

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA**



**Análisis mineralógico y químico de minerales pesados de sedimentos
de la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela**

Trabajo especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Jhonny José Quevedo
Rondón para optar al título de
Licenciado en Geoquímica.

Caracas, Octubre 2009

ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela, como integrantes del jurado examinador del Trabajo especial de Grado titulado: “Análisis mineralógico y químico de minerales pesados de sedimentos de la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela” presentado por el Br. Jhonny José Quevedo Rondón, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciado en Geoquímica.

Prof. Ramón Sifontes
Jurado

Prof. William Melendez
Jurado

Prof. Ander De Abrisqueta
Tutor

Prof. Jean Pasquali
Tutor

“A mi madre por brindarme su amor
y apoyo incondicional para poder
cumplir cada una de mis metas”

AGRADECIMIENTOS

En los últimos años, diversas instituciones y personas me han ofrecido apoyo académico y personal, los cuales me han permitido llevar a cabo con éxito el presente trabajo. Es por ello que quiero expresar mis agradecimientos a las siguientes instituciones y personas:

A Dios, por siempre estar a mi lado, por su inmenso amor y misericordia. Porque nunca me ha desamparado y siempre ha sido mi amigo fiel y la luz de mi camino.

A la Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias e Instituto de Ciencias de la Tierra, por abrirme sus puertas y permitir mi formación tanto a nivel académico como personal.

A los tutores, los profesores Ander De Abrisqueta y Jean Pasquali de la Universidad Central de Venezuela, por su orientación en la realización del presente trabajo y suministro de valiosas recomendaciones.

Al Fondo Nacional de Ciencia, tecnología e Investigación (FONACIT) por el financiamiento a través del proyecto “Río Aro: diagnóstico de una cuenca”. Al Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEMIN) por permitir la realización de los análisis de microscopía electrónica en sus instalaciones.

A mi madre, por ser mi madre, mi padre y mi amiga, por su amor, enseñanzas y muchas cosas más, que no alcanzaría a escribirlas pero que las llevo en mi corazón. A mi Hermano Luis, por ser mi ejemplo a seguir y por todas las cosas que hemos compartido. A mi hermano Eduardo y a mi sobrino Jonathan, por siempre infundir alegría aún en los momentos difíciles. A mi novia Marelbis, por su amor y apoyo en todo momento. A Tahina, por darme su apoyo sin esperar nada a cambio. A Oscar Molina, por ser como un padre y a Víctor Colmenares, por ser como un hermano.

A los profesores del ICT, que impartieron gran parte de los conocimientos adquiridos durante la licenciatura. A los técnicos y secretarías del ICT, por su labor y excelente atención a toda la comunidad estudiantil. Al Sr. Orlando Rojas de INGEOMIN, por su colaboración en la preparación de las muestras para microscopía electrónica.

A la familia Caninni, por haberme ayudado a lo largo de toda mi trayectoria académica. A mis amigos, compañeros y a todos aquellos que no pude mencionar pero que no por eso son menos importantes.

RESUMEN

El presente trabajo consistió en un estudio mineralógico y químico de minerales pesados provenientes de sedimentos fluviales de la cuenca del río Aro, con el propósito de determinar las fases de minerales dominantes que contienen concentraciones notables de uranio (U), torio (Th), lantano (La) y cerio (Ce) y la distribución de estos elementos dentro de los granos minerales que los contienen.

El análisis de las muestras se llevó a cabo a través de las técnicas de análisis visual, microscopía electrónica de barrido con acoplamiento de un espectrómetro de dispersión de rayos X (MEB - EDX) y difracción de rayos X (DRX). Se determinó que la monacita es el mineral que aporta las concentraciones elevadas de Th, Ce y La y que estos elementos se distribuyen de manera homogénea dentro de los granos, lo que hace pensar en un proceso uniforme en su formación. El U sólo se detectó en inclusiones de uraninita dentro de granos de circón. Otras inclusiones encontradas son torita en monacita y circón y, torianita en monacita.

Las monacitas estudiadas tienen una concentración aproximada de 30 % Ce_2O_3 , 13 % La_2O_3 , 12 % ThO_2 y 8 % Nd_2O_3 y su fórmula general es $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{Nd}, \text{Pb}, \text{Ca}) (\text{Si}, \text{P}) \text{O}_4$.

La concentración de U en las muestras no pudo confirmarse fehacientemente; sin embargo, se determinó que las intensidades relativas de las líneas analíticas M_{α} y M_{β} para el Th, varían en las monacitas en relación a sus intensidades en dos patrones de torita que no contienen U, lo que indica que, probablemente, el U está presente en menor concentración que el Th en las monacitas y que sus líneas espectrales se hallan solapadas con las líneas del Th. Esto se debe a que el detector utilizado (EDX) no las puede resolver, porque la diferencia entre ellas es menor a su resolución espectral (130 eV), por lo que se recomienda estudiar estos elementos por MEB utilizando un detector WDX, o a través de otros métodos.

Nota: Se agradece al Fondo Nacional de Ciencia, tecnología e Investigación (FONACIT) por el financiamiento a través del proyecto “Río Aro: diagnóstico de una cuenca”.

ÍNDICE

	Págs
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	2
1.2. Objetivos	3
1.3. Justificación	3
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	4
2.1. Bases teóricas	4
2.1.1. Minerales pesados	4
2.1.2. Rocas fuentes de los minerales	6
2.1.3. Factores que operan en los ambientes naturales y que afectan la abundancia de los minerales pesados en los sedimentos	6
2.1.4. La forma de los minerales pesados	9
2.1.5. Minerales pesados y el tamaño de grano	9
2.1.6. La estabilidad química de los minerales pesados	10
2.1.7. Textura de los granos de minerales pesados	11
2.1.8. Separación de los minerales pesados	15
2.1.8.1. Separación por gravedad	15
2.1.8.1.1. Separación de los minerales pesados por medio de líquidos de alta densidad	15
2.1.8.2. Separación magnética	16
2.1.9. Tierras Raras (TR)	17
2.1.10. Técnicas instrumentales	18
2.1.10.1. Difracción de rayos X (DRX)	18
2.1.10.1.1. Fundamentos de los rayos X	18
2.1.10.1.2. Generación de los rayos X	18
2.1.10.1.3. Fenómenos resultantes de la interacción de los rayos X con la materia y aplicaciones	18
2.1.10.2. Microscopía electrónica de barrido (MEB)	20
2.1.10.2.1. Interacción haz – muestra	20
2.1.10.2.2. Electrones retrodispersados	21
2.1.10.2.3. Electrones secundarios	21
2.1.10.2.4. Espectrómetro de rayos X por dispersión de energía (MEB-EDX)	21
2.1.10.2.5. Preparación de la muestra	21
2.1.10.2.6. Uso del MEB en el estudio de los minerales pesados	22
2.2. Estudios previos	23
2.2.1. Estudio de minerales pesados en la cuenca del río Aro	23
2.2.2. Estudio de minerales pesados en otras zonas	24
2.3. Área de estudio	26
2.3.1. Cuenca del río Aro	26

2.3.1.1. Ubicación y extensión	26
2.3.1.2. Geomorfología	26
2.3.1.3. Hidrografía	26
2.3.2. Geología regional	26
2.3.2.1. Provincia de Imataca	26
2.3.2.2. Provincia de Pastora	27
2.3.2.3. Región Aro-Paragua (Granito alcalino de La Paragua)	28
2.3.3. Geología local	28
CAPÍTULO 3. MARCO METODOLÓGICO	30
3.1. Variables de estudio	30
3.2. Población y muestra	30
3.3. Trabajo de laboratorio	31
3.3.1. Tratamiento físico	31
3.3.2. Separación de las fases	31
3.3.2.1. Separación por el método hidrodinámico	31
3.3.2.2. Separación magnética	32
3.3.3. Análisis visual	33
3.3.4. Análisis mineralógico	34
3.3.5. Análisis químico cualitativo	35
3.3.5.1. Preparación de las muestras	35
3.3.5.2. Análisis por microscopía electrónica de barrido (MEB).....	36
3.3.6. Análisis químico semi-cuantitativo	36
3.3.6.1. Preparación de las muestras (baquelitas o probetas)	36
3.3.6.2. Análisis por microscopía electrónica de barrido	37
3.3.7. Cuantificación de los minerales pesados	38
3.3.8. Esquema metodológico experimental	39
CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
4.1. Análisis mineralógico de los minerales pesados	40
4.1.1. Minerales presentes y sus características físicas	
(Aro P-104 Mag, 177-250 μm)	40
4.1.1.1. Magnetita	40
4.1.1.2. Ilmenita	40
4.1.1.3. Circón	40
4.1.1.4. Monacita	41
4.1.1.5. Rodolita	41
4.1.1.6. Cuarzo	42
4.1.2. Minerales presentes y sus características físicas	
(Aro 8-P No Mag, 177-250 μm)	42
4.1.2.1. Ilmenita	42
4.1.2.2. Circón	43
4.1.2.3. Monacita	43
4.1.3. Minerales presentes y sus características físicas	
(Aro 8-P Mag, 177-250 μm)	43

4.2. Análisis químico de los minerales pesados	44
4.2.1. Análisis químico cualitativo	44
4.2.2. Análisis químico semi-cuantitativo	44
4.2.2.1. Distribución de los elementos dentro de las monacitas	51
4.2.2.2. Inclusiones de minerales en los granos de monacita y circón	51
4.2.2.3. Relación de PbO y ThO ₂ en las monacitas estudiadas	53
4.2.2.4. Relación de las intensidades de las líneas espectrales del Th en las monacitas	53
4.2.2.5. Relación de Ce, La, Th y Nd en las monacitas analizadas y su comparación con monacitas de rocas ígneas	55
4.3. Análisis de los minerales pesados	56
4.3.1. Monacita	56
4.3.2. Circón	57
4.3.3. Ilmenita	57
4.3.4. Asociación de los minerales pesados	57
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES	60
CAPÍTULO 6. RECOMENDACIONES	61
CAPÍTULO 7. BIBLIOGRAFÍA	62
CAPÍTULO 8. APÉNDICES	66

FIGURAS

Figura 1: Fotografías de microscopía electrónica de barrido ilustrando características de depresiones y masas redondeadas distinguibles	14
Figura 2: Derivación de la ley de Bragg	19
Figura 3: Diagrama esquemático del funcionamiento de un MEB	22
Figura 4: Cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela	29
Figura 5: Concentrados de minerales pesados	31
Figura 6: Separador hidrodinámico	32
Figura 7: Separador Isodinámico de Frantz	33
Figura 8: Lupa Modelo Leica MZ12	34
Figura 9: Difractómetro de rayos X	35
Figura 10: Microscopio electrónico de barrido	37
Figura 11: Inclusión de un grano de monacita dentro de un poro en un cristal de rodolita	44
Figura 12: Espectros e imágenes por electrones retrodispersados de monacitas de la muestra Aro P-104	48
Figura 13: Espectros e imágenes por electrones retrodispersados de monacita, torita y circón de la muestra Aro 8-P No Mag	49
Figura 14: Espectros de inclusiones dentro de granos de monacita y circón	50
Figura 15: Relación de PbO y ThO ₂ en las monacitas analizadas	52
Figura 16: Geología de la cuenca del río Aro	59
Figura 17: Minerales presentes en la muestra Aro 8-P Mag (177-250 µm)	67
Figura 18: Minerales presentes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 µm)	68

Figura 19: Minerales presentes en la muestra Aro P-104 (177-250 μm)	69
--	----

TABLAS

Tabla 1: Asociaciones de minerales pesados y procedencia	7
Tabla 2: Orden de persistencia y orden generalizado de la estabilidad química de los minerales pesados comunes	12
Tabla 3: Líquidos de alta densidad que normalmente son usados para la separación de los minerales pesados	16
Tabla 4: Concentración de U, Th, La y Ce (ppm) en las muestras Aro P-104, Aro 8-P Mag y Aro 8-P No Mag	31
Tabla 5: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-AAi-104 (% en peso)	45
Tabla 6: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-MA-104 (% en peso)	45
Tabla 7: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-R-104 (% en peso)	46
Tabla 8: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-N3-8 (% en peso)	46
Tabla 9: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz-AAi-104 (% en peso)	47
Tabla 10: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz-MA-104 (% en peso)	47
Tabla 11: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz-R-104 (% en peso)	47
Tabla 12: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz-N3-8 (% en peso)	47
Tabla 13: Relación de las intensidades de las líneas espectrales M_1 , M_2 y M_3 del Th en diferentes muestras	54
Tabla 14: Valores de TR en las monacitas estudiadas y en monacitas de rocas ígneas, (TR recalculado al 100 %)	55
Tabla 15: Relación de Ce, La, Th y Nd en las monacitas estudiadas y en monacitas de rocas ígneas	55
Tabla 16: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro P-104 (177-250 μm)	66
Tabla 17: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm)	66
Tabla 18: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm)	67
Tabla 19: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro P-104 (177-250 μm)	70
Tabla 20: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro P-104 (177-250 μm)	70
Tabla 21: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm)	70
Tabla 22: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm)	70
Tabla 23: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm)	71

Tabla 24: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro 8 -P Mag (177-250 μm)	71
--	----

APÉNDICES

Apéndice A: Características físicas de los minerales presentes en las muestras analizadas	66
Apéndice B: Imágenes de los minerales presentes en las muestras analizadas	67
Apéndice C: Concentración relativa de los minerales en las muestras	70
Apéndice D: Difractogramas de los minerales de la muestra Aro P -104 (177-250 μm) ...	72
Apéndice E: Difractogramas de los minerales de la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm)	77
Apéndice F: Difractogramas de los minerales de la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm)	78

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de los materiales que transportan los ríos se encuentran los sedimentos, los cuales contienen una diversidad de minerales que pueden ser clasificados de acuerdo a su resistencia a la meteorización, densidad y composición química; aquellos que poseen una densidad mayor a $2,9 \text{ g/cm}^3$ se denominan pesados (Carver, 1971). Estos minerales se encuentran clasificados de acuerdo a su origen en dos grupos: los alogénicos, los cuales son producto de la meteorización y transporte de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas y los autigénicos, originados in situ asociados a las condiciones ambientales (Mange y Maurer, 1992).

La experiencia ha demostrado que los minerales pesados pueden dar información de valor acerca de la identificación de la fuente de origen de un sedimento y sobre las condiciones existentes antes, durante y después de sus ciclos de sedimentación (Feo-Codecido, 1956).

La caracterización mineralógica de sedimentos se compone de dos parámetros principales, los cuales son la asociación mineral y la composición química de los grupos de minerales. Esta caracterización es un elemento importante para la identificación de anomalías y determinación de sus fuentes, lo que puede llevar a la localización de depósitos minerales y la determinación de la proveniencia de los sedimentos (Bernstein *et al.*, 2008).

En los minerales pesados se pueden concentrar elementos de los lantánidos y actínidos tales como: U, Th, La, Ce, Nd, Sm, entre otros, los cuales generalmente están presentes en bajas concentraciones. Estos elementos pueden ser importantes económicamente ya que tienen aplicaciones en muchos campos de la industria y la ciencia, tales como: combustible para la nucleoelectricidad, datación de la edad de rocas ígneas, interacción entre procesos de la corteza y el manto, proveniencia de sedimentos, etc. (Chandrajith., *et al.*, 2000).

En el estado Bolívar el cual se encuentra ubicado en el Sureste de Venezuela y posee una extensión de 240.528 km^2 , se encuentran importantes recursos minerales que pueden ser agrupados en cinco tipos de depósitos: de placer (diamante y Au), depósitos de vetas (Au, U y Fe), lateritas (Al, Fe, Mn, Mg, Th, Nb, Pb, Zn, TR), skarn (Sn) y depósitos pegmatíticos (Nb, Ta y Sn) (Torres, 1989). Por lo tanto, la cuenca del río Aro tiene una ubicación importante, dentro de una región rica en yacimientos minerales, lo que la hace una región potencial para la exploración de minerales.

