con las descritas previamente. Estas bandas corresponden a las vibraciones simétricas y se observa que las señales IR de objetos de Tingambato son semejantes a las obtenidas de yacimientos MEX, mientras que las EUA y CAN se hallan desplazadas hacia longitudes de onda mayores, en 1151.46 cm^{-1} y 1164.96 cm^{-1} respectivamente, en el espectro electromagnético.

Experimentalmente, se obtuvieron señales que se presentan en muy intensidades bajas y que se encuentran fuera *Dominio FT-IR de piezas de Tingambato*, debido a un comportamiento vibracional “interferido” por abundantes intercrecimientos Mc-Ab en los puntos analizados que afectan los modos vibracionales de la celda cristalina, éstos se descartaron del dominio. Además en la zona de $400-800\text{ cm}^{-1}$ donde se presentan las bandas que se asignan a los intercambios catiónicos de los feldespatos-plagioclasas fueron amorfos de lo cual no se obtuvo información significativa.

7.3 ESPECTROSCOPIA RAMAN

A diferencia de la espectroscopia infrarroja de reflexión, con la espectroscopia Raman en el arreglo implementado para este trabajo se tuvo la capacidad de analizar en todas las muestras superficies cercanas a los $200\text{ }\mu\text{m}$ de diámetro, lo cual permitió una exploración homogénea y con mayor precisión en las diferentes especies individuales.

Sin embargo, es importante mencionar que en las texturas pertíticas es común encontrar intercrecimiento de especies minerales del tipo de criptopertitas, o bien fases complejas por su grado de desorden cristalino, las cuales en el momento de la interpretación deben considerarse como variables potenciales.

A escala criptocristalina se reconocen al menos tres factores que complican la interpretación de los espectros Raman en el estudio del grupo de los feldespatos: 1) abundantes micro pseudo-celdas en la estructura triclínica, las cuales afectan la simetría de las moléculas 2) distorsiones y degeneraciones sobre las nubes electrónicas por los cambios de polarizabilidad, y 3) la imposibilidad de detectar señales Raman en la zona de “ruido de fondo” (Sharma *et al.*, 1983). Para los fines prácticos de este trabajo se aplicó el criterio de caracterización de espectros mediante el tratamiento de las señales Raman obtenidas con un programa de cómputo

implementado por el Dr. Meneses-Nava (com. Personal), el cual se basa en la aplicación de un logaritmo para eliminar las señales de fluorescencia y, posteriormente fueron comparadas las respuestas con la base de datos RRUFF. Sin embargo, en este apartado se precisan algunas de las características estructurales válidas para la interpretación de los feldespatos de baja temperatura, como serían los casos del presente estudio (FK+PL).

Por otro lado, es conveniente señalar que los criterios de agrupamiento por orden de importancia de las señales Raman emitidas y utilizadas para los feldespatos en la región espectral entre 0 y 1200 cm^{-1} que se analizaron son: I=400-525; II=200-400; III=0-200; IV=600-800; V=900-1200 (en Freeman *et al.*, 2008).

Con esta referencia y de acuerdo con los estudios realizados en albita por McKeown (2005), se precisa que las dos bandas Raman más intensas dentro de la región espectral 450-520 cm^{-1} (**I**) corresponden a los pulsos sincronizados de los cuatro anillos del tetraedro. Los picos Raman en los grupos **II** y **III** (debajo de 400 cm^{-1}) se relacionan con los modos de rotación-traslación de los cuatro anillos y con cortes de celdas, respectivamente. Las señales débiles en la región **V** se asignan a contracciones del tetraedro, mientras que los picos Raman de la región 700-900 cm^{-1} (**IV**) corresponden a modos de deformación del tetraedro.

Con estos argumentos se han integrado en la tabla 11 los valores de los picos Raman principales de piezas de amazonita cultural de Tingambato y de muestras de yacimientos en Norteamérica. Para el graficado de los datos (Figura 55) se han seleccionado la señal principal y secundaria de la región **I** (**Ia**, **Ib**), así como la más intensa de la región **II** (**II_{max}**).

Tabla 11. Valores de los picos principales de las regiones I, II y III medidos en piezas arqueológicas de Tingambato (1-8) y muestras de yacimientos de México (9-10), EUA (11-12) y Canadá (13).

Banda	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ia	511.87	508.46	512.1	509.82	510.83	508.25	510.25	509.8	510.17	508.86	510.6	507.14	510.92
Ib	475.3	477.17	475.69	476.76	474.99	477.13	475.73	475.82	474.95	475.85	474.08	476.7	474.14
Ic	455.11	453.85	452.88	452.7	453.32	454.52	453.67	452.61	451.94	451.93	451.85	455.68	451.94
II_{max}	284.91	288.2	284.55	286.75	251.25	288.78	284.22	285.6	283.82	285.46	284.43	287.25	283.53
III_{max}	198.98	185.57	196.98	181.24	197.64	0	0	0	176.71	178.13	196.95	178.98	154.84

1 = 3-443Mc; 2 = 3-443Ab; 3 = 7-443Mc; 4 = 7-443Ab; 5 = 27-443Mc; 6 = 27-443Ab; 7 = 220-443Mc; 8 = 220-443Ab; 9 = MxMc; 10 = MexAb; 11 = EUAMc; 12 = EUAAb; 13 = CANMc

La extensión Mc y Ab denotan microclina y albita respectivamente.