Los recursos hídricos más importantes del país se encuentran en el estado Bolívar, que corresponden a la cuenca del Orinoco y a la cuenca del Cuyuní, drenando ambos ríos hacia el océano Atlántico. La principal red hidrográfica corresponde al sector meridional de la cuenca del río Orinoco, donde discurren los importantes ríos Parguaza, Suapure, Cuchivero, Caura, Aro y Caroní. La cuenca del río Aro está localizada al Sur del río Orinoco, entre las cuencas de los ríos Caura y Caroní (CVG-TECMIN, 1998). Esta cuenca ha sido parcialmente estudiada y actualmente se está realizando un proyecto para el diagnóstico de la misma, a través del proyecto “Río Aro: diagnóstico de una cuenca” con el financiamiento del Fondo Nacional de Ciencia, Tecnología e Investigación (FONACIT) y la Universidad Central de Venezuela (U.C.V) .

En algunas muestras de minerales pesados de sedimentos de la cuenca del río Aro se han encontrado valores altos de U, Th, La y Ce, los cuales representan anomalías significativas. Sobre esa base, en este trabajo, se desarrolla un estudio mineralógico y químico (cualitativo y semicuantitativo), con el objetivo de determinar en cuales minerales pesados se encuentran presentes los elementos U, Th, La y Ce en concentraciones notables y cómo es su distribución dentro de los granos que los contienen. Con esta información se tendría una primera aproximación para saber si se trata de una situación de interés económico y se facilitaría la determinación de la proveniencia de estos minerales y la identificación de las rocas que los contienen. El estudio se realizó mediante la aplicación de las técnicas de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido con acoplamiento de un espectrómetro de dispersión de rayos X (MEB-EDX).

1.1. Planteamiento del problema

Los minerales pesados de sedimentos fluviales activos del río Aro y algunos de sus afluentes, presentan anomalías significativas en la concentración de U, Th, La y Ce. Estudios anteriores encontraron valores por encima de 10.000 ppm para los elementos Th, La y Ce, y de 3.000 ppm para el U (Pasquali, 2008, comunicación personal).

Debido a que estos valores son altos podrían indicar situaciones geológicas de importancia económica, lo que permite pensar que el estudio de estos elementos en los minerales pesados de sedimentos de la cuenca del río Aro sea de interés.

Sabiendo que las concentraciones de U, Th, La y Ce son bastante elevadas, se desea determinar cuáles son los minerales pesados que contienen a estos elementos en concentraciones notables y cómo es su distribución dentro de los granos que los contienen .

1.2. Objetivos

El objetivo general del trabajo es el siguiente:

- Determinar las fases de minerales pesados de sedimentos de la cuenca del río Aro , que contienen U, Th, La y Ce en concentraciones notables y la distribución de estos elementos dentro de los granos de minerales pesados .

Los objetivos específicos llevados a cabo son:

- Separar e identificar los minerales pesados que se encuentran en los sedimentos pertenecientes a dos localidades de la cuenca del río Aro.
- Determinar en cuales minerales pesados están presentes los elementos U, Th, La y Ce en concentraciones notables.
- Realizar un análisis semicuantitativo de U, Th, La y Ce en los granos de minerales pesados que los contienen en concentraciones notables .
- Determinar la distribución de U, Th, La y Ce dentro de los granos de minerales pesados .

1.3. Justificación

Es necesario conocer las fases de minerales pesados de sedimentos de la cuenca del río Aro donde se encuentran presentes los elementos U, Th, La y Ce en concentraciones notables y la distribución de los mismos dentro de los granos de minerales pesados, ya que esto podría aportar información relacionada con el o los procesos de formación de estos minerales . Existe, además la posibilidad de identificar las rocas que los aportan e inferir la proveniencia de los mismos. Esta información podría servir para estudios posteriores de prospección de U, Th, La y Ce en la cuenca del río Aro y áreas vecinas .

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Bases teóricas

2.1.1. Minerales pesados: Las cuencas fluviales están compuestas, en su mayoría, por una cantidad de quebradas que confluyen entre sí, para formar ríos de orden cada vez mayor. En dichas cuencas, es generada cierta cantidad de material particulado de manera continua, la cual es transportada de distintas formas a lo largo del cauce del río. Entre las variables que influyen en ese transporte, están el tamaño y la densidad de los granos. De acuerdo a ello, se puede clasificar la carga de los ríos en cargas suspendidas y de fondo, cuyo alcance y representatividad difieren en cada caso.

Los sedimentos suspendidos, representan todo aquel material producto de la meteorización y erosión de la roca fuente, que es transportado en suspensión grandes distancias, gracias a la turbulencia del flujo. Los sedimentos de fondo, en cambio, son transportados generalmente por saltación, rodamiento o desplazamiento sobre el lecho del río, lo que es determinado, por el tamaño y la densidad de las partículas y la energía de la corriente. Este material suele incorporar minerales pesados y minerales livianos.

Los minerales pesados se definen operacionalmente, como aquellos minerales que poseen una gravedad específica mayor a $2,9 \text{ g/cm}^3$ (Carver, 1971). Se encuentran clasificados de acuerdo su origen en alogénicos y autigénicos. Los alogénicos, o minerales detríticos, representan las acumulaciones derivadas de rocas fuentes y han sobrevivido a la destrucción por meteorización, abrasión y descomposición o por soluciones entre los estratos; por otra parte, los autigénicos o minerales secundarios, se han formado en el lugar donde se les encuentra (Feo-Codecido, 1956).

Dentro de los minerales pesados, existe un grupo que es resistente a los procesos de meteorización y de transporte, éstos son denominados minerales pesados estables o resistatos pesados.

Los resistatos son aquellos minerales de la roca fuente que permanecen más o menos intactos a través del proceso de meteorización sin sufrir cambios químicos y que tienden a acumularse en forma de material granular. De estos el cuarzo es el más común, otros resistatos corresponden a circón (ZrSiO_4), magnetita (Fe_3O_4), ilmenita (FeTiO_3), rutilo (TiO_2), entre otros.

Las fracciones de minerales pesados en los sedimentos frecuentemente están compuestas de diversas especies minerales, en donde cada grano tiene su propia historia. El estudio de la asociación de los minerales pesados tiene muchas aplicaciones dentro de las cuales se encuentran las siguientes:

- a) **Determinar proveniencia:** por medio de los minerales pesados se pueden detectar con gran certeza la naturaleza y carácter de la fuente que los origina, ya que este material es representativo de la litología existente en un área determinada (Rodríguez, 1984) .
- b) **Trazar el camino de transporte de los sedimentos:** éstos son especialmente útiles para complementar análisis de paleocorriente.
- c) **Construir mapas de dispersión de los sedimentos.**
- d) **Delinear la proveniencia litológica de los sedimentos.**
- e) **Correlacionar en los casos apropiados varios cuerpos de arena.**
- f) **Indicar la acción de regímenes hidráulicos particulares y procesos de concentración.**
- g) **Localizar depósitos con potencial económico.**
- h) **Elucidar procesos diagenéticos.**
- i) **Prospección geoquímica:** Los minerales pesados son utilizados en prospección geoquímica para la búsqueda de depósitos minerales, mediante la determinación de concentraciones anómalas de elementos y minerales, lo cual depende de las características y comportamiento del sistema o ambiente geoquímico. Entre las aplicaciones que tienen los minerales pesados en la prospección geoquímica, se encuentran la detección de posibles yacimientos de minerales resistentes con importancia industrial, como es el caso de los yacimientos de titanio provenientes de minerales como rutilo e ilmenita, además de detectar de forma indirecta aquellos de gran importancia económica, como por ejemplo el diamante, por medio de la búsqueda de minerales asociados que son trazadores de este mineral (Torres, 1989).

2.1.2. Rocas fuentes de los minerales: Los minerales pesados alogénicos encontrados en los sedimentos pueden indicar si provienen de una fuente ígnea, metamórfica o sedimentaria.

Muchos minerales inestables y angulares pueden ser indicativos de un origen ígneo o metamórfico directo, mientras que granos de minerales estables bien redondeados sugieren haberse derivado de rocas sedimentarias pre-existentes (Feo-Codecido, 1956). Un ejemplo de asociaciones de minerales pesados alogénicos que caracterizan a ciertos tipos de rocas de origen se muestran en la tabla 1.

Distintas asociaciones de minerales pesados podrían indicar su derivación de diferentes fuentes primarias, por ejemplo la asociación de biotita, andalucita, turmalina, anfíbol, granate, estauroлита, circon y apatito, sugiere que estos minerales provienen de rocas ígneas y metamórficas, mientras que la asociación de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino indica como fuente rocas ígneas máficas. Los granos móviles como la biotita y los anfíboles más tabulares, son excelentes trazadores sedimentarios del transporte dinámico. El patrón de distribución correspondiente entre los granos de minerales pesados más móviles y los sedimentos de grano fino, pueden indicar su comportamiento hidráulico similar (Casalho y Fradique, 2007).

2.1.3. Factores que operan en los ambientes naturales y que afectan la abundancia de los minerales pesados en los sedimentos

Desde el momento en que los minerales pesados son liberados de su roca fuente, vienen operando una serie de factores, hasta que las asociaciones de minerales son extraídas de un sedimento para su estudio. Estos factores afectan la abundancia de los minerales pesados en los sedimentos y los más importantes son los siguientes:

a) Concentración de minerales pesados en la roca fuente: dependiendo de la concentración de los minerales pesados en las rocas fuentes, existirá una mayor o menor disponibilidad de los mismos en los sedimentos generados por los procesos de meteorización y transporte (Morton y Hallsworth, 1994; Morton, 1999).

b) Marco fisiográfico y clima del área fuente: estos factores controlan grandemente la pre-selección de los granos minerales durante la meteorización de la roca fuente y de este modo determinan la entrada original de las especies de minerales pesados en un sistema sedimentario.

Tabla 1: Asociaciones de minerales pesados y procedencia (tomado de Feo-Codecido, 1956).

Asociación	Fuente
Apatito, biotita, brookita, circón, hornablenda, monacita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina (variedad rosada),	Rocas ígneas félsicas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, moscovita, topacio, turmalina (variedad azul), wolframita, xenotima.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsido, hipersteno, ilmenita, magnetita, olivino, cromita, pleonasto.	Rocas ígneas máficas
Andalucita, condrodita, corindón, granate, estauroilita, flogopita, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoicita.	Rocas producto de metamorfismo de contacto
Andalucita, cianita, cloritoide, epidoto, estauroilita, glaucofano, granate, silimanita, titanita, zoicita-clinozoicita.	Rocas producto de metamorfismo dinamotermal
Barita, circón (fragmentos redondeados), leucoxena, minerales de hierro, rutilo turmalina (fragmentos redondeados),	Rocas sedimentarias

c) Abrasión y destrucción mecánica durante el transporte: este factor afecta la asociación de los minerales pesados una vez que son liberados de su roca fuente e incorporados al sistema de transporte. Los minerales experimentan una alteración física debida a la erosión, que se refleja principalmente en el tamaño, la fracturación y la redondez de los granos de minerales pesados, sin embargo, sus efectos están relacionados con la estabilidad mecánica de los mismos. Aunque algunas especies de minerales pesados pueden ser selectivamente destruidas durante el transporte y diagénesis, el remanente de minerales pesados son comúnmente los mejores, y algunas veces la única guía de procedencia (Carver, 1971).

d) Meteorización química: el proceso de transporte involucra la meteorización, que genera una alteración química del material original (Torres, 1984). La incidencia de este factor sobre la abundancia relativa de los minerales pesados en los sedimentos, depende del tiempo que tardan éstos en ser transportados. Si el proceso de transporte ocurre antes de que la meteorización afecte considerablemente la estabilidad química de los minerales pesados, se mantendrán los mismos minerales en los sedimentos que los que están presentes en la roca fuente. Por el contrario, si los sedimentos son transportados, después de que meteorización afecte considerablemente la

estabilidad química de los minerales pesados, la relación entre éstos, con los que están presentes en la roca fuente, será distinta (Morton y Hallsworth, 1994).

Se han identificado cinco fases en el ciclo sedimentario: pre-erosional, post-depositacional, pre-soterramiento, post-soterramiento, exhumación y seis procesos con potencial para modificar la composición original de los sedimentos. Algunos procesos agregan especies minerales a las asociaciones, otros sustraen minerales y otros pueden realizar ambas cosas, agregar y sustraer minerales. El límite entre la meteorización superficial pedogenética y la meteorización geoquímica intensa es artificial. Ambos fenómenos frecuentemente modifican profundamente la asociación de los minerales pesados, pero el patrón de disminución de los minerales pesados que resulta varía considerablemente (Bateman y Catt, 2007).

e) Factor hidráulico: éste opera durante el transporte y está controlado por las condiciones del régimen de flujo presente. Sus efectos resultan en la clasificación selectiva de los granos en función de su tamaño, forma y densidad. Por lo tanto, la disponibilidad relativa de los pesados varía consistentemente con la distancia de transporte debido a su comportamiento hidráulico.

f) Post-depositacional, diagenético: los efectos de disolución o crecimiento en los estratos ocurren una vez que los minerales pesados han sido depositados, provocando la corrosión y descomposición química de los mismos. Esto provee información acerca de condiciones de diagénesis, ya que los minerales cambian sus características originales al ser sometidos a procesos de disolución. Desafortunadamente la solución que ocurre en los estratos puede destruir completamente los minerales que son importantes indicadores de proveniencia (ejemplo, piroxenos, hornblenda), dificultando de esta manera la identificación del origen de los mismos. La disolución puede ser causada por fluidos como las aguas meteóricas que percolan en el ambiente de depositación, o el agua expulsada de los poros del sedimento debido a la compactación del mismo (Morton y Hallsworth, 1994 y 1999).

Los minerales pesados responden al aumento de la temperatura de estos fluidos; cuando incrementa el soterramiento de los sedimentos aumenta la temperatura y, por tanto, puede disminuir la estabilidad química de los minerales pesados generando la pérdida total o parcial de éstos (Morton, 1984; Morton y Hallsworth, 1994 y 1999). La descomposición química de cada mineral depende de su estabilidad frente a condiciones del ambiente y los fluidos presentes durante el proceso de diagénesis.

El estudio de exploración del ambiente de meteorización durante el soterramiento, realizado en las cuencas a nivel mundial, para mostrar como la asociación de los minerales pesados responde al incremento de la diagénesis de soterramiento, a través de la disolución progresiva de los componentes inestables, muestra un patrón uniforme de estabilidad relativa de los minerales pesados. La disolución mineral puede ser reconocida por texturas de corrosión en la superficie de los granos. El incremento en la temperatura de los fluidos de los poros, acompañado de cambios en la composición de los fluidos, son responsables de la progresiva disolución mineral (Morton y Hallsworth, 2007). Estos autores muestran que existe una relación indirecta entre la densidad del mineral y la profundidad de soterramiento en las cuencas sedimentarias a nivel mundial. No obstante, la profundidad a la que los minerales individuales desaparecen varía marcadamente entre las cuencas, debido a las grandes diferencias en la temperatura de los fluidos. En la interpretación de la proveniencia usando datos de minerales pesados que han sufrido diagénesis de soterramiento, se debe considerar cuidadosamente la posibilidad de que algunas especies de minerales pesados hayan sido eliminadas a través de la disolución. Para evaluar la proveniencia en estas circunstancias se debe confiar en parámetros en los que se pueda demostrar que no han sido afectados por la diagénesis. Se recomienda una combinación, integrando la relación de las medidas de proveniencia con datos variables, bien sea petrográficos, geoquímicos o isotópicos.

2.1.4. La forma de los minerales pesados : El factor forma controla la abundancia relativa de los minerales pesados con diferentes hábitos, ya que los minerales de hábito esferoidal o prismático se comportan de manera diferente de aquellos con hábito hojoso o laminar. Este comportamiento es extremo en el caso de las micas. Las partículas de mica tamaño arena, aunque son más densas que el cuarzo, son hidráulicamente equivalentes a los granos de cuarzo tamaño limo (Morton y Hallsworth, 1994; Morton y Hallsworth 1999). Entonces los mejores resultados, para la evaluación de proveniencia serán logrados por la comparación de minerales con hábitos similares (Morton y Hallsworth, 1994).