Los valores "0" indican inicio de reconocimiento luego de 200 cm⁻¹.

En esta figura se reconoce que los valores principales **Ia** de microclina (alto) y albita (bajo) son especulares con respecto a los valores **Ib** y **II_{max}**. Este es el comportamiento estructural representativo del grupo de los feldespatos en la espectroscopia Raman. En la práctica se reconoce que el principal parámetro de identificación mineral es la posición del pico **Ia** alrededor de los 513.3 cm⁻¹ para microclina, 507.6 cm⁻¹ para albita y 504.6 cm⁻¹ para anortita, -dentro de un rango de composición ideal **Or**: K[AlSi₃O₈]-**Ab**: Na[AlSi₃O₈]-**An**: Ca[Al₂Si₂O₈].

Para certificar la caracterización Raman se tomaron los valores de composición ideal obtenidos de las mediciones microquímicas por microscopia electrónica y microsonda en puntos aproximados a los explorados por espectroscopia Raman (Tabla 12). Esto se hizo además con el fin de reconocer tendencias estructurales a partir de la composición química.

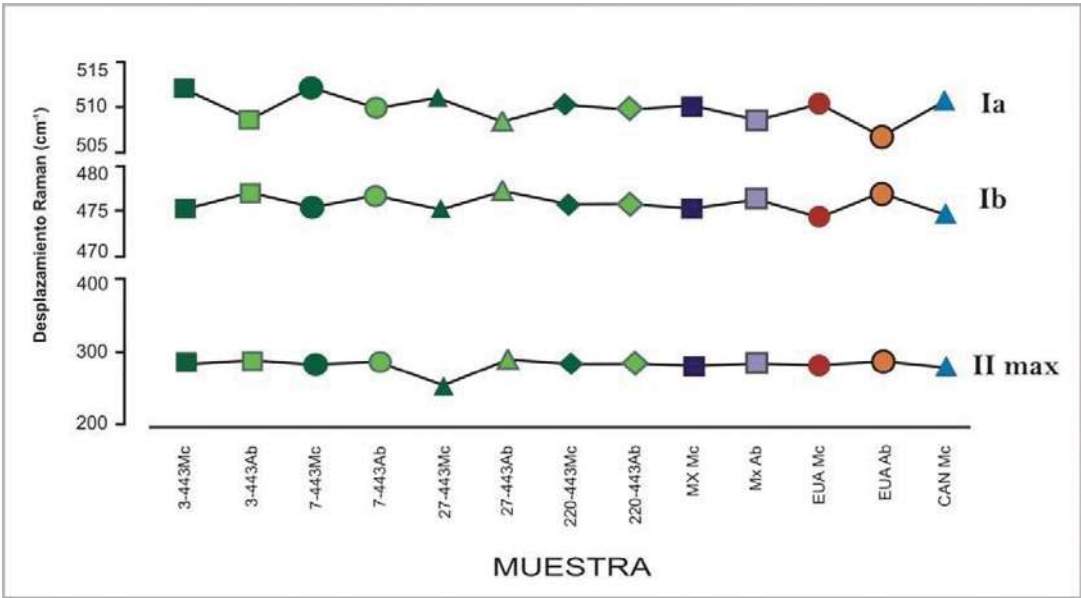


Figura 55. Gráfica de los valores de posición de picos Raman principales registrados en piezas arqueológicas de Tingambato y muestras de yacimiento. La numeración y clave corresponden a la misma indicada en la Tabla 11 y subsecuentes.

Tabla 12. Valores porcentuales de composición ideal (An-Ab-Or) determinados a partir de mediciones químicas puntuales por EDS y WDS en puntos específicos de piezas arqueológicas de Tingambato (1-8) y de muestras de yacimientos de Norteamérica (9-13); indicados en la tabla anterior.

Muestras		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Compo- sición Ideal	% An	2.21	0.00	0.00	0.50	0.00	0.02	0.00	0.00	2.00	0.00	0.54	0.48	0.00
	% Ab	22.24	99.47	4.92	98.02	6.12	99.65	5.11	99.65	0.13	98.70	4.75	98.55	1.31
	% Or	75.54	0.53	95.09	1.48	93.88	0.33	94.89	0.35	95.95	1.30	94.89	0.97	98.69

Los valores integrados de espectroscopia Raman y de composición ideal en las muestras seleccionadas en este apartado, y graficadas en la Figura 55, muestran una tendencia bien definida de las diferentes posiciones estructurales. De esta manera, se puede observar que por un lado, en el extremo **Or** los valores de especies

caracterizados como microclina en objetos culturales son dispersos y sólo un par de ellos coinciden con los datos de muestras de yacimientos. Por otro lado, la configuración de datos en relación a la especie albita-**Ab**, es más regular en cuanto a composición química, pero heterogénea estructuralmente, de acuerdo con los datos de espectroscopia Raman. La transición entre picos principales de microclina y albita es gradual, por lo que se usó el segundo criterio de caracterización para tener más certeza de los datos usados en este gráfico (Figura 56).

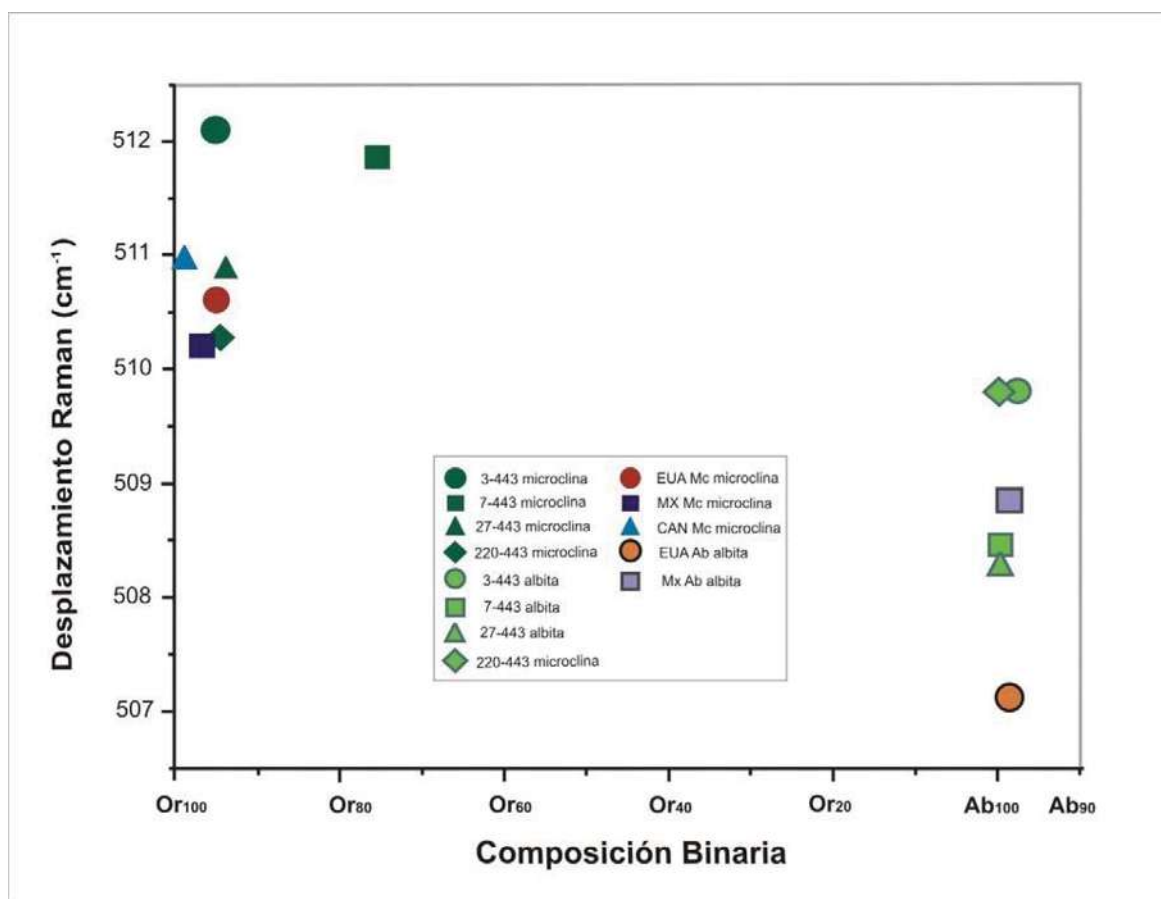


Figura 56. Diagrama binario de integración de valores Raman Ia y composición ideal para especies clasificadas como microclina y albita en piezas arqueológicas de Tingambato y de muestras de yacimientos de pegmatitas en Norteamérica.

7.4 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS AMAZONITAS

Esta parte de la investigación ha tenido como finalidad complementar la caracterización espectrométrica con la composición mineral-química de objetos culturales y de las localidades mencionadas. Como ya se ha dejado entrever en los capítulos anteriores, esta es una técnica definitoria en los estudios arqueométricos de materiales culturales inorgánicos.

Entre las atracciones que hay que destacar de esta técnica, está el hecho de poder explorar muestras de dimensiones reducidas y con observaciones visuales de algunas micras, así como la posibilidad de analizar en diámetros menores de 10 μm de diámetro. Sin embargo, tanto costos como particularidades “semi-destructivas” inherentes pueden considerarse como un obstáculo para su uso sistemático en la arqueología.

Para los fines del estudio y en defensa de esta técnica se realizaron mediciones como se describe en el capítulo 6. Algunos de los resultados se presentan a continuación, de los cuales sobresale lo siguiente (Figura 57):

En el diagrama triangular de composición ideal para feldespatos se observa que las mediciones en piezas culturales y de yacimiento coinciden exclusivamente con los extremos Ab (albita) y Or (microclina), con ligeras variaciones composicionales (Figura 57). En la proyección de los mismos valores en el diagrama binario Ab-Or son más evidentes las tendencias composicionales, donde los elementos de amazonitas de Tingambato grafican cerca de las muestras de los yacimientos de Chihuahua, México y de Colorado, EUA; la posición de las muestras de Ontario, Canadá es parcialmente antagónica con las de piezas culturales (Figura 57).