2.1.5. Minerales pesados y el tamaño de grano : La distribución del tamaño de grano es el producto de la relación entre la acción hidráulica y la abrasiva, pero el tamaño de grano del sedimento depositado está relacionado con la naturaleza de la roca fuente y la alteración de la misma y no es un producto del proceso de transporte (Morton y Hallsworth, 1999). Un número de especies de minerales pesados tiene una afinidad para ciertos tamaños de grano. Esto refleja su tamaño inicial en las rocas fuentes, un factor controlado principalmente por las condiciones de

cristalización. Debido a que la concentración de los minerales pesados varía con el tamaño de grano, dos muestras de sedimentos de la misma fuente, con idéntica historia, tendrán diferente asociación de minerales pesados si hay diferencias en el tamaño. Granos grandes de circón, por ejemplo, son raros, porque los granos originales tienden a ser pequeños. Consecuentemente, el porcentaje de circón en sedimentos de granos grandes es más bajo que el porcentaje en sedimentos de grano fino de la misma fuente (Carver, 1971). Otras especies, como estauroлита, cianita, silimanita, andalucita, topacio y, no poco frecuentemente, granate, turmalina y piroxeno, aparecen como fragmentos grandes. La tasa de disolución es mayor en los sedimentos de grano grueso que en los sedimentos de grano fino y esta solución diferencial puede aumentar las diferencias en la asociación de minerales pesados en sedimentos de grano fino y grueso provenientes de la misma fuente.

La abrasión contribuye a la disminución del tamaño de los minerales pesados mediante el fracturamiento y la pérdida de las aristas (Morton y Hallsworth, 1999). El tamaño de los granos minerales también puede ser afectado por las condiciones del pH y Eh, a través de los procesos de disolución u oxidación que producen un efecto de desgaste en las partículas.

Una vez depositados los minerales pesados, son más difíciles de mover que el cuarzo, debido a lo que se conoce como “dificultad de arrastre”, la cual implica que “los minerales pesados de tamaño más pequeño son los menos móviles y menos transportables que su equivalente liviano”. Esto en parte fue explicado por la tendencia de los granos pesados pequeños a “escondarse” en los intersticios de los granos livianos más grandes (Mange y Maurer, 1992).

2.1.6. La estabilidad química de los minerales pesados : la estabilidad de los minerales es su resistencia a la alteración. Ésta puede llamarse estabilidad mecánica (resistencia a la abrasión) o estabilidad química, la cual está representada por los procesos de disolución y de descomposición de los minerales (Pettijohn, 1975).

La estabilidad de una especie de mineral pesado particular puede ser determinada mediante el pH del ambiente geoquímico, aunque el Eh y la composición iónica del fluido de poro probablemente también influyen en la estabilidad de los minerales pesados.

La estabilidad relativa de los minerales pesados parece variar en los ambientes ácidos extremos y en los ambientes alcalinos. Esta diferencia en el comportamiento es ilustrada por la respuesta del apatito y el granate bajo condiciones ácidas. Durante la meteorización ácida el

apatito es altamente inestable, de la misma forma el granate es sensible a las condiciones de pH ácidos y su estabilidad varía de acuerdo al tipo de granate; los que tienen una alta concentración de Fe y Mn son los más inestables.

Morton, 1985, en Mange y Maurer, 1992, resumió los trabajos previos sobre la estabilidad química de los minerales pesados y basando sus estudios principalmente en secuencias del Mar del Norte, estableció un orden de estabilidad de los minerales pesados en los ambientes geoquímicos ácidos y básicos (Tabla 2).

Pettijohn, 1941, consideró que la ausencia general de muchas especies de minerales pesados en sedimentos antiguos puede ser atribuida a la remoción de minerales inestables por solución en los estratos. El autor consideró la edad como un factor dominante en la supervivencia de los minerales en los sedimentos y esto fue expresado como el “orden de persistencia” de los minerales pesados (Tabla 2).

Muchas series de minerales pesados contienen sólo minerales muy estables. La ausencia de inestables en ciertos casos puede ser atribuido a: (a) litología del área fuente (terrenos de metamorfismo de bajo grado, rocas carbonáticas, sedimentos policíclicos maduros – ninguno de los cuales contiene concentraciones significativas de minerales inestables); (b) pérdida pre-soterramiento (meteorización química intensa en la región seleccionada, bajo relieve, baja tasa de depositación, pedogénesis avanzada, aguas subterráneas corrosivas; cualquiera de estos factores podría resultar en la ausencia de minerales inestables antes de llegar al lugar de sedimentación); (c) disolución post-soterramiento que podría resultar en pérdida diagenética de minerales inestables (Mange y Maurer, 1992).

2.1.7. Textura de los granos de minerales pesados : Los efectos de disolución mineral pueden ser observados en secciones finas por medio del microscopio óptico, pero el criterio textural para este reconocimiento es discernido de forma más rápida usando el microscopio electrónico de barrido (Morton, 1984). La disolución incipiente produce pequeñas depresiones y masas redondeadas en la superficie de los minerales afectados (figura 1). A medida que los procesos continúan, los granos inestables, en concordancia con su cristalografía y composición química, muestran facetas, aristas irregulares, ranuras hondas paralelas y arrugas y se vuelven de aspecto esquelético.

Tabla 2: Orden de persistencia y orden generalizado de la estabilidad química de los minerales pesados comunes. Los minerales están arreglados en orden creciente de estabilidad (tomado de Mange y Maurer (1992)).

Orden de persistencia Modificado de Pettijohn (1941)	Orden generalizado de estabilidad química		
	Pettijohn et al. (1973)	Lixiviación ácida (Morton 1985)	Profundidad de soterramiento, fluido de poro alcalino o salino (Morton 1985)
Olivino Silimanita Piroxeno Esfena Andalucita Anfíboles-Ca Serie glaucofano- Riebequita Epidoto Cianita Estauroлита Monacita Xenotima Apatito Granate Circón Turmalina Rutilo	Muy inestable: Olivino Inestables: Hornablenda Actinolita Augita Diópsido Hipersteno Andalucita Moderadamente estables: Epidoto Cianita Granate (ricos en hierro) Silimanita Esfena Zoicita Estables: Apatito Granate (pobre en hierro) Estauroлита Monacita Muy estables: Rutilo Circón Turmalina Anatasa	Olivino, piroxeno Anfíbol Esfena Apatito Epidoto, granate Cloritoide, espinela Estauroлита Cianita Andalucita, silimanita, turmalina, rutilo, circón	Olivino, piroxeno Andalucita, silimanita Anfíbol Epidoto Esfena Cianita Estauroлита Granate* Apatito*, cloritoide, espinela Rutilo, turmalina, circón * De acuerdo a algunas observaciones granate y apatito parecen ser más estables que el cloritoide y espinela.

Texturas similares son inicialmente causadas por procesos mecánicos y luego acrecentadas por corrosión subsiguiente. En algunos casos, rasgos generales pueden reflejar el hábito original de los granos minerales en la roca huésped. Algunas formas irregulares también son producidas por rotura durante el transporte. Parece probable que los granos puedan heredar rasgos generales, características de depresiones de disolución superficialmente parecidas, antes de su depositación (Mange y Maurer, 1992).

Es necesario evaluar las condiciones locales prevalecientes en cada área de estudio individual antes de decidir si: (a) controles de proveniencia o (b) procesos de disolución, han sido responsables por la composición de las series de minerales pesados presentes. Los procesos de disolución son reconocidos más rápidamente en una asociación inestable donde, después de una disolución parcial, la presencia de un patrón típico de cavidades de disolución provee una clara evidencia de una modificación post-depositacional de la asociación. Con el incremento de la edad o de la profundidad de soterramiento, el proceso de disolución en los estratos disminuye progresivamente y esencialmente elimina las especies menos estables en concordancia con su baja estabilidad química (Mange y Maurer, 1992).

Los granos de minerales pesados son expuestos a variaciones en las condiciones fisicoquímicas mientras ellos se mueven en el ciclo sedimentario y como la superficie de los granos responde a estos cambios en las condiciones, las texturas de la superficie de los granos de minerales pesados detríticos pueden ser usadas para inferir procesos de meteorización, proveniencia, ambientes sedimentarios y disolución durante el proceso de diagénesis. El desarrollo de nuevas texturas en la superficie de los granos de minerales pesados depende de la cinética geoquímica, de las reacciones químicas que modifican la textura y de cuanto tiempo los granos han sido sujetos a tales reacciones y de la persistencia de cada mineral a la meteorización durante el ciclo sedimentario (Velbel, 2007).

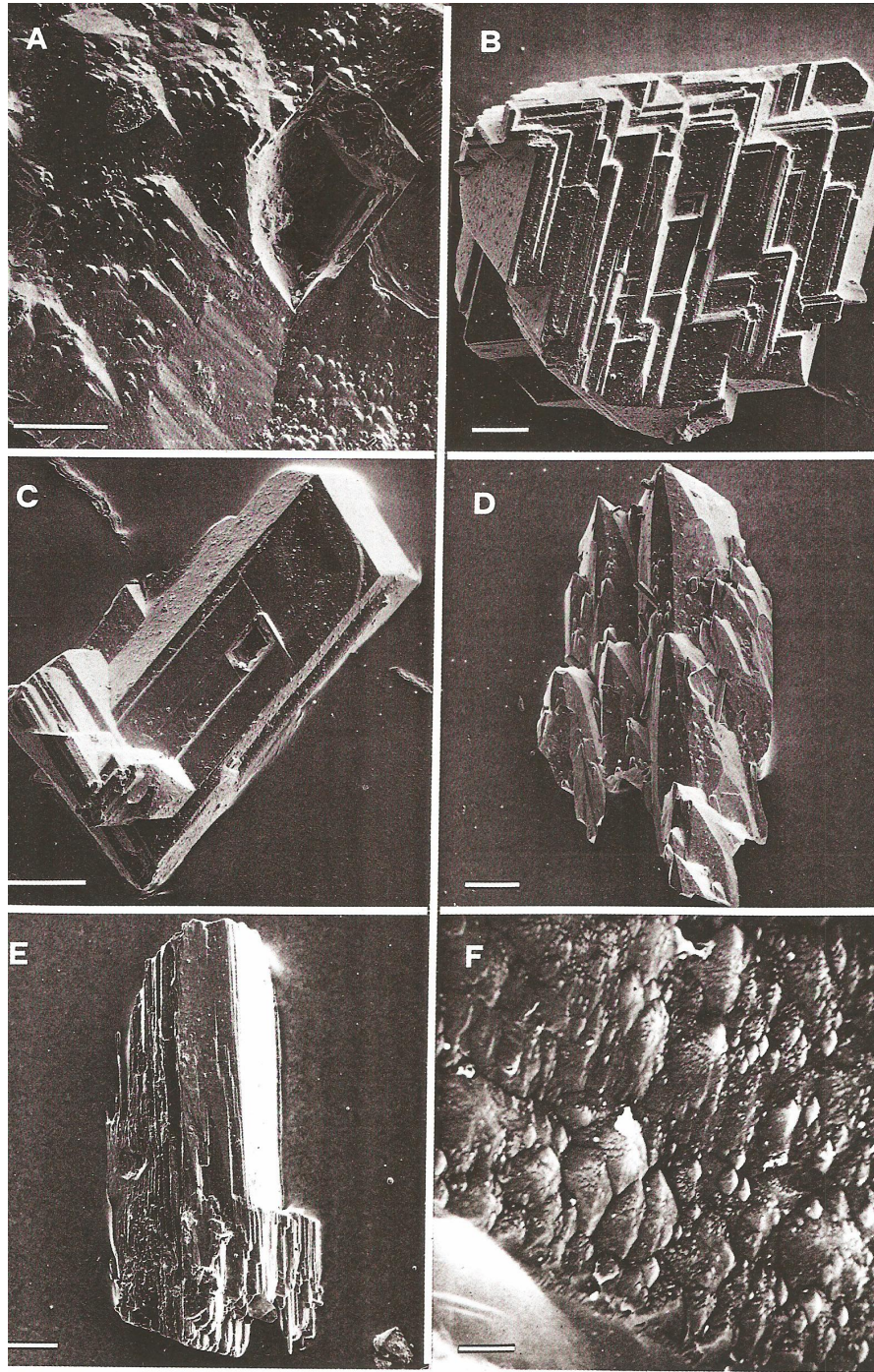


Fig 1. Fotografías de microscopía electrónica de barrido ilustrando características de depresiones y masas redondeadas distinguibles.

(A) granate mostrando textura de masas redondeadas y facetas de depresiones incipientes (Mar de Norte, Devónico); (B) granate con buen desarrollo de facetas de depresiones (Mar de Norte, Triásico); (C) grano de granate mostrando estado avanzado de depresiones (Mar del Norte, Triásico); (D) augita dominada por terminaciones en forma de dientes (Oligoceno, Francia); (E) anfíbol-Ca mostrando una combinación de fases lisas del cristal (producida durante la preparación de la muestra) y depresiones distinguibles a lo largo del clivaje (Francia, Oligoceno); (F) textura de masa redondeadas de un grano de estaurólita (Murgenthal, Suiza, Oligoceno). La barra de la escala representa 30 μm desde A hasta E y 5 μm para F (tomado de Mange y Maurer, 1992).

2.1.8. Separación de los minerales pesados: Los minerales pesados pueden ser separados de acuerdo a su tamaño, gravedad y susceptibilidad magnética. La técnica de separación por gravedad permite separar los minerales pesados ($> 2.9 \text{ g/cm}^3$) de los livianos ($< 2,9 \text{ g/cm}^3$), aunque con ella también se pueden separar los minerales pesados entre si según su densidad. La técnica de separación magnética ayuda a separar los minerales pesados por magnetismo. Las técnicas de separación por gravedad o magnética de especies individuales de minerales, o grupos de minerales, son ampliamente aplicadas para facilitar el estudio de los minerales pesados.

2.1.8.1. Separación por gravedad: la separación de los minerales por gravedad se puede hacer por dos vías A) método de líquidos de alta densidad B) método del hidrodinámico. Con el método del hidrodinámico sólo se pueden separar los minerales pesados de los livianos, mientras que con el método de líquidos de alta densidad se pueden separar los minerales pesados de los livianos y además se pueden separar los minerales pesados entre si.

2.1.8.1.1. Separación de los minerales pesados por medio de líquidos de alta densidad: se utiliza cuando hay una considerable diferencia en densidad entre los constituyentes principales y los minerales pesados accesorios de un sedimento, que permite utilizar este método eficientemente. Con la inmersión de la muestra en un líquido de densidad intermedia “se hunden” los de alta densidad ($>2,9 \text{ g/cm}^3$) y “flotan” los de baja densidad ($<2,9 \text{ g/cm}^3$), por lo tanto se producen dos fracciones. Estas son llamadas comúnmente fracciones de nsas y livianas respectivamente.

La adquisición de datos confiables de minerales pesados depende grandemente de l poder minimizar los errores de laboratorio. La selección de la técnica utilizada también tiene un efecto en la calidad de los resultados obtenidos. Rittenhouse y Bertholf, 1942, compararon la efectividad de separación por gravedad y separación por centrifugación. Observaron que los porcentajes en peso del concentrado de minerales pesados obtenido por los dos métodos fueron significativamente diferentes, pero la relación entre el número de granos de minerales pesados fue la misma para ambos casos. Schnitzer, 1983, presentó resultados alarmantes de sus experimentos de laboratorio en muestras de Buntsandstein del Triásico. Encontró altas fluctuaciones en el porcentaje de minerales pesados para muestras separadas simultáneamente, usando líquidos diferentes (bromoforno o tetrabromoetano) o diferentes técnicas de separación (gravedad o método de centrifugación). Las causas de estas fluctuaciones no son completamente entendidas,

sin embargo, el trabajo de Schitzer muestra la importancia de considerar las posibles influencias de la técnica de separación en los datos de minerales pesados.

Tabla 3: Líquidos de alta densidad que normalmente son usados para la separación de los minerales pesados.

Líquidos de alta densidad	Densidad (g/cm³) a 20 °C
Bromoformo (tribromoetano)	2,89
Tetrabromoetano (tetrabromuro de acetileno)	2,96
Ioduro de metileno (di-iodometano)	3,32
Solución de Clerici	4,24

El último es un líquido muy denso que es usado para la concentración de algunos minerales muy pesados como son granate y circón. Los líquidos apropiados para remover los líquidos pesados de los granos son: tetracloruro de carbono, benceno, alcohol etílico y acetona. Por su baja toxicidad el alcohol y la acetona son los usados con más frecuencia. El politungstato de sodio (3Na₂WO₄.9WO₃.H₂O) ha sido propuesto para la separación por líquidos pesados para reemplazar los líquidos pesados tóxicos.

El método de separación por el hidrodinámico se explica en la parte metodológica del presente trabajo.