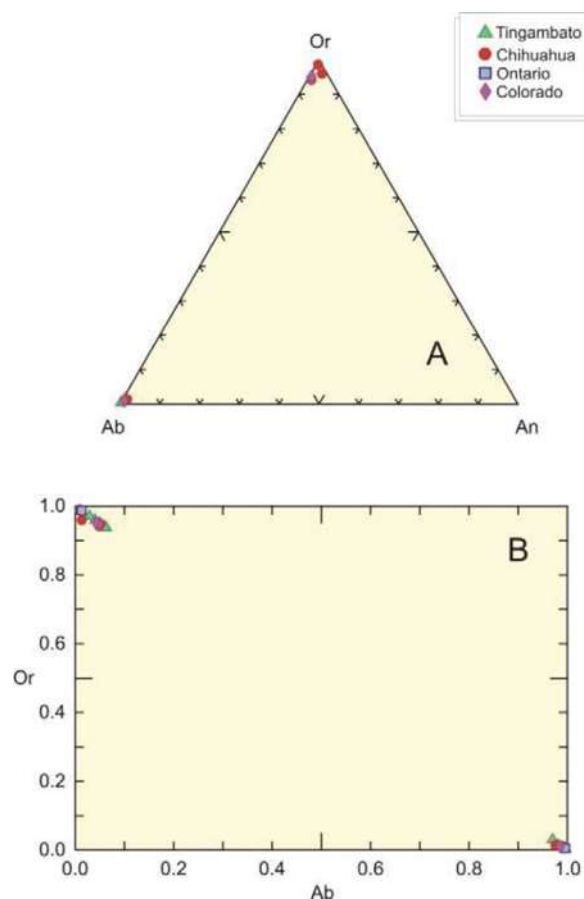


Figura 57. Diagrama triangular (A) donde se grafican los datos de las mediciones por microsonda en objetos culturales y muestras de yacimientos. Variaciones químicas de las mismas muestras en la relación binaria albíta-Ortoclasa (B).

En la figura 58 se presentan diagramas binarios de los elementos químicos que son de mayor utilidad para discriminar entre propiedades de las especies minerales identificadas en objetos arqueológicos de Tingambato y de las tres muestras de yacimientos de Norteamérica.

En la gráfica A de la figura 58 se correlacionan los cationes Al vs. Fe_{tot} , de donde se desprende una configuración parcialmente regular de las piezas culturales con mayor enriquecimiento relativo de aluminio. Algunas de las mediciones de estos materiales muestran una relativa dispersión, sin embargo las muestras de Chihuahua y Colorado se aproximan a la nube de datos de las piezas. Los datos de las muestras de Ontario grafican en la región más empobrecida en Al y parcialmente más enriquecida en Fe.

En el diagrama binario compuesto Or vs. Si y Or vs. Pb, particularmente en el primero y concomitante al dominio albita, se aprecia la relativa dispersión de los valores de piezas arqueológicas y, del mismo modo en forma aparentemente consistente muestran una tendencia hacia los valores de Colorado y Chihuahua (Figura 58). Mientras tanto en el extremo Or (microclina) los valores de piezas arqueológicas grafican más integrados y a esa nube se aproximan los datos de Chihuahua y Colorado. Los datos de Ontario se hallan más alejados de la zona más densamente ocupada, que refiere un enriquecimiento relativo mayor de silicio.

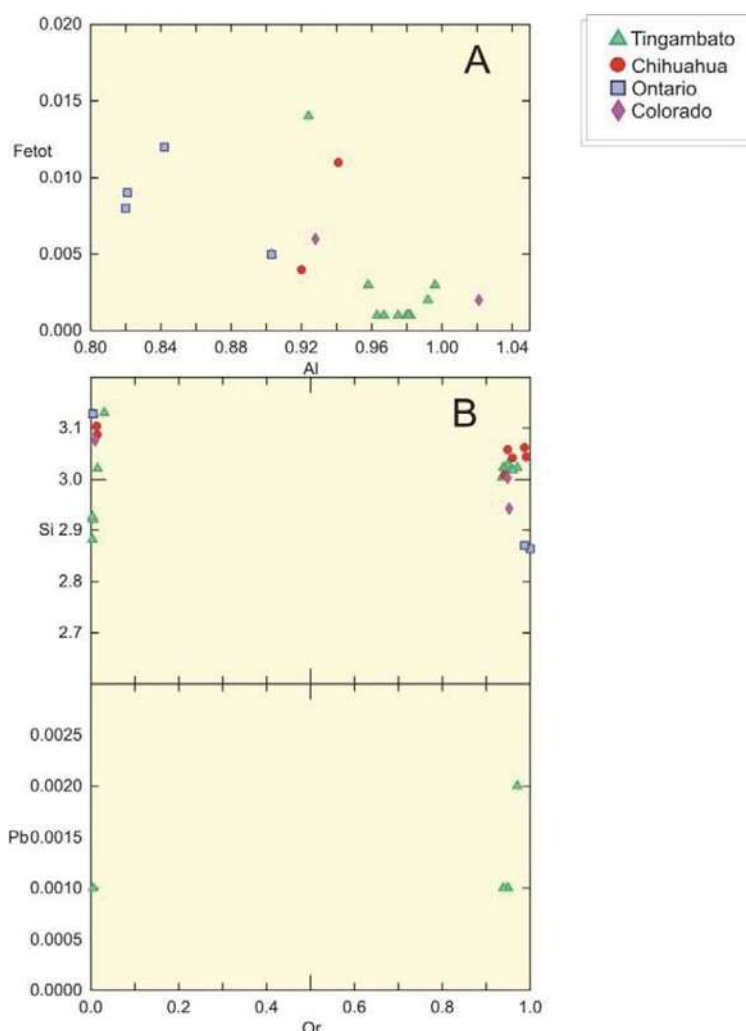


Figura 58. Diagramas binarios de relación Fe_{total} vs. Al (A) y de la correlación Or vs. Si, Pb (B).

CAPÍTULO 8
CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

En principio, es conveniente remarcar que los resultados de la presente investigación, es considerada una primer aproximación experimental, la cual en definitiva puede ser complementada en futuros trabajos sistemáticos y recurriendo al uso de técnicas No-destructivas o, en su caso la utilización de cantidades mínimas de muestra para certificar sobre todo la probable procedencia de las fuentes de materia prima empleada para elaborar los objetos lapídeos de prestigio

Hasta el nivel de trabajo experimental alcanzado, se demuestra que la caracterización de materiales arqueológicos con técnicas analíticas no destructivas es viable, y que cada una de las aquí aplicadas presenta ventajas y desventajas, con la gran posibilidad de ser complementadas para cubrir deficiencias inherentes a cada una. Las técnicas espectrosocópicas resuelven en gran parte los requerimientos de caracterización mineral en objetos arqueológicos de valor estético sin alterarlas de forma irrevésible.

La superficie irregular de los objetos culturales puede condicionar el grado de modulación de la señal en espectroscopia infrarroja de reflexión, por lo que esta condición deseable no siempre será factible de cumplir. Ante ello, pueden aplicarse funciones que mejoren la señal de las bandas de la molécula en estudio.

Particularmente el uso de la microscopia electrónica o de la microsonda requiere de una preparación previa de la muestra, lo cual puede considerarse un punto en contra de esta técnica. Sin embargo, a su favor se tiene el hecho de poder realizar un reconocimiento previo de las huellas de trabajo y registrarlas como un elemento cultural que aporta sobre la tecnología lapidaria. Asimismo, la superficie pulida – condición necesaria para una buena medición- puede ser usada para registrar el número de inventario de la pieza; esa superficie generalmente no se exhibe en los

museos. Posterior a este proceso de registro se tienen condiciones para realizar mediciones microquímicas en superficies de hasta 10 micras de diámetro o menos.

En el sentido estricto, las piezas arqueológicas de Tingambato denominadas como amazonita cultural están compuestas en gran parte por microclina azul (amazonita), pero también ocurren intercrecimientos de plagioclasas Ab-An, predominantemente albita. El carácter pertítico de la pegmatita usada para elaborar las piezas, sugiere una fuente geológica de magmas alcalinos tipo-A, con abundantes inclusiones de minerales como columbita, galena, ferrocromita, minerales complejos ricos en lantánidos, Nb, entre otros.

Se recomienda aplicar la metodología a un mayor número de piezas, con el objetivo de identificar rasgos mineralógicos o geoquímicos de mayor detalle que permitan identificar la firma característica de cada yacimiento.

Las técnicas espectroscópicas de Raman e IR-FT proporcionan información complementaria entre sí. Dicha información es aplicable como criterio de caracterización mineral fases minerales-impurezas abundantes- cambios de fase o intercrecimientos criptopertíticos, siendo técnicas No destructivas, la reproducibilidad de ambas técnicas es absolutamente posible y la precisión en los resultados es confiable

Es altamente recomendable aplicar técnicas isotópicas y geocronológicas como K-Ar, Ar-Ar, Pb-Pb, lo cual señalaría en forma precisa la temporalidad y la correlación sobre la fuente geológica de la materia prima. La selección de muestras requiere de trabajo exploratorio de campo en las regiones consideradas como susceptibles de haber proveído la amazonita empleada para elaborar objetos arqueológicos en Mesoamérica durante el periodo tentativo de 500 d.C. y hasta la conquista española (1521 d.C.). Al mismo tiempo, se requiere de otras y de una mayor cantidad de piezas arqueológicas para seleccionar algunas muestras representativas, aún de otros sitios arqueológicos y

solicitar ante las instancias correspondientes la toma de una fracción de miligramos para su análisis.