2.1.8.2. Separación magnética: La separación magnética de los granos de minerales depende de su susceptibilidad magnética, fenómeno complejo que depende de la composición química, particularmente de concentraciones menores de hierro y manganeso y el enrejado de la estructura. Los procesos de separación magnética pueden producir dos fracciones distintas, la fracción magnética es enriquecida en minerales ricos en hierro y la fracción no magnética es enriquecida en minerales pobres en hierro, incluyendo rutilo y circón. La susceptibilidad magnética varía ampliamente dentro de algunas especies minerales. La magnetita es el único mineral detrítico común que puede ser removido de sedimentos con un imán de mano. Otros minerales son comúnmente separados con un separador isodinámico Frantz, después de la remoción de la magnetita que tiende a trabar la máquina.

2.1.9. Tierras raras (TR): La geoquímica de los elementos de las TR ha sido extensamente estudiada durante las últimas pocas décadas debido a su importancia en la resolución de problemas geoquímicos y petrogenéticos, así como su importancia económica.

En contraste con su nombre, las TR son naturalmente más abundantes en la mayoría de las rocas y sedimentos que muchos otros elementos traza. Por ejemplo, las lutitas contienen 40-80 µg/g de La, Ce y Nd mientras el rango de Yb y Lu está entre 0,5 y 4 µg/g. La corteza superior continental contiene un promedio de 60 µg/g de Ce, 30 µg/g de La y 27 µg/g de Nd, estos son el 18^{vo}, 20^{vo} y 21^{vo} elementos más abundantes en la corteza terrestre (Chandrajith., *et al*, 2000).

Las TR han sido utilizadas principalmente para estudios de evolución de las rocas ígneas, interacción entre procesos de la corteza y el manto, la proveniencia de sedimentos y están incrementando su importancia en estudios de evolución de terrenos metamórficos (Pan y Fleet, 1996). La geoquímica de sedimentos de drenaje, particularmente de las TR, es muy útil para determinar características de los sedimentos, proveniencia y procesos sedimentarios (Chandrajith., *et al*, 2000).

Las TR ocurren en concentraciones traza en la mayoría de los tipos de rocas y ellas tienden a ser enriquecidas en unos pocos minerales formadores de rocas como son esfena (titanita), monacita, apatito, circón, epidoto y granate. Estos minerales son frecuentemente abundantes en muchas carbonatitas y en algunas pegmatitas graníticas y sienitas. La mayoría de las ocurrencias económicamente importantes de estos minerales son de origen ígneo o sedimentario, pero ellas también son encontradas en depósitos hidrotermales. Algunos minerales estables química y mecánicamente, que contienen TR, como circón y monacita ocurren en depósitos de ríos y placer costeros. Un depósito económicamente valioso de monacitas que contiene n TR entre 4-20 % de monacitas, es encontrado costa afuera de Beruwaka en el Suroeste de la costa belt de Sri Lanka.

Por otra parte, los elementos actínidos aunque no forman parte de las TR, también son importantes desde el punto de vista económico, ellos se encuentran en depósitos formados por un gran número de minerales siendo uno de los más importantes la monacita, que es un mineral pesado de composición variable. Los elementos U y Th pertenecen a los actínidos, en la actualidad el U es muy útil en la tecnología nuclear, donde se emplea como combustible nuclear, el Th también está siendo estudiado en la India, Alemania y Rusia para el mismo fin.

2.1.10. Técnicas instrumentales

2.1.10.1. Difracción de rayos X (DRX)

2.1.10.1.1. Fundamentos de los rayos X: los rayos X son radiaciones electromagnéticas de la misma naturaleza que la luz, pero a una longitud de onda (λ) mucho menor, es decir, bastante más energéticas. El intervalo de longitudes de onda de los rayos X comprende desde aproximadamente 10^{-5} Å hasta 100 Å, sin embargo, la espectroscopía de rayos X convencional se limita, en su mayor parte, a la región de aproximadamente 0,1 Å a 25 Å ($1 \text{ Å} = 0,1 \text{ nm} = 10^{-10} \text{ m}$).

2.1.10.1.2. Generación de los rayos X: si un electrón interno de un átomo es expulsado de su posición, un electrón del nivel inmediato superior (electrón externo), caerá en el espacio dejado. La diferencia de energía es emitida como radiación de rayos X.

Ya que esta diferencia es función del tipo de átomo, la energía asociada a los rayos X depende del número atómico (z). Mientras mayor es (z), mayor es la energía que hay que aplicar para sacar los electrones internos. Para expulsar un electrón interno de un átomo, puede emplearse bombardeo con electrones u otra radiación X.

Los rayos X continuos también son producidos cuando una partícula eléctricamente cargada y con suficiente energía cinética asociada, es desacelerada de manera brusca.

2.1.10.1.3. Fenómenos resultantes de la interacción de los rayos X con la materia y aplicaciones: la interacción de los rayos X con la materia produce los siguientes fenómenos principales, absorción, emisión y difracción de rayos X.

Absorción de rayos X: su principal aplicación es la radiografía en el diagnóstico médico, odontología y en la metalografía. Se fundamenta en que la materia absorbe la radiación X en función de su densidad y de la λ incidente.

Emisión de rayos X: basada en la relación obtenida por Moseley en 1913 se utiliza en el análisis cualitativo y cuantitativo de los distintos elementos que componen las sustancias.

Difracción de rayos X (DRX): proporciona un medio adecuado y práctico para la identificación cualitativa de compuestos cristalinos. El método del polvo de difracción de rayos X suministra información cualitativa y cuantitativa sobre los compuestos presentes en una muestra sólida. Este método se basa en el hecho de que cada sustancia cristalina presenta un difractograma único. Así,

si se encuentra una igualdad exacta entre el difractograma de una muestra desconocida y el de una muestra conocida, se puede dar por sentada su identidad química (Skoog, 2001).

La DRX ayuda a la identificación mineral ya que provee datos de la estructura cristalina. También puede ser utilizada para la identificación de granos opacos y para la obtención de un conocimiento general de la composición de los minerales pesados.

Una visión simplificada del proceso de difracción fue introducida por William L. Bragg en 1913 al considerar que el proceso de difracción de los rayos X por un cristal, podía entenderse como una reflexión parcial de la radiación por los planos atómicos del cristal, en donde existen interferencias (tanto constructivas como destructivas) entre los rayos reflejados, ya que las distancias entre los centros de reflexión son del mismo orden de magnitud que la longitud de onda de la radiación. Si se considera un haz de rayos X que incide con un ángulo θ sobre un conjunto de planos cristalinos paralelos separados con una distancia d como se muestra en la Figura 2, electrones situados en los puntos O y C son forzados a vibrar por acción del campo oscilante del haz incidente e irradian en todas direcciones. Cuando el haz secundario emerge con un ángulo θ' como si fuera reflejado por los planos, se obtiene un máximo de intensidad si las ondas representadas por esos rayos están en fase (Delgado y Díaz, 1994).

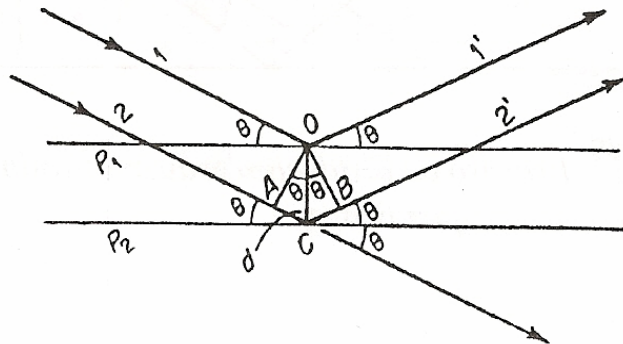


Fig 2. Derivación de la ley de Bragg (tomado de Delgado y Díaz, 1994).

Al trazar perpendiculares OA y OB puede verse que:

$$OC = OB \quad \text{por lo tanto, } AC = BC$$

Los haces $1'$ y $2'$ estarán en fase si la diferencia de camino $AC + BC = 2AC$ es un número entero de longitudes de onda;

$$2AC = n$$

Dado que, $\sin \theta = AC/d$, se tiene que:

$$n = 2d \sin \theta$$

Donde **n** es un número entero y se denomina *orden de la reflexión*, λ es la longitud de onda y **d** es la distancia interplanar del cristal. Esta expresión se conoce como *ley de Bragg* y es la condición para que tenga lugar una interferencia constructiva (Delgado y Díaz 1994).

2.1.10.2. Microscopía electrónica de barrido (MEB): El microscopio electrónico de barrido es un instrumento que se utiliza para estudiar las características de los objetos sólidos a escala micrométrica. En él se barre mediante un rastreo programado la superficie de la muestra con un haz muy fino de electrones de energía elevada y como consecuencia de ello se producen en la superficie diversos tipos de señales. Estas señales incluyen electrones retrodispersados, secundarios y Auger; fotones debidos a la fluorescencia de rayos X y otros fotones de diversas energías. Dependiendo del tipo de señal que se escoja se pueden observar los detalles topográficos o las diferencias en composición de la muestra de estudio. La característica de esta técnica radica en la gran resolución que puede proporcionar y en la gran profundidad de campo, lo que permite observar el objeto en tres dimensiones. La resolución se refiere a la mínima distancia entre dos puntos o estructuras separadas en la muestra, mientras que la profundidad de campo es la distancia en la cual se pueden observar en foco los componentes de la muestra contenida en dicha distancia.

2.1.10.2.1. Interacción haz – muestra: existen dos tipos principales de interacciones entre el haz de electrones y la muestra: dispersión elástica y dispersión inelástica. La dispersión elástica cambia la trayectoria de los electrones sin que disminuya su energía y es el responsable de la generación de los electrones retrodispersados. En la dispersión inelástica ocurre la transferencia de energía de los electrones del haz a los átomos de la muestra y pueden generarse electrones secundarios, fotones de rayos X, luz visible, infrarroja y ultravioleta (Goldstein, *et al.*, 1992).

El volumen de interacción del haz es el volumen de la muestra en donde se lleva a cabo la dispersión elástica e inelástica.

2.1.10.2.2. Electrones retrodispersados: los electrones retrodispersados son aquellos electrones dispersados fuera de la muestra a causa de los eventos elásticos, son de alta energía (>50 ev) y nos permiten obtener información composicional y topográfica de la muestra debido a la dependencia con el número atómico promedio.

2.1.10.2.3. Electrones secundarios: son producidos en todo el volumen de interacción y como sus energías son muy bajas (<50 ev) se recombinan totalmente con los átomos ionizados de la muestra al atravesar distancias del orden de 200 Å. La cantidad de electrones secundarios generados en un punto de la muestra depende en gran medida del ángulo local de incidencia del haz, por lo tanto los electrones secundarios proporcionan información sobre la topografía de la muestra (Goldstein, *et al.*, 1992).

2.1.10.2.4. Espectrómetro de rayos X por dispersión de energía (MEB-EDX): el acoplamiento de un espectrómetro de rayos X a un microscopio electrónico de barrido permite realizar un análisis cualitativo y cuantitativo de las muestras. Los espectrómetros por dispersión de energía se basan en producir pulsos cuya altura es proporcional a la energía del fotón de rayos X detectado. Estos pulsos son clasificados electrónicamente de acuerdo a su altura y acumulados en una computadora para ser presentados como un espectro de intensidades de los rayos X en función de su energía (Goldstein, *et al.*, 1992).

2.1.10.2.5. Preparación de la muestra: Las muestras para ser estudiadas por MEB deben conducir la electricidad, ya que la libre circulación de los electrones a tierra permite minimizar los problemas asociados con la acumulación de carga. Además, las muestras que son buenas conductoras de la electricidad son también buenas conductoras del calor, lo que probablemente minimiza su degradación térmica. Desafortunadamente, muchas muestras minerales no son conductoras. Por ello, se han desarrollado una gran variedad de técnicas que permiten obtener imágenes MEB de muestras no conductoras; entre ellas, las más comunes, implican el recubrimiento de la superficie de la muestra con una película metálica delgada producida por bombardeo o por evaporación al vacío. Independientemente del método que se utilice para obtener un recubrimiento conductor, se debe encontrar un equilibrio para la obtención de un recubrimiento delgado y uniforme que sea conductor y el espesor adecuado para que no enmascare los detalles de la superficie (Skoog, 2001).

2.1.10.2.6. Uso del MEB en el estudio de los minerales pesados: El microscopio electrónico de barrido proporciona información morfológica y topográfica sobre la superficie de los sólidos que normalmente es necesaria para entender el comportamiento de las superficies (Skoog, 2001).

El microscopio electrónico de barrido (MEB) es probablemente el instrumento auxiliar más frecuentemente usado en estudio de los minerales pesados. Un MEB equipado con un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X facilita el análisis elemental y de este modo ayuda a la identificación mineral. Para los minerales pesados, el MEB es usado para inspeccionar las características morfológicas generales. Sin embargo, la mayoría de los estudios se enfocan en el análisis de las texturas de la superficie, ya que revelan en gran detalle el reflejo de los efectos de procesos de disolución subaéreos y subterráneos y ayudan a entender las modificaciones diagenéticas post-depositacionales.

Microscopio electrónico de barrido (MEB)

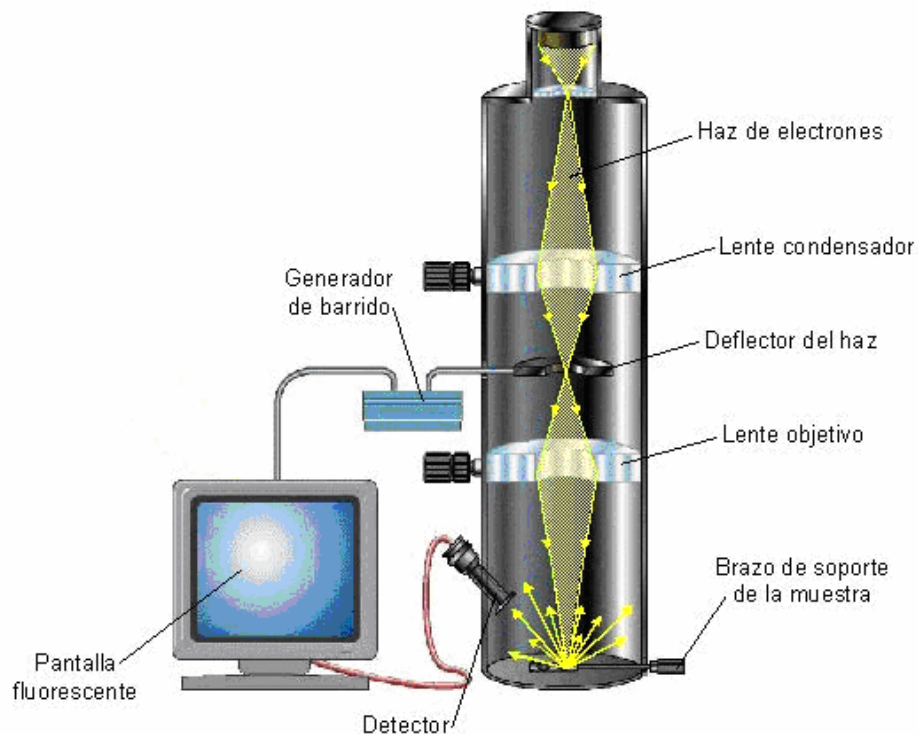


Fig 3. Diagrama esquemático de un Microscopio Electrónico de Barrido.

2.2. Estudios previos

2.2.1. Estudio de minerales pesados en la cuenca del río Aro

Entre los primeros estudios realizados en la cuenca del río Aro se encuentra el de Figueredo (1984), quien efectuó el análisis sedimentológico y geoquímico de muestras de sedimentos fluviales, provenientes de las principales hoyas hidrográficas localizadas en la región septentrional del estado Bolívar con fines de prospección geoquímica regional. Las muestras analizadas comprenden dos fases: limos y resistatos (minerales livianos y pesados). El análisis textural en los resistatos se llevó a cabo mediante un estereo -microscopio y la mineralogía en ambas fases se analizó por la técnica de difracción de rayos X. Los minerales livianos corresponden a arenas medianas-finas con cierto grado de inmadurez textural. En los minerales pesados se identificaron Fe, Ti, Mn y Zr como elementos mayoritarios y Hf, Y, Th, U, Zn y Cr como elementos traza asociados. Finalmente afirma que los resultados geoquímicos permiten reconocer áreas con características anómalas a nivel regional.