Finalmente es oportuno mencionar, que con base la experimentación analítica de las diferentes técnicas aplicadas a este estudio se puede concluir que, la posibilidad de realizar estudios cualitativos con la aplicación de las técnicas espectroscópicas a estándares de microclina baja-alta y albita baja-alta posibilitarían la producción de una base de datos para

inferir de forma más aproximada el comportamiento vibracional de muestras lapídeas de carácter cultural y aunado con el microanálisis en mismos punto estudiados facilitarían la comparación entre fuentes de materia prima y, hacer correlaciones entre muestras problema. De tal forma que, la implementación futura de estándares de IR-microsonda e IR-Raman para amazonita favorecería la caracterización mineraloquímica cuantitativa.

REFERENCIAS CITADAS

REFERENCIAS CITADAS

- Badanina, E.V., Trumbull, R.B., Dulski, P., Wiedenbeck, M., Veksler, I.V., Syritso, L.F. 2006. The behavior of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, metl inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia. *Canadian Mineralogist*, 44, 667-692.
- Ball, D.W., 2001. Theory of Raman Spectroscopy. *Spectroscopy*, 16(11), 32-34.
- Breithaupt, A., 1847. Vollstiindiges Buch der Mineralogie, Band III, spezieller Teil. Arnoldi, Dresden, Deutschland, 492 p.
- Cabrero-García, M.T., 1994. Las costumbres funerarias de la cultura Bolaños y su relación con la tradición de tumbas de tiro del Occidente de México. En: Eduardo Williams y Robert Novella (eds.), *Arqueología del Occidente de México, nuevas aportaciones*. El Colegio de Michoacán, Zamora, Mich., México, 61-92.
- Cárdenas-García, E., 2004. Introducción. En: Efraín Cárdenas García (ed.), *Tradiciones arqueológicas*. El Colegio de Michoacán, Zamora, Mich., México, 419 p.
- Carey, F.A., 1999. *Química Orgánica*. McGraw-Hill, Madrid, España, 1131 p.
- Černý, P. y Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005-2026.
- Chappell, B.J. y White, A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London, UK, 283 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Segunda Edición. Pearson Education Ltd., England, 528 p.
- Ferraro, J.R., y Nakamoto, K., 1994. *Introductory Raman Spectroscopy*. Academic Press, Inc. Harcourt and Company, San Diego California, USA.
- Filini, A., 2004. Interacción cultural entre la cuenca de Cuitzeo y Teotihuacan.. En: Efraín Cárdenas García (ed.), *Tradiciones Arqueológicas*. El Colegio de Michoacán Zamora, Mich., México, 307-327.
- Foshag, W.F., 1957. Mineralogical Studies on Guatemalan Jade. *Smithsonian Miscellaneous Colletions* 135(5), Washington, USA, 1-60.

Freeman, J.J., Wang, A., Kuebler, K.E., Jolliff, B.L., y Haskin, L.A., 2008. Characterization of Natural Feldspars by Raman Spectroscopy for Future Planetary Exploration. *Canadian Mineralogist*, 46, 1477-1500.

Galván Villegas, L.J., 1991. Las tumbas de tiro del Valle de Atemajac, Jalisco. Serie Arqueología, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México.

Garritz, A., Chamizo, J.A., Cruz-Garritz, D., 1986. Estructura Atómica, Un Enfoque Químico. Fondo Educativo Interamericano, 331 p.

Gross, E.B., y Heinrich, E.W., 1966. Petrology and Mineralogy of the Mount Rosa Area, El Paso and Teller Counties, Colorado. II. Pegmatites. *American Mineralogist*, 51, 299-323.

Hauff, P.L., 1993. The enigma of jade with mineralogical reference to Central American source materials. En: Frederick W. Lange (ed.), *Precolumbian jade. New Geological and Cultural Interpretations*. University of Utah Press, Salt Lake City, USA, 82-103.

Hofmeister, A.M. y Rossman, G.R., 1985. A spectroscopic study of irradiation coloring of amazonite: structurally hydrous, Pb-bearing feldspar. *American Mineralogist*, 70, 794-804.

Hornblower, A.P., 1962. Archeological applications of the electron probe microanalyser. *Archaeometry*, 5, 108-112.

Huheey, J.E., Keiter, E.A. y Keiter, R.L., 1997. Química Inorgánica. Oxford University Press, Harla, México, 1023 p.

Johnson, E.A., y Rossman, G.R., 2003. The Concentration and Speciation of Hydrogen In Feldspar using FTIR and ^1H MAS NMR Spectroscopy. *American Mineralogist*, 88, 901-911.

Kile, D.E., y Eberl, D.D., 1999. Crystal growth mechanisms inmiarolitic cavities in the Lake George ring complex and vicinity, Colorado. *American Mineralogist*, 84, 718-724.

Krischner, H., 1987. Elektronenstrahl-Mikrosonde. Einführung in die Röntgen-Feinstruktur-Analyse. Friedr. Vieweg und Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, Deutschland, 193 p.

Lagunas Rodríguez, Z., 1987. Análisis de los restos óseos humanos procedentes de la tumba núm. 1 de Tinganio, Tingambato, Michoacán, en *Avances de Antropología Física Tomo III Cuaderno de Trabajo 4*. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México, 72 p.