A través, de la caracterización geoquímica parcial de los sedimentos finos depositados y minerales pesados de la cuenca del río Aro, se detectaron concentraciones relativamente altas de Au, Ba, Cr, Hf, Mn, Ta, U, Th, La y Ce, las cuales pudieran indicar la presencia de importantes mineralizaciones (Pasquali, 2003). Por otra parte, el estudio de la concentración de los elementos mayoritarios y trazas de tres muestras de sedimentos suspendidos, específicamente de las fracciones limo grueso, limo y arcilla, permitió establecer las relaciones existentes entre la concentración elemental y la composición mineralógica observada. El principal mineral presente en todas las fracciones es el cuarzo, mientras que la determinación de caolinita, feldespato, hematita, mortmorillonita, illita o moscovita, depende de la fracción estudiada, así como también, del área de donde proviene (Yanes, 2003).

En la caracterización geoquímica de los minerales pesados presentes en drenajes sedimentológicamente activos de la cuenca del río Aro. Se determinó mediante difracción de rayos X, que las muestras están constituidas principalmente por ilmenita, hematita, magnetita, circón y rutilo, además de oro y diamante en la fracción no magnética y en términos de esfericidad y redondez, su madurez es de poco avanzada a moderada; también, se estableció que la fracción no magnética de los minerales pesados es de gran potencial para la búsqueda general de yacimientos minerales (Herrera, 2004).

El estudio de la distribución geográfica de la concentración de algunos elementos traza en sedimentos finos depositados, en las cuencas de los ríos Caura y Aro, reveló que en ésta última existen tres grandes prospectos, Áreas A, B y C. El área A abarca toda la zona Sur de la cuenca y presenta anomalías de Fe y Mn, el área B representa al río Arizo donde se encontraron dos anomalías, una de Ba y otra de Cr, además de altas concentraciones de Zn y el área C presenta una anomalía de Cu, junto con altas concentraciones de Ni, Co y Mo. Se recomienda realizar estudios con mayor detalle en las cuencas de los ríos Guaigua, Aro y Arizo a fin de determinar y elucidar un poco más sus potenciales (Jiménez, 2004).

Uno de los estudios más recientes, consistió en el análisis de la distribución de Ag y sus elementos asociados en sedimentos finos de la cuenca del río Arizo, con la finalidad de detectar la existencia de posibles mineralizaciones en el área de estudio. Con los resultados obtenidos del análisis químico, se definieron los fondos y valores umbrales, a nivel local y regional, para cada uno de los elementos. La autora afirma que la cuenca del río Arizo es propicia para ser explorada geoquímicamente, por lo cual la destaca como una zona de interés en donde deben evaluarse más a detalle los rasgos encontrados (Baptista, 2007).

2.2.2. Estudio de minerales pesados en otras zonas

Rodríguez (1984), estudió las características geoquímicas de las diferentes fases mineralógicas presentes en los resistatos pesados de la cuenca del río Paragua. Identificó minerales esenciales: ilmenorutilo (mayor concentración de titanio que de hierro), circón y como minerales accesorios, rutilo, anatasa y la variedad magnesiana de la ilmenita. La fase mineral circón presentó una concentración significativa de hafnio.

En un estudio donde se evaluó el uso de las fracciones magnéticas y no magnéticas de minerales pesados de sedimentos de ríos, aplicado a la prospección geoquímica en el alto Paragua. Se determinó que la separación magnética de las muestras de minerales pesados permite distinguir con facilidad contrastes entre las concentraciones de algunos elementos trazas, tales como: Sn, Y, U, Th, La, Nb y Sr, los cuales fueron detectados con más facilidad en la fracción no magnética. El autor concluye que, con el método de separación magnética, es posible detectar anomalías en muestras de minerales pesados, no detectables sin dicha separación, que eventualmente podrían conducir a una mineralización, depósito o yacimiento (Menéndez, 1992).

Los minerales pesados también han sido aplicados en estudios geoquímicos en facies sedimentarias de la plataforma continental Atlántica de Venezuela, en donde se analizaron tres núcleos de sedimentos superficiales. Los resultados obtenidos indicaron que los minerales pesados asociados con los sedimentos depositados entre 57 y 191 m de profundidad están concentrados en la fracción de arena muy fina, con una concentración inferior al 2 %. En conclusión, el autor afirma que los minerales autígenicos identificados (glauconita y goetita) y los resultados sedimentológicos apuntan a la presencia de un evento de transgresión postglacial durante el Pleistoceno tardío (glaciación Winsconsin) , (Franco, 2006).

La identificación y cuantificación de los minerales pesados provenientes de sedimentos fluviales de la cuenca del río Caroní, se realizó utilizando muestras de preconcentrados de batea de las localidades de Sabanita de Antabará y de San Salvador de Paúl. Los minerales pesados presentes en dichas muestras fueron separados según sus propiedades magnéticas e identificados con lupa binocular. Los minerales pesados de ambas localidades tienen en los sedimentos una abundancia de 300 a 2800 mg/kg. La fracción no magnética presentó una abundancia en los sedimentos entre 9 y 826 mg/kg. La fracción magnética constituye más del 50 % del total de minerales pesados (Abreu, 2007).

Al evaluar los efectos del proceso de meteorización sobre minerales pesados presentes en el perfil laterítico de Loma de hierro. Se determinó que el perfil de meteorización contiene una concentración de minerales pesados que varía entre 9,61 y 3,2 %, lo que evidencia que la distribución de estos minerales en la roca no es homogénea. La concentración de minerales pesados en la peridotita serpentizada y en la serpentinita es superior al promedio de concentración obtenido en el perfil de meteorización (Rodríguez, 2008)

En la evaluación de los efectos del proceso de meteorización sobre los minerales más resistentes presentes en el perfil laterítico de los Pijiguaos. Se determinó Mineralógicamente que las muestras están dominadas por magnetita para la fracción magnética; ilmenita para 0,4 Amp; hematita para 0,8 Amp y circón para la fracción no magnética independientemente del tamaño de grano. Los resultados morfológicos revelaron la mayor susceptibilidad a la alteración de fases como la magnetita o la ilmenita cuando el proceso de meteorización no ha sido tan intenso. De igual forma se evidenció la susceptibilidad de la fase de la magnetita a ser alterada por un proceso incipiente de meteorización (Campos, 2006).

2.3. Área de estudio

2.3.1. Cuenca del río Aro

2.3.1.1. Ubicación y extensión: La cuenca del río Aro está ubicada al Norte del estado Bolívar (municipios Raúl Leoni y Heres), entre los paralelos 6°10' N y 8°00' N y los meridianos 63°15' O y 64°15' O (figura 4), específicamente, entre las cuencas de los ríos Caroní y Orocopiche, al Este, y Caura y Pao al oeste. Esta cuenca abarca una superficie areal aproximada de 14.574 km².

2.3.1.2. Geomorfología: La zona Sur de la cuenca del río Aro presenta un relieve poco accidentado, de montañas bajas con abundantes lagunas. Un poco más al Norte, en la parte media de la cuenca, la fisiografía corresponde a un macizo colinoso fuertemente ondulado a quebrado. En esta región, el río está caracterizado por la presencia de saltos, raudales y frecuentes divisiones de su curso, lo cual se puede interpretar como una evidencia de un tectonismo activo en la zona (Pasquali, 2003).

2.3.1.3. Hidrografía: El curso principal del río Aro posee una longitud total de 275 km. Los principales tributarios están representados por los ríos Arizo, Guaigua, Chorro Macho y Guasiparo, por la margen izquierda y los ríos Carapo, Caño Azul, Caño del Medio por la margen derecha. Particularmente, el drenaje de la subcuenca del río Carapo se encuentra estructuralmente dominado por una falla, lo que genera patrones dendríticos, paralelos y rectangulares (CVG-Técnica Minera C.A., 1998).

2.3.2. Geología regional

En la cuenca del río Aro afloran rocas pertenecientes a las provincias geológicas de Imataca y Pastora del Escudo de Guayana y la formación Mesa.

2.3.2.1. Provincia de Imataca: La provincia de Imataca incluye rocas metasedimentarias, charnokitas y granulitas, cuyas edades se encuentran entre 3500 y 3600 millones de años (m.a) que puede corresponder a la edad del protolito, o sea, a las rocas originales previas al metamorfismo; además incluye cuerpos intrusivos y gneises, cuyas edades están alrededor de 2.700 m.a (Léxico Estratigráfico, 2008).

El origen de las rocas que constituyen esta provincia ha sido motivo de controversia. Diversos autores postulan un origen sedimentario para la mayoría de las rocas que la forman; otros autores consideran gran parte de la secuencia como de origen ígneo (González de Juana, *et al.*, 1980).

Las rocas incluidas dentro de la Provincia de Imataca afloran en la parte Norte del Estado Bolívar, al Este del río Caura y paralelamente al río Orinoco hasta penetrar el estado Delta Amacuro. El área de afloramientos mencionados forma un cinturón en sentido E-O de unos 510 km de longitud y, hasta la fecha, no ha sido definida una localidad tipo propiamente dicha; sin embargo, se recomienda como localidad tipo, la expuesta en la carretera Puerto Ordaz - La Paragua. (Léxico Estratigráfico, 2008).

(Dougan 1977 en González de Juana, *et al.*, 1980), presenta diversas evidencias de que las litologías predominantes de Imataca, que incluyen las series granulíticas, gneises graníticos y anfibolitas, son metaígneas y que las composiciones mineralógicas de las granulitas en parte son reliquias de la mineralogía ígnea original. Debido a la incompleta re-equilibración metamórfica, tales rocas no deben ser utilizadas para inferir condiciones de metamorfismo. A diferencia de las granulitas, los gneises graníticos metaígneos parecen haber alcanzado el equilibrio durante el metamorfismo (González de Juana, *et al.*, 1980).

Sinonimia: Los términos caídos en desuso de esta unidad, son: Batolito de Imataca, Formación Imataca, Grupo Imataca, Serie Imataca (Léxico Estratigráfico, 2008).

2.3.2.2. Provincia de Pastora: (Menéndez, 1968, en González de Juana, *et al.*, 1980), definió esta provincia al Sur de la Provincia de Imataca.

Los investigadores del Escudo de Guayana recomiendan restringir el uso del término “Pastora” a la región de El Callao-Guasipati, donde fue definido originalmente, sin extender su empleo a otras regiones del escudo (González de Juana, *et al.*, 1980).

Menéndez (1968; 1972) en léxico estratigráfico indica que, al Norte del paralelo 6°, en la región de Guasipati, la Provincia de Pastora se caracteriza litológicamente por una unidad de rocas volcánicas máficas en su parte inferior y una unidad de rocas volcánicas félsicas y sedimentarias asociadas en su parte superior. La unidad máfica la identificó como Grupo Carichapo, constituida por las Formaciones El Callao y Cicapra y la félsica como Formación Yuruari. Elevó la unidad al rango de Supergrupo, excluyendo a la Formación Caballape, que señaló como separada del

mismo por una discordancia angular. Adicionalmente Menéndez (1994) en *Léxico Estratigráfico* diferenció en la base del Grupo Carichapo a la Formación Florinda.

En general, se considera que esta provincia está formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicada preferentemente en zonas sinclinoideas entre domos graníticos (González de Juana, *et al.*, 1980).

La Provincia de Pastora o Esequibo comprende rocas cuya edad se estima entre 1 o 2700 m.a. y 2000 m.a. Martín (1974), considera la parte inferior de esta provincia, en la región Caroní-Aro-Paragua, como perteneciente a su denominado Cinturón Anfibolítico, es decir, la sección correspondiente a Carichapo, Pastora y Botanamo (González de Juana, *et al.*, 1980).

2.3.2.3. Región Aro-Paragua (Granito Alcalino de La Paragua): con este nombre se conoce a una gran masa ubicada unos 4 km. al Noroeste del pueblo de La Paragua, que desarrolla una aureola de metamorfismo y xenolitos de cuarcita de dimensiones variables. El plutón es intrusivo en rocas riodacíticas del Grupo La Vergareña y presenta desarrollo de foliación en sus bordes, fenómeno que se acentúa hacia el Norte por su estrecha relación con un sistema de fallas presentes en la región del río Aro. El granito es gris rosáceo, moteado en azul verdoso, con textura porfídica de grano grueso, en una matriz cuarzosa cizallada. Los fenocristales de oligoclasa están parcialmente reemplazados por microclino y muchos exhiben texturas poikilíticas con un reborde de feldespato potásico (González de Juana, *et al.*, 1980).

2.3.3. Geología local

La parte Norte de la cuenca del río Aro (Figura 4) está enmarcada dentro de la Provincia Imataca, en donde predominan los gnéises graníticos, gnéises cuarzo-feldespáticos, con algunos miembros hornabléndicos o piroxénicos, con asociaciones de rocas volcánicas máficas, como en La Esperanza, Real Corona y El Torno. Las rocas más jóvenes las constituyen la cuarcita de Má pares y el metaconglomerado de Zárate, las cuales han sido poco estudiadas, además de los afloramientos de la Formación Mesa, cercanos al río Orinoco (Pasquali 2003 y Sifontes, 2003).

En la parte Este de la cuenca aflora el granito de La Paragua, el cual ha sido datado en 1300 Ma; mientras que una metalava dacítica muy semejante a las volcánicas de Cuchivero afloran en la parte Sureste de la cuenca (Sifontes, 2003).

Dentro de la cuenca está emplazado el mayor yacimiento de hierro de Venezuela, el del Cerro Bolívar, así como también el yacimiento vecino del Cerro San Isidro, Altamira, entre otros (Pasquali, 2003).

En el sector Norte y medio del río Aro la litología dominante consiste en gneises cuarzo-feldespáticos-biotíticos, en parte granatíferos, que muestran por lo general un excelente desarrollo de foliación y textura típicamente gnéisica con granulometría de media a fina. Localmente presentan intervalos de grano grueso; esto ha sido detectado al Sur del puente del río Aro. Asociado a los gneises son frecuentes los cuerpos granitoides de composición muy cercana a la del granito (Sifontes, 2003).

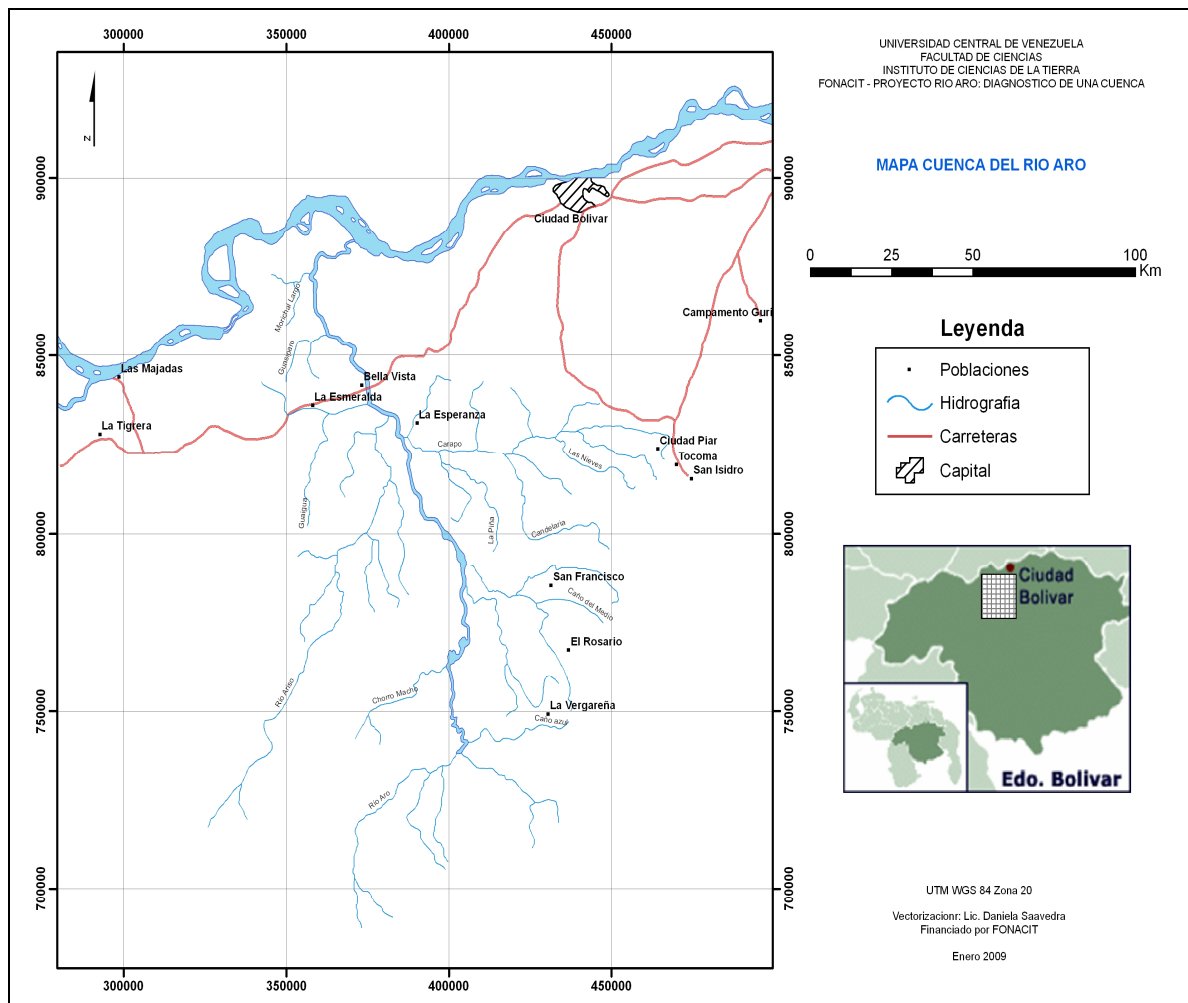


Fig 4. Cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela .

3. MARCO METODOLÓGICO

A continuación, se presenta la metodología que se siguió en este trabajo, la cual incluye las variables de estudio, población y muestra y el trabajo de laboratorio.

3.1. Variables de estudio

En función de cumplir con los objetivos planteados se analizaron las siguientes variables:

- Los minerales pesados de dos localidades de la cuenca del río Aro, una perteneciente al río Arizo y otra al río Aro.
- La concentración de U, Th, La y Ce en los minerales pesados.
- La distribución de U, Th, La y Ce en los granos de minerales pesados que los contienen.

3.2. Población y muestra

Se seleccionaron 2 muestras de preconcentrados de batea de minerales pesados, colectadas en los ríos Arizo y Aro, ambos pertenecientes a la cuenca del río Aro. El criterio tomado en cuenta para la selección de las muestras fue, que en ellas existe una alta concentración de los elementos U, Th, La y Ce (Pasquali, 2008, comunicación personal). Las dos muestras con las que se contó fueron la Aro P-104 tomada en una pequeña quebrada del río Arizo (365292 E, 785582 N) y la Aro 8-P tomada en el río Aro (375641 E, 840940 N), el cual es el río principal de la cuenca estudiada. Estas muestras ya habían sido tamizadas y separadas en minerales pesados y livianos con el uso del método hidrodinámico por otro investigador.

De cada muestra se escogió la fracción (177-250 μm), debido a que era la única fracción para la cual se tenían los datos de las concentraciones de U, Th, La y Ce, además, de que generalmente es la más utilizada en estudios de minerales pesados. Es importante mencionar que la muestra Aro 8-P había sido separada según su susceptibilidad magnética en dos fracciones: magnética (8-P Mag) y no magnética (8-P No Mag). Debido a esto y a que se tenían los datos de las concentraciones de U, Th, La y Ce para cada una, las muestras (8-P Mag) y (8-P No Mag) fueron tratadas por separado. Tanto la muestra Aro P-104 como Aro 8-P Mag y Aro 8-P No Mag (figura 5), fueron separadas en varias submuestras correspondientes a las distintas fracciones magnéticas.

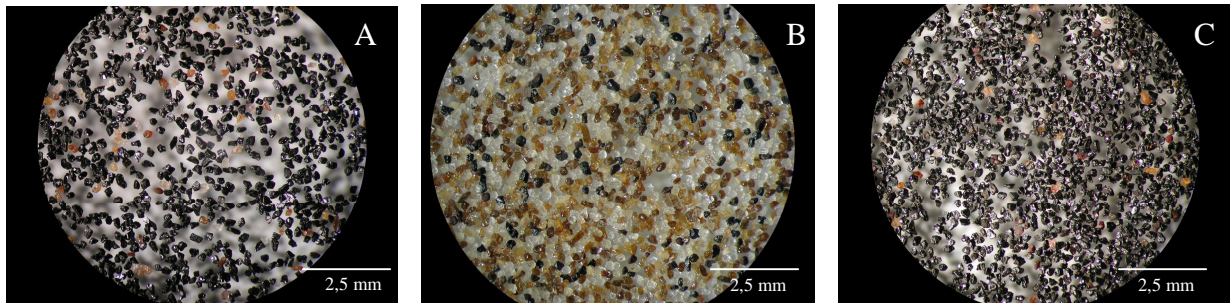


Fig 5. Concentrados de minerales pesados. A) Muestra Aro P-104 (177-250 μm); B) Aro 8-P No Mag (177-250 μm); C) Aro 8-P Mag (177-250 μm).

A continuación, se presentan los valores de U, Th, La y Ce presentes en las tres muestras estudiadas, obtenidos a través del análisis de activación de neutrones.

Tabla 4: Concentración de U, Th, La y Ce (ppm) en las muestras Aro P -104, Aro 8-P Mag y Aro 8-P No Mag.

Muestra	Th	U	Ce	La
Aro P-104	1430	55	3260	2610
Aro 8-P No Mag	>720	944	>10.000	>10.000
Aro 8-P Mag	>10.000	3480	>10.000	>10.000

3.3. Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio comprende las siguientes etapas:

3.3.1. Tratamiento físico: Las muestras de concentrados de minerales pesados fueron tamizadas con un tamiz vibratorio, luego cada fracción se cuarteó para homogeneizarla y garantizar la representatividad de la misma.

3.3.2. Separación de las fases

3.3.2.1. Separación por el método hidrodinámico: Las fracciones obtenidas anteriormente para cada una de las muestras, se llevaron a una columna de separación hidrodinámica (figura 6), donde se separaron los minerales pesados de los livianos. El separador hidrodinámico consiste de una columna de vidrio cuya longitud es aproximadamente de un metro, con dos orificios en la parte inferior, uno para la entrada del agua y otro para recolectar los minerales y dos en la parte superior, uno para introducir la muestra y otro para la salida del agua.

En el método hidrodinámico el medio de suspensión es el agua. El procedimiento consiste en conectar la entrada de agua al sistema y, una vez que el flujo sea constante y ascendente a través

de la columna, introducir la muestra por la abertura correspondiente y luego regular el flujo de agua, de manera que los minerales más densos desciendan lentamente y los minerales livianos permanezcan en la parte superior en reflujo. Los minerales pesados por ser más densos que los livianos son atraídos con mayor fuerza de gravedad, lo que les permite moverse en contra del flujo ascendente colocado.



Fig 6. Separador hidrodinámico.

3.3.2.2. Separación magnética: la separación magnética de los minerales pesados se realizó mediante el uso del separador Isodinámico de Frantz. Dicho separador está constituido por un canal vibratorio, por donde la muestra se desplaza por una pendiente que está centrada entre los polos de un electroimán. La inclinación del canal viene dada por la pendiente lateral y frontal del electroimán y la separación magnética es controlada por la corriente que se aplica al mismo y por la pendiente lateral del canal.

Los valores de intensidad de corriente, así como el ángulo lateral y frontal pueden establecerse de tal manera de obtener diferentes fracciones magnéticas. En la parte externa al canal vibratorio son obtenidos aquellos minerales de mayor susceptibilidad magnética y en la interna los de menor susceptibilidad.

El objetivo de esta separación en la presente investigación es obtener dos fracciones diferenciables a simple vista, una de minerales pesados oscuros y otra de minerales pesados claros. Para ello se tomó aproximadamente una octava parte de la muestra Aro P -104 (177-250 μm), se pesó y se separaron los minerales muy magnéticos con un imán de mano. Luego el resto de la muestra se llevó al separador magnético Frantz (figura 7), donde se obtuvieron las fracciones magnéticas a 0,1 ampere (M-0,1 Amp), magnética a 0,3 ampere (M-0,3 Amp) y no magnética a 0,3 ampere (NM-0,3 Amp), las dos primeras eran de color negro y la última de color claro (marrón claro con algunos granos de color negro). Una vez finalizada la separación se pesaron las fracciones obtenidas.

Para la muestra Aro 8-P se realizó el mismo procedimiento, obteniendo para la muestra Aro 8-P No Mag las fracciones (M-0,3 Amp y NM-0,3 Amp) y para la muestra Aro 8-P Mag las fracciones (M-imán; M-0,1 Amp; M-0,3 Amp; M-0,5 Amp y NM-0,5 Amp).



Fig 7. Separador Isodinámico de Frantz.

3.3.3. Análisis visual: El análisis visual se realizó con el uso de una lupa marca LEICA (figura 8). En este procedimiento se observaron las características físicas de los minerales pesados tales como: color, brillo, hábito, fractura, diafanidad, esfericidad y redondez. Luego para la identificación de los mismos se empleó un libro de reconocimiento de minerales (Pierre, 1978), donde se compararon los minerales de la muestra con los minerales de las fotos del libro. De esta manera, para algunos minerales, se obtuvieron 2 o 3 posibles nombres, mientras que otros minerales no pudieron ser reconocidos. Los minerales fueron agrupados según sus similitudes visuales principalmente hábito, color, brillo y fractura, de cada grupo se tomaron 10 granos para hacer un análisis químico cualitativo por Microscopía Electrónica de Barrido.

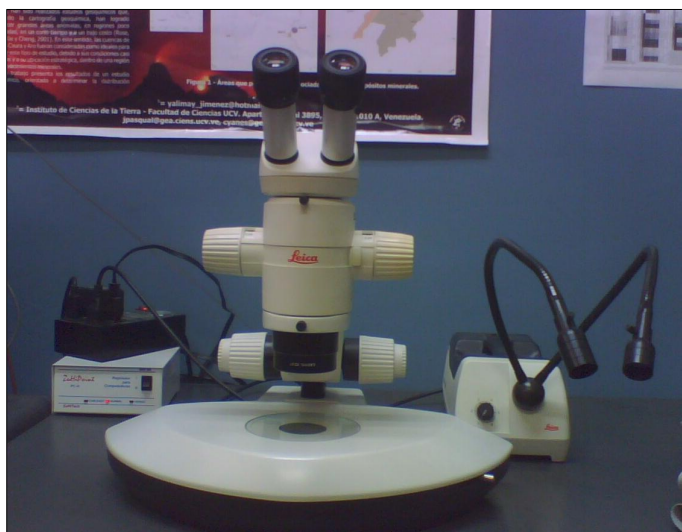


Fig 8. Lupa Modelo LEICA MZ12.

3.3.4. Análisis mineralógico: El estudio mineralógico de las muestras se realizó de dos maneras: a) identificación de los minerales presentes mediante el empleo de la lupa; b) análisis mineralógico mediante la técnica de DRX, empleando el método del polvo. Para los análisis por DRX las muestras se pulverizaron en un mortero ágata hasta obtener un tamaño de grano muy fino ($\sim <75 \mu\text{m}$) y homogéneo. Para que los numerosos pequeños cristales quedaran orientados en todas las direcciones posibles y por tanto, cuando el haz de rayos X incidiera sobre el material, un número significativo de partículas estarían orientadas de tal manera que cumplirían la condición de Bragg de la reflexión para todos los espaciados interplanares posibles (Skoog, 2001). Luego se colocó la muestra en suspensión agregando dos gotas de agua. Esta suspensión se trasvasó a un vidrio de reloj que se colocó en la campana hasta que el agua fuese evaporada y posteriormente se introdujo en el difractor para analizar la muestra. El equipo utilizado fue el difractor de polvo :2 marca Bruker (modelo D8 Advance) de anticátodo de Cu (figura 9).

Para la muestra Aro P-104 los minerales fueron analizados por separado mediante DRX, es decir, se recolectó cierta cantidad de granos de cada mineral con el uso de la lupa y se analizaron en el difractor de rayos X, de esta manera se obtuvo un difractograma por mineral. Esto se realizó para reconocer la mayor cantidad de minerales, ya que más del 90 % en peso de la muestra era ilmenita. Sin embargo, debido a que se necesitaban más de 600 granos para obtener un buen resultado, se hace muy laborioso realizar la DRX por mineral. Por tal motivo, para las muestras

Aro 8-P No Mag y Aro 8-P Mag, los minerales no se analizaron en el difractómetro por separado, sino por fracciones magnéticas.



Fig 9. Difractómetro de rayos X, :2 marca Bruker (modelo D8 Advance).

3.3.5. Análisis químico cualitativo: Una vez realizado el análisis visual de los minerales pesados se llevaron a Microscopía Electrónica de Barrido 10 granos de cada uno de los grupos separados por medio de la lupa.

3.3.5.1. Preparación de las muestras: se rotuló el nombre de la muestra por debajo del portamuestra con un lápiz de grafito, se colocó una cinta engomada de carbono de doble cara, encima de la cual, con la ayuda de una aguja se colocaron 10 granos del mismo mineral en forma ordenada (dos columnas de 5 granos cada una). Luego se colocaron dos gotas de pintura de plata de manera diagonal en las orillas del portamuestra, de tal forma que hiciera contacto con la superficie del portamuestra y la cinta engomada.

Para el análisis por MEB debido a que las muestras no eran conductoras, se realizó el recubrimiento de la superficie de las mismas con una película de carbono (grafito), en un evaporizador al vacío modelo (Jeol, Jee – 4x).

3.3.5.2. Análisis por microscopía electrónica de barrido (MEB): Las muestras se analizaron en un microscopio electrónico de barrido (Jeol JSM-5910 LV) equipado con un espectrómetro de rayos X (MEB-EDX, figura 10), del laboratorio de MEB del Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN). Las condiciones de operación del instrumento fueron: voltaje acelerador 20 KV, distancia de trabajo 10 mm, aumento 20.000 x y tiempo de conteo 100 segundos.

Mediante este método se realizó un análisis químico cualitativo puntual sobre cada grano, donde se determinó cuales eran los minerales que contenían altas concentraciones de los elementos Th, La y Ce. También permitió inferir la identidad de algunos minerales a través de la asociación de los elementos obtenidos en los espectros. Ya que la intensidad de los picos es proporcional a la concentración de los elementos dentro del mineral, se puede obtener una fórmula aproximada de los minerales; por ejemplo, el circón cuya fórmula es $Zr(SiO_4)$ se pudo identificar por la asociación de los picos del Zr, Si y O. Sin embargo, en algunos minerales no se logró obtener dicha identidad, ya que la técnica no diferencia entre polimorfos como en el caso de los aluminosilicatos encontrados.

3.3.6. Análisis químico semi-cuantitativo

3.3.6.1. Preparación de las muestras (baquelitas o probetas): Los minerales estudiados por esta técnica fueron: 3 monacitas visualmente diferentes de la muestra Aro P-104 y la monacita de la muestra Aro 8-P No Mag, los circones de ambas muestras, la torita de Aro 8-P No Mag y la rodolita de Aro 8-P Mag. Estos minerales fueron recolectados por separado con el uso de la lupa y fueron embutidos en una resina epóxica mediante el siguiente procedimiento: se añadieron 3 cucharadas (cucharilla pequeña) de resina transóptica dentro del molde y luego se agregaron los granos de manera centrada (el número de granos utilizados por muestra varió desde 25 hasta aproximadamente 100 granos). El molde con la resina y la muestra se colocó en la prensa, se aplicó una presión de 100 libras por pulgada cuadrada (psi) hasta alcanzar la temperatura de 150 C°, luego se apagó el calentador, se incrementó la presión a 2100 psi y se dejó enfriar hasta 70 C°. Es importante señalar que tanto en el proceso de calentamiento como en el de enfriamiento, se debe aplicar presión constantemente para mantenerla a los psi indicados ya que ésta tiende a disminuir.

Se pulieron las baquelitas con esmeril 400 y 1000 respectivamente. Este proceso se realizó encima de un vidrio, debido a que el disco de la máquina para pulir se encontraba desnivelado, además, como se trabajó con poca muestra, al pasar la baquelita por el disco se perdían muchos granos, mientras que con el vidrio se perdió un máximo de 10 granos. Las baquelitas se pulieron empleando pastas de diamante de (16, 6, 3, 1 y $\frac{1}{4}$) μm . Todo este proceso de pulido permitió rebajar los granos hasta aproximadamente la mitad de su tamaño original y obtener una superficie lisa. Finalmente las baquelitas pulidas se cubrieron con carbono en un evaporizador al vacío.

3.3.6.2. Análisis por microscopía electrónica de barrido: Las baquelitas de cada mineral fueron analizadas en el microscopio electrónico de barrido, a las mismas condiciones descritas en el análisis químico cualitativo. Se analizaron 5 granos de cada monacita, realizando 5 análisis puntuales por grano, para un total de 100 análisis puntuales, ya que se tenían cuatro monacitas. Las cinco zonas analizadas por grano fueron escogidas al azar, tomando las áreas con menos fracturas. De la torita sólo se analizó un grano, ya que fue el único que se encontró, mientras que para el circón y la rodolita se analizaron 5 granos por baquelita y 1 análisis puntual por grano.



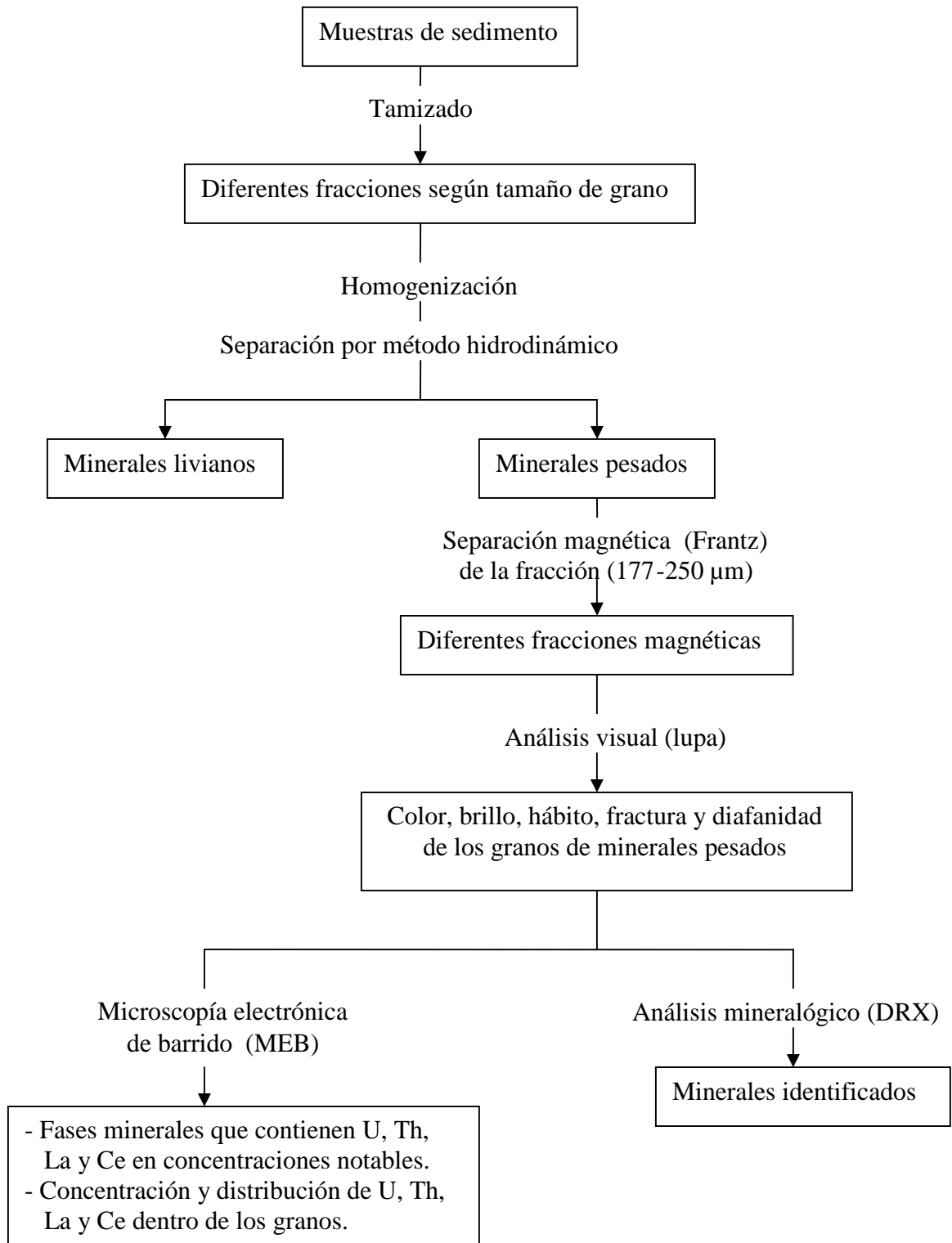
Fig 10. Microscopio electrónico de barrido (Jeol JSM-5910 LV), del laboratorio de Microscopía Electrónica, del Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEOMIN).

3.3.7. Cuantificación de los minerales Pesados

Debido a que no se trabajó con la muestra total de sedimentos, es decir, donde se encontraban los minerales livianos y pesados, sino que se tomó el concentrado de minerales pesados de la fracción (177-250 μm), no se pudo determinar el porcentaje de minerales pesados dentro de las muestras. Sólo se determinó la concentración relativa de los minerales pesados, en el concentrado de éstos. Para ello se pesó la muestra antes de ser separada en el isodinámico y cada fracción magnética obtenida en la separación, para finalmente calcular el porcentaje en peso de cada fracción. También, con el uso de la lupa a un aumento de 4,0 x en cada una de las muestras se tomaron al azar 5 zonas, donde habían más de 100 granos por zona, en las cuales se contaron el número de granos de cada mineral. Es importante recalcar que hay minerales que no pudieron ser diferenciados en la lupa, como por ejemplo, uno de los circones con la monacita, por lo que algunos minerales se contaron agrupados (Ejemplo, monacita + circón), para poder realizar una cuantificación más exacta es necesario contar un mínimo de 100 granos tomando cinco zonas al azar en el microscopio electrónico de barrido, para lo cual se debe embutir cada muestra en una resina epóxica, este procedimiento no pudo ser realizado en esta investigación. Otra manera de realizarlo, es montar varios cientos de granos en un vidrio liso y contar los minerales en un microscopio polarizador (Chandrajith *et al*, 2000). Sin embargo, por cualquiera de las dos técnicas es posible que no todos los minerales sean identificados, a menos que en el estudio por MEB para los minerales que no puedan ser identificados con certeza, se realice un análisis químico cuantitativo y se determine su fórmula cristaloquímica. Otra posibilidad es realizar un análisis cuantitativo por DRX.

Por otra parte las muestras Aro 8-P No Mag (177-250 μm) y Aro 8-P Mag (177-250 μm) son submuestras de la muestra Aro 8-P (177-250 μm), en la primera como ya se dijo se han concentrado los minerales no magnéticos y en la segunda los magnéticos, por lo tanto es importante señalar que los porcentajes de estas dos muestras no son los porcentajes de la muestra total sino de sus fracciones magnéticas.

3.3.8. Esquema metodológico experimental



4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos y las interpretaciones de los mismos. Se muestran las fases de minerales pesados presentes en los sedimentos estudiados, los minerales pesados que contienen concentraciones altas de Th, La y Ce y la concentración y distribución de estos elementos dentro de los granos. Aunque el U no se detectó en ninguna fase mineral principal, se discute la posibilidad de que pueda estar presente en la monacita.

4.1. Análisis mineralógico de los minerales pesados

4.1.1. Minerales presentes y sus características físicas (Aro P-104, 177-250 μm): La caracterización física de los minerales pesados se realizó a través del análisis visual con el uso de la lupa y el análisis por DRX. En esta muestra se identificaron los siguientes minerales: magnetita, ilmenita, circón, monacita, rodolita y cuarzo, cuyas características físicas pueden ser observadas en la tabla 16. En las tablas 19 y 20 se puede ver que esta muestra tiene una predominancia de ilmenita, seguida de monacita + circón y cuarzo + circón.

4.1.1.1. Magnetita: este mineral no fue fácil de identificar en la muestra total, sin embargo, como es el único mineral que se puede separar con el uso de un imán de mano (Carver, 1971), al separarlo de la muestra total, se logró determinar su identidad y características físicas.

4.1.1.2. Ilmenita: Se evidenció la presencia de dos tipos de ilmenita, il-fi-104 y il-fc-104, que se diferencian porque il-fi-104 tiene fractura irregular y il-fc-104 fractura concoidea y color negro más intenso. La ilmenita presenta un rango de susceptibilidad magnética bastante amplio, desde 0,1 Amp, hasta 0,6 Amp, concentrándose principalmente en la fracción 0,3 Amp seguido de la fracción 0,1 Amp.

4.1.1.3. Circón: el circón se pudo separar en base a sus características visuales de minerales como ilmenita, magnetita y rodolita, pero los circones coloreados y de hábito macizo no se lograron separar de la monacita, de igual forma que los circones incoloros y de hábito macizo no se lograron separar del cuarzo. Para tratar de resolver este problema se recurrió a la técnica de separación magnética, recordando que los minerales pesados claros de la muestra Aro P-104 se habían concentrado en la fracción NM-0,3 Amp, se tomó esta fracción y se separó a (0,6; 0,9; 1,2; 1,5; 1,8) Amp, dando como resultado que el circón se concentró en la fracción NM-1,8 Amp, mientras que la monacita se concentró en la fracción M-0,9 Amp. De esta manera, se

separaron los circones de las monacitas. En los espectros de DRX (apéndice D) se encuentran juntos el circón y la monacita ya que en el momento de realizar dichos análisis aún no se había practicado la separación de monacita y circón por el Frant z. El circón y el cuarzo no se lograron separar porque ambos se concentraron en la misma fracción magnética.

En esta muestra se encontraron 4 tipos de circones diferenciables a simple vista los cuales se clasificaron como: Zr-TA-104; Zr-Ti-104; Zr-AA-104; Zr-Ai-104.

El Zr-TA-104 y Zr-Ti-104 presentan hábito prismático, forma euhedral-subhedral, los cristales son alargados con doble terminación, se diferencian entre si porque el primero es coloreado (anaranjado, amarillento, marrón) mientras que el segundo es incoloro. En general presentan fracturas, incluso granos partidos por la mitad, redondez subangular a subredondeado y baja esfericidad.

Los circones Zr-AA-104 y Zr-Ai-104 a diferencia de los anteriores presentan hábito macizo, forma anhedral, Zr-AA-104 son granos coloreados (anaranjado, amarillento, marrón) y Zr-Ai-104 son granos incoloros, ambos son subredondeados y con esfericidad media.

Una observación muy importante en los cuatro tipos de circones, es que muchos granos presentan inclusiones, la mayoría de las cuales son partículas sólidas, mientras que otras pueden ser de gases o líquidos. La identidad de las inclusiones sólidas se muestra en el análisis químico semi-cuantitativo.

4.1.1.4. Monacita: este mineral se presenta de tres maneras distintas en esta muestra, de las cuales sólo una de ellas se diferencia fácilmente del circón por ser de color rojo y opaco. Las tres monacitas son las siguientes: Mz-AAi-104; Mz-MA-104 y Mz-R-104, las dos primeras presentan similitudes en sus características físicas (tabla 16), se diferencian porque Mz-MA-104 está recubierta con una pátina de color blanco, que no se observa en Mz-AAi-104. La monacita Mz-R-104 se diferencia de las otras dos monacitas por ser de color rojo y opaco.

4.1.1.5. Rodolita: este es un granate rosado transparente que no se logró identificar bajo la lupa y por MEB sólo se obtuvo el conocimiento que se trataba de un aluminosilicato de Fe, Mg (con Ca y Mn). En los análisis de DRX el difractograma obtenido coincidió con los difractogramas de almandino $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ y piropo $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$. El almandino es un granate de Fe y Al, donde el hierro férrico puede reemplazar al aluminio y el magnesio al hierro ferroso, es transparente de color rojo oscuro o castaño translucido; el piropo es un granate de Mg y Al, donde

usualmente está presente algo de Ca y Fe^{2+} , su color es rojo intenso a casi negro. A pesar de que los difractogramas de estos minerales concuerdan con el difractograma obtenido, todos son descartados en base a su composición y color. El nombre que se le asigna a este mineral es rodolita, el cual es un granate púrpura o rosa rojo pálido, correspondiendo químicamente a dos partes de piropero y una de almandino. Es importante señalar que su identificación por medio de DRX no fue posible, ya que no se encontraba en la base de datos del difractor utilizado.

4.1.1.6. Cuarzo: el cuarzo por no ser un mineral pesado, no es objeto de estudio de este trabajo, sin embargo, se analizó ya que está presente en las muestras estudiadas, su presencia y alto porcentaje de abundancia indican que la separación de las muestras por el método del hidrodinámico no fue del todo eficiente, esto se puede deber, a que los granos de minerales pesados rodean a los de cuarzo y por gravedad bajan juntos en la columna del hidrodinámico y a inclusiones de minerales pesados en el centro de los granos de cuarzo, por lo que se recomienda que para estudios posteriores de minerales pesados en estas muestras, se realice una separación por el método de líquidos pesados a fin de tener un concentrado de minerales pesados libre de minerales livianos.

4.1.2. Minerales presentes y sus características físicas (Aro 8-P No Mag, 177-250 μm): Los minerales presentes en esta muestra son los siguientes: ilmenita, hematita, casiterita, rutilo, espinela, gahnita, torita, cuarzo, circón, monacita, aluminosilicato de Fe, Ca, Mg, color verde (posible piroxeno), aluminosilicato de Ca, Mg y Fe color negro. Las características físicas de la casiterita y la torita no pudieron ser descritas, ya que estos minerales no se lograron identificar bajo la lupa. Las propiedades físicas de la mayoría de estos minerales se muestran en la tabla 17 y sus imágenes en la figura 18. La muestra Aro 8-P No Mag como su nombre lo indica, tiene una predominancia de minerales no magnéticos como son cuarzo, monacita + circón y en menor proporción ilmenita + hematita, los porcentajes de estos minerales se muestran en las tablas 21 y 22.

4.1.2.1. Ilmenita: presenta propiedades similares a la ilmenita de la muestra Aro P-104. En esta muestra la ilmenita se confundía con la hematita de color negro, por presentar propiedades físicas similares, se diferenciaban ligeramente porque la hematita es un poco grisacea, sin embargo, era muy difícil distinguirlas. Al realizar la separación magnética en el Frantz, la ilmenita se concentró en la fracción NM-0,3 Amp y la hematita en la M-0,3 Amp. Esta

hematita probablemente tiene inclusiones de magnetita u otro mineral magnético, ya que generalmente la hematita se concentra entre 0,6 y 0,7 Amp (McAndrew, 1957). De nuevo se puede observar que la separación magnética permite separar minerales que visualmente son muy similares.

4.1.2.2. Circón: en esta muestra se identificaron los mismos tipos de circones de la muestra Aro-P-104 con excepción del circón incoloro de hábito macizo que no se halló presente. Al igual que en la muestra Aro P-104, muchos de los granos de circón presentan inclusiones.

4.1.2.3. Monacita: en esta muestra sólo se encontró un tipo de monacita, sus características físicas se muestran en la tabla 17. De manera análoga a la monacita de la muestra Aro P-104, esta monacita también tiene muchos granos con inclusiones. En esta muestra no se encontró la monacita roja, ni la recubierta con la pátina de color blanco, que estaban presentes en la muestra Aro P-104.