Lange, F.W., 1993. Introduction. En: Frederick W. Lange (ed.), *Precolumbian jade. New Geological and Cultural Interpretations*. University of Utah Press, Salt Lake City, USA, 1-8.

- Levine, I.N., 1990. Físico química, 3ª edición. Mc Graw-Hill, New York, USA, 1110 p.
- Lowe, G.W., 1998. Mesoamérica olmeca: diez preguntas. Instituto Nacional de Antropología e Historia/Centro de Investigaciones Humanísticas de Mesoamérica y el Estado de Chiapas-UNAM, Colección Científica, México.
- Marfunin, A., 1979. Spectroscopy, luminiscence and radiation centres in minerals. Springer Verlag, 352 p.
- Martin, R.F. y De Vito, C., 2005. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Canadian Mineralogist*, 43, 2027-2048.
- Martin, R.F., De Vito, C. y Pezzotta, F., 2008. Why is amazonitic K-feldspar an earmark of NYF-type granitic pegmatites? Clues from hybrid pegmatites in Madagascar. *American Mineralogist*, 93, 263-269.
- Martínez del Campo, S., 2010. Introducción. En: Sofía Martínez del Campo Lanz (coord.), *La Máscara de Malinaltepec*. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 17-20.
- McKeown, D.A., 2005. Raman spectroscopy and vibrational analyses of albite: from 25°C through the melting temperature. *American Mineralogist*, 90, 1506-1517.
- McMillan, P.F. y Hofmeister, A.M., 1988. Infrared and raman spectroscopy. En: Frank C. Hawthorne (ed.), *Spectroscopic methods in mineralogy and geology*. Mineralogical Society of America. *Reviews in mineralogy*, 18, 99-159.
- Melgarejo, J.C., 2003. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Publicacions i Edicions Universitat de Barcelona, Barcelona, España, 1072 p.
- MNAHE, 1922. Máscara con mosaico de turquesas, Dictámenes periciales. Museo Nacional de Arqueología, Historia y Etnografía, México, 34 p.
- Nakamoto, K., 1997. Infrared and Raman Spectra of Inorganic and Coordination Compounds Parte A (5th ed. ed.). New York, USA: John Wiley & Sons, Inc. 387 p.
- Nassau, K., 1978. The origins of color in minerals. *American Mineralogist*, 63, 219-229.
- Oliveros Morales, J.A., 2004. Hacedores de tumbas en El Opeño, Jacona, Michoacán. El Colegio de Michoacán y El H. Ayuntamiento de Jacona, Michoacán, México.
- Oliveros Morales J. A. y De los Ríos, M., 1993. La cronología en El Opeño, Michoacán: Nuevos fechamientos por Radiocarbono. *Arqueología, Coordinación Nacional de Arqueología-INAH*, 2a. Época, México, No. 9-10, 45-48.

Oliveros Morales J. A. y Scheffler, L., 2004. El juego de pelota en Mesoamérica. En: Efraín Cárdenas (ed.), Tradiciones Arqueológicas. El Colegio de Michoacán, Zamora, Mich., México, 263-280.

Othmer, K., 1978. Electron microprobe analysis. Encyclopedia of chemical technology, John Wiley and Sons, 634-638.

Petrov, I., Mineeva, R.M., Bershov, L.V. y Agel, A., 1993. EPR of $[\text{Pb-Pb}]^{3+}$ mixed valence pairs in amazonite-type microcline. American Mineralogist, 78, 500-510.

Pezzotta, F., Diella, V. y Guastoni, A., 1999. Chemical and paragenetic data on gadolinite-group minerals from Baveno and Cuasso al Monte, southern Alps, Italy. American Mineralogist, 84, 782-789.

Philpotts, A.R., y Ague, J.J., 2009. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (2ª edición ed.). Cambridge University Press, UK. 675 p.

Piña Chan, R. y Oí, K., 1982. Exploraciones arqueológicas en Tingambato, Michoacán. Instituto Nacional de Antropología e Historia, 101 p.

Plant, A.G., 1981. Electron microprobe analysis. En: W.M. Johnson y J.A. Maxwell (eds.), Rock and Mineral Analysis. John Wiley and Sons, 396-400.

Povarennykh, A.S., 1978. The use of infrared spectra for the determination of minerals. American Mineralogist, 63, 956-959.

Ribbe, P.H., 1974. Feldspar Mineralogy. Paul H. Ribbe (ed.) en Reviews in Mineralogy Segunda Edición. Mineralogical Society of America, USA. 362 p.

Roberts, G., 1960. X-ray microanalyzer. Archaeometry, 3, 36-37.

Robles Camacho, J., 2004. Caracterización mineral de 721 piezas arqueológicas de piedra del sitio Tingambato, Michoacán (México). Instituto Nacional de Antropología e Historia-Informe interno, Inédito.

Robles-Camacho, J., 2007. Caracterización mineral de 826 piezas de un collar de piedra azul-verde, con pendiente en forma de ave. Jasinto Robles Camacho. Instituto Nacional de Antropología e Historia-Informe interno, Inédito.