4.1.3. *Minerales presentes y sus características físicas (Aro 8-P Mag, 177-250 μm):* Al separar esta muestra en el Frantz se obtuvieron las siguientes fracciones: M-imán; M-0,1 Amp; M-0,3 Amp; M-0,5 Amp y NM-0,5 Amp. La fracción NM-0,5 Amp era visualmente similar a la muestra Aro 8-P No Mag y no fue estudiada, ya que los resultados serían los mismos. Las demás fracciones sí fueron estudiadas y los minerales encontrados fueron los siguientes: magnetita, ilmenita, hematita y rodolita, cuyas características físicas se muestran en la tabla 18 y sus imágenes en la figura 17. Los minerales predominantes en la muestra Aro 8-P Mag son ilmenita y hematita (tablas 12 y 13). Además de la rodolita, se identificaron otros granates, uno de color gris (Mn, Ca, Fe y Mg) posiblemente espersantina que es un granate de Mn y Al en donde el hierro ferroso generalmente sustituye parte del manganeso y el hierro férrico al aluminio y un granate amarillo (Ca y Fe), posiblemente grosularia o andradita. Debido a la poca abundancia de estos granates, no pudieron ser identificados por DRX. Algunas rodolitas de esta muestra, presentan poros dentro de los cuales se encuentran incluidos minerales como circón, ilmenita y monacita. En la figura 11 se observa un grano de monacita incluido dentro de un poro en un cristal de rodolita, esto puede deberse a: 1) que el grano de monacita estaba incluido dentro de la rodolita y posteriormente ambos minerales experimentaron procesos de meteorización, 2) que el grano de rodolita se formó y posteriormente entró en contacto con un fluido de una composición ligeramente distinta, que originó el poro de disolución en el cual por nucleación se formó el grano

de monacita. Para poder determinar con exactitud cual de los dos procesos ocurrió, se sugiere estudiar con mayor detalle esta evidencia, ya que puede estar revelando procesos importantes ocurridos en el área de estudio.

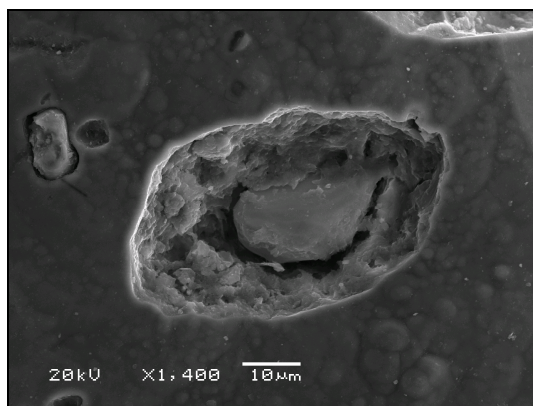


Fig 11. Inclusión de un grano de monacita dentro de un poro en un cristal de rodolita.

4.2. Análisis químico de los minerales pesados

A través de la técnica de MEB-EDX se realizó el análisis químico cualitativo y semicuantitativo de los minerales pesados, el cual permitió identificar la fase mineral que aporta las concentraciones altas de Th, La y Ce en las muestras y determinar la concentración y distribución de estos elementos dentro de los granos que los contienen.

4.2.1. Análisis químico cualitativo: Por medio de esta técnica se analizó la composición elemental de los minerales y se determinó que la monacita es el mineral que contiene Th, La y Ce en concentraciones notables. Aparte de un grano de torita (con altas concentraciones de Th) encontrado en la muestra Aro 8-P No Mag, no se halló ningún otro mineral con altas concentraciones de los elementos mencionados para ninguna de las muestras.

4.2.2. Análisis químico semi-cuantitativo: La monacita, como se mencionó anteriormente, es el mineral que aporta las concentraciones elevadas de Th, La y Ce en las muestras analizadas, mientras que el U únicamente se detectó de manera directa en inclusiones de uraninita dentro de granos de circón. Los resultados obtenidos (tablas desde la 5 hasta la 12) indican que éstas monacitas son de Ce, cuya fórmula general se puede expresar como: $(\text{Ce, La, Th, Nd, Pb, Ca})(\text{Si, P})\text{O}_4$ con concentraciones aproximadas de 30 % Ce_2O_3 , 13 % La_2O_3 , 12 % ThO_2 y 8 % Nd_2O_3 .

Tabla 5: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-AAi-104 (% en peso).

Elementos	1_1	1_3	1_4	1_5	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	3_1	3_2	3_3	3_4	3_5	4_1	4_2	4_3	4_4	4_5	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5
P ₂ O ₅	32	33	33	32	34	35	34	34	34	34	34	35	34	35	34	34	35	35	33	33	33	33	32	32
SiO ₂	3	2	3	3	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3
PbO	1,2	0,9	1,0	1,1	0,3	0,7	0,6	0,8	1,0	0,9	1,0	0,6	0,9	0,8	0,8	0,7	1,0	0,6	1,0	0,9	1,0	1,2	1,0	1,2
CaO	0,8	1,1	1,1	0,8	0,3	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,5	0,8	0,5	0,5	0,7	0,7	0,9	0,8	0,9
Ce ₂ O ₃	28	30	29	29	32	32	33	32	32	32	32	32	31	32	31	32	31	32	32	30	30	30	30	30
La ₂ O ₃	12	13	13	13	15	14	15	14	14	13	14	13	14	13	13	14	13	14	13	11	12	12	13	12
ThO ₂	16	13	14	15	9	9	8	9	9	10	9	9	10	9	10	9	9	7	11	14	13	13	12	14
Nd ₂ O ₃	8	7	7	7	7	8	7	8	8	8	7	8	8	8	8	7	8	8	8	8	8	8	8	7
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 6: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-MA-104 (% en peso).

Elementos	1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	3_1	3_2	3_3	3_4	3_5	4_1	4_2	4_3	4_4	4_5	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5
P ₂ O ₅	35	35	34	36	35	34	35	34	34	34	33	32	33	32	32	34	35	35	34	34	36	35	35	35	35
SiO ₂	2	2	2	2	2	3	3	3	3	2	4	3	4	4	4	2	2	2	2	2	3	3	3	3	2
PbO	0,6	0,9	0,8	0,7	0,7	1,0	1,0	1,2	1,2	1,0	1,2	1,4	1,2	1,4	1,2	0,9	0,5	0,8	0,7	0,8	0,9	1,0	0,7	0,6	0,7
CaO	0,8	1,0	0,8	0,9	0,6	1,1	1,2	1,3	1,2	1,1	0,8	0,6	0,7	0,9	0,9	0,8	0,4	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3
Ce ₂ O ₃	30	30	31	30	32	30	29	28	29	29	27	28	28	29	28	31	31	31	31	31	31	30	31	31	31
La ₂ O ₃	12	13	13	13	14	9	10	10	10	10	10	10	10	9	10	14	14	14	15	15	13	12	12	13	13
ThO ₂	12	11	11	11	9	13	13	14	14	14	16	17	16	16	16	10	9	9	9	9	8	10	10	9	9
Nd ₂ O ₃	8	8	7	7	7	9	8	8	9	9	7	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	9	8	8	8
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 7: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-R-104 (% en peso).

Elementos	1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	3_1	3_2	3_3	3_4	3_5	4_1	4_2	4_3	4_4	4_5	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5
P ₂ O ₅	35	33	34	35	36	33	34	35	36	35	31	31	32	31	31	31	31	32	31	31	34	35	34	34	35
SiO ₂	2	3	2	2	2	3	3	2	2	2	4	4	3	3	3	4	3	3	4	4	2	2	2	2	2
PbO	0,8	1,6	1,2	0,8	1,2	1,1	1,3	0,4	0,6	0,6	1,3	0,7	1,1	0,9	1,1	1,2	1,7	1,3	1,5	1,2	0,0	0,3	0,5	0,5	0,2
CaO	0,9	1,1	1,2	0,8	0,9	0,5	0,7	0,4	1,0	0,6	1,0	0,9	0,6	0,8	0,6	1,0	0,8	0,7	0,9	0,7	0,7	0,6	1,0	0,4	0,5
Ce ₂ O ₃	29	27	27	29	28	29	29	31	30	31	28	29	28	30	29	28	29	29	27	28	32	31	32	33	33
La ₂ O ₃	12	10	10	12	11	12	11	12	11	12	13	13	12	14	13	10	11	11	11	11	13	13	13	12	14
ThO ₂	13	16	16	13	13	13	13	9	10	9	16	16	15	15	15	17	17	16	18	16	10	10	10	9	9
Nd ₂ O ₃	8	8	9	9	9	9	9	10	9	9	6	6	7	7	7	8	7	8	7	8	8	8	8	9	8
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 8: Concentraciones en los 5 granos de la monacita Mz-N3-8 (% en peso).

Elementos	1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	3_1	3_2	3_3	3_4	3_5	4_1	4_2	4_3	4_4	4_5	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5
P ₂ O ₅	34	34	35	35	34	33	33	35	33	35	33	33	32	32	31	35	35	37	34	34	28	28	29	29	30
SiO ₂	3	2	2	2	3	2	2	2	2	2	3	3	3	2	3	2	2	1	2	2	5	5	4	4	4
PbO	0,8	1,0	0,6	0,6	0,5	0,8	1,1	0,8	0,6	0,9	1,0	0,8	0,8	0,8	1,2	1,7	1,4	1,7	1,5	1,3	2,4	2,2	1,7	2,1	2,0
CaO	0,2	0,6	0,6	0,8	0,3	0,4	0,6	0,8	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	1,8	1,4	2,4	2,0	1,4	1,1	0,8	0,8	0,7	0,8
Ce ₂ O ₃	30	30	31	31	31	32	31	30	32	32	30	31	31	33	31	26	29	27	27	29	25	24	27	26	27
La ₂ O ₃	11	12	12	11	12	12	13	12	12	12	15	15	16	16	16	12	12	12	13	13	12	12	13	13	13
ThO ₂	12	11	9	9	10	10	10	11	10	9	11	11	12	10	12	15	13	13	13	12	21	21	18	18	17
Nd ₂ O ₃	9	10	10	10	10	10	9	9	9	9	6	7	6	6	5	7	7	7	7	7	6	6	6	7	6
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 9: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz -AAi-104.

Elementos	Grano 1	Grano 2	Grano 3	Grano 4	Grano 5	Promedio
P ₂ O ₅	32 ± 0,7	34 ± 0,3	34 ± 0,5	34 ± 0,8	33 ± 0,5	34 ± 2
SiO ₂	3 ± 0,4	2 ± 0,2	2 ± 0,1	2 ± 0,3	3 ± 0,1	2 ± 0,7
PbO	1,0 ± 0,1	0,7 ± 0,2	0,9 ± 0,2	0,8 ± 0,2	1,0 ± 0,1	0,9 ± 0,4
CaO	1,0 ± 0,2	0,4 ± 0,1	0,6 ± 0,1	0,7 ± 0,2	0,8 ± 0,1	0,7 ± 0,4
Ce ₂ O ₃	29 ± 0,7	32 ± 0,4	32 ± 0,3	32 ± 0,7	30 ± 0,2	31 ± 3
La ₂ O ₃	13 ± 0,5	14 ± 0,3	13 ± 0,4	14 ± 0,6	12 ± 0,5	13 ± 2
ThO ₂	15 ± 1,1	9 ± 0,4	9 ± 0,5	9 ± 1,3	13 ± 0,7	11 ± 6
Nd ₂ O ₃	7 ± 0,3	8 ± 0,1	8 ± 0,2	8 ± 0,3	8 ± 0,4	8 ± 0,7

Tabla 10: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz -MA-104.

Elementos	Grano 1	Grano 2	Grano 3	Grano 4	Grano 5	Promedio
P ₂ O ₅	35 ± 0,6	34 ± 0,4	33 ± 0,5	34 ± 0,3	35 ± 0,5	34 ± 2
SiO ₂	2 ± 0,3	3 ± 0,1	4 ± 0,2	2 ± 0,1	3 ± 0,2	3 ± 1
PbO	0,7 ± 0,1	1,1 ± 0,1	1,3 ± 0,1	0,7 ± 0,1	0,8 ± 0,2	0,9 ± 0,6
CaO	0,8 ± 0,1	1,2 ± 0,1	0,8 ± 0,1	0,5 ± 0,2	0,3 ± 0,0	0,7 ± 0,7
Ce ₂ O ₃	31 ± 0,9	29 ± 0,5	28 ± 0,5	31 ± 0,2	31 ± 0,5	30 ± 3
La ₂ O ₃	13 ± 0,6	10 ± 0,4	10 ± 0,4	15 ± 0,5	13 ± 0,5	12 ± 4
ThO ₂	11 ± 0,9	14 ± 0,5	16 ± 0,2	9 ± 0,2	9 ± 0,7	12 ± 7
Nd ₂ O ₃	7 ± 0,3	9 ± 0,5	8 ± 0,3	8 ± 0,2	8 ± 0,4	8 ± 1

Tabla 11: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz -R-104.

Elementos	Grano 1	Grano 2	Grano 3	Grano 4	Grano 5	Promedio
P ₂ O ₅	34 ± 1,0	35 ± 1,4	31 ± 0,5	31 ± 0,3	34 ± 0,3	33 ± 4
SiO ₂	2 ± 0,4	2 ± 0,6	3 ± 0,3	3 ± 0,1	2 ± 0,3	3 ± 1,5
PbO	1,1 ± 0,4	0,8 ± 0,4	1,0 ± 0,2	1,4 ± 0,2	0,3 ± 0,2	0,9 ± 0,9
CaO	1,0 ± 0,2	0,6 ± 0,2	0,8 ± 0,2	0,8 ± 0,1	0,6 ± 0,2	0,8 ± 0,3
Ce ₂ O ₃	28 ± 1,1	30 ± 1,1	29 ± 0,6	28 ± 0,6	32 ± 0,7	29 ± 4
La ₂ O ₃	11 ± 0,7	12 ± 0,4	13 ± 0,5	11 ± 0,5	13 ± 0,6	12 ± 2
ThO ₂	14 ± 1,6	11 ± 1,9	15 ± 0,9	17 ± 0,9	9 ± 0,5	13 ± 7
Nd ₂ O ₃	9 ± 0,2	9 ± 0,4	7 ± 0,7	8 ± 0,5	8 ± 0,3	8 ± 2

Tabla 12: Concentraciones promedio en los granos de la monacita Mz -N3-8.

Elementos	Grano 1	Grano 2	Grano 3	Grano 4	Grano 5	Promedio
P ₂ O ₅	34 ± 0,6	34 ± 1,0	32 ± 0,6	35 ± 0,9	29 ± 0,9	33 ± 5
SiO ₂	2 ± 0,5	2 ± 0,3	3 ± 0,2	2 ± 0,4	5 ± 0,5	3 ± 2
PbO	0,7 ± 0,2	0,8 ± 0,2	0,9 ± 0,2	1,5 ± 0,2	2,1 ± 0,3	1,2 ± 1
CaO	0,5 ± 0,2	0,5 ± 0,2	0,5 ± 0,0	1,8 ± 0,4	0,8 ± 0,2	0,8 ± 1
Ce ₂ O ₃	31 ± 0,5	32 ± 0,8	31 ± 1,1	28 ± 1,4	26 ± 1,1	29 ± 6
La ₂ O ₃	12 ± 0,3	12 ± 0,3	16 ± 0,2	13 ± 0,6	13 ± 0,5	13 ± 3
ThO ₂	10 ± 0,9	10 ± 0,5	11 ± 1,0	13 ± 0,9	19 ± 1,7	13 ± 9
Nd ₂ O ₃	10 ± 0,5	9 ± 0,4	6 ± 0,4	7 ± 0,1	6 ± 0,3	8 ± 4

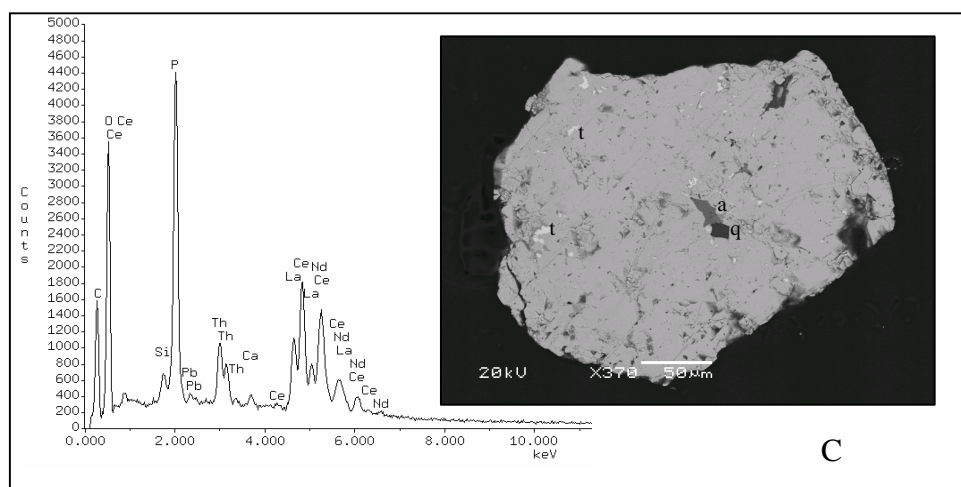