Robles Camacho, J. y Oliveros Morales, A., 2007. Estudio mineralógico de lapidaria prehispánica de El Opeño, Michoacán: evidencias de organización social hacia el Formativo medio en el occidente de México. Arqueología, enero-abril (2005), 35, 5-22.

Robles-Camacho, J. y Sánchez-Hernández, R., 2004. Mineralogical Characterization and Raw Materials Provenance of Some Archaeological Masks from Mexico. Applied Mineralogy do Brasil ICAM-BR, 1, 371-372.

- Roberts, G., 1960. X-ray microanalyzer. *Archaeometry* 3, 36-37.
- Sahagún, Fray B., 1999. Historia general de las cosas de la Nueva España. No. 300 Colección Sepan cuántos, Editorial Porrúa, Décima edición, México, 1093 p.
- Sánchez-Hernández, R. y Robles-Camacho, J., 2002. Amazonita en la Máscara de Malinaltepec, Guerrero. *Arqueología Mexicana*, Vol., X, 56, 7.
- Sánchez-Hernández, R. y Robles-Camacho, J., 2005. Informe sobre la mineralogía de 336 piezas de piedra azul-verde del sitio arqueológico La Higuerita, Jalisco. INAH-Informe interno, Inédito.
- Sánchez-Hernández, R. y Robles-Camacho, J., 2010. Presencia de amazonita (KAlSi_3O_8) en la Tierra Caliente Michoacana. En: Arturo Oliveros (coord.), Raíces culturales en la Tierra Caliente michoacana, Consejo Editorial de El Colegio de Michoacán, A. C. (en prensa).
- Sánchez-Hernández, R., Robles-Camacho, J., y Reyes-Salas A. M., 2002. Uso alternativo de amazonita y turquesa en objetos arqueológicos mesoamericanos. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, noviembre, Puerto Vallarta, Jal., México.
- Schmitter-Villada, E. y Martín Del Campo, R., 1980. Glosario de especies minerales. Instituto de Geología, UNAM, 620 p.
- Sears, F.W., Zemansky, M.W., y Young, H.D., 1986. Física Universitaria (6ª edición). Addison-Wesley Iberoamericana. 1117 p.
- Sharma, S., Simons, B., y Yoder, H.S. Jr., 1983. Raman study of anorthite, calcium Tschermak's pyroxene, and gehlenite in crystalline and glassy states. *American Mineralogist*, 68, 1113-1125.
- Smith, D.G.W., 1976. Short course in microbeam techniques. Mineralogical Association of Canada. CO-OP Press, Edmonton, 186 p.
- Springer, G., 1976. Correction procedures in electron-probe analysis. En: D.G.W. Smith (ed.), Short Course in Microbeam Techniques. Mineralogical Association of Canada, 45-62.
- Talaidore, E., 2000. El juego de pelota mesoamericano. Origen y desarrollo. *Arqueología Mexicana*, Editorial Raíces/INAH, Vol. VII, Núm. 44, 18-34.
- Taube, K.A., 2007. La jadeíta y la cosmovisión de los olmecas. *Arqueología Mexicana*. Septiembre-octubre, Volumen XV, Número 87.
- Vela, E., 2010. Culturas Prehispánicas de México. *Arqueología Mexicana* edición especial, Vol. 34.

Von Winning, H., 1996. Esculturas anecdóticas antiguas del Occidente de México. En: Eduardo Williams y Robert Novella (eds.), El arte prehispánico del Occidente de México. El Colegio de Michoacán, México, 40-51.

Williams, E., 1994. El Occidente de México, una perspectiva arqueológica. En: Eduardo Williams y Robert Novella (eds.), Arqueología del Occidente de México, nuevas aportaciones. El Colegio de México, México, 11- 59.

Williams, E., 2004. El Antiguo Occidente de México: Un Área Cultural Mesoamericana. Fundación para el Avance de los estudios Mesoamericanos, INC.
Versión electrónica: <http://www.famsi.org/spanish/research/williams/>

Weigand, P., 1997. Rocas y minerales del México antiguo. Arqueología Mexicana, Vol. 27, 26-33.

Wenk, H.R., y Bulakh, A., 2006. Minerals. Their constitution and origin. Cambridge University Press, 646 p.

Wilkins, R.W.T., y Sabine, W., 1973. Water content of some nominally anhydrous silicates. American Mineralogist, 58, 508-516.

Wise, M. A., 1999. Characterization and classification of NYF-type pegmatites. In The Eugene E. Ford Memorial Symp. On NYF-type pegmatites (Denver). Canadian Mineralogist, 37, 802-803.

Zhang, M., Salje, E.K.H., Carpenter, M.A., Parsons, I., Kroll. H., Reed, S.J.B., Graeme-Barber, A., 1997. Exsolution and Al-Si disorder in alkali feldspar: their analysis by infrared spectroscopy. American Mineralogist, 82, 849-857.

Zhirov, K. K. y Stishov, S. M., 1965. Geochemistry of amazonitization. Geochemistry International, 2, 16-24.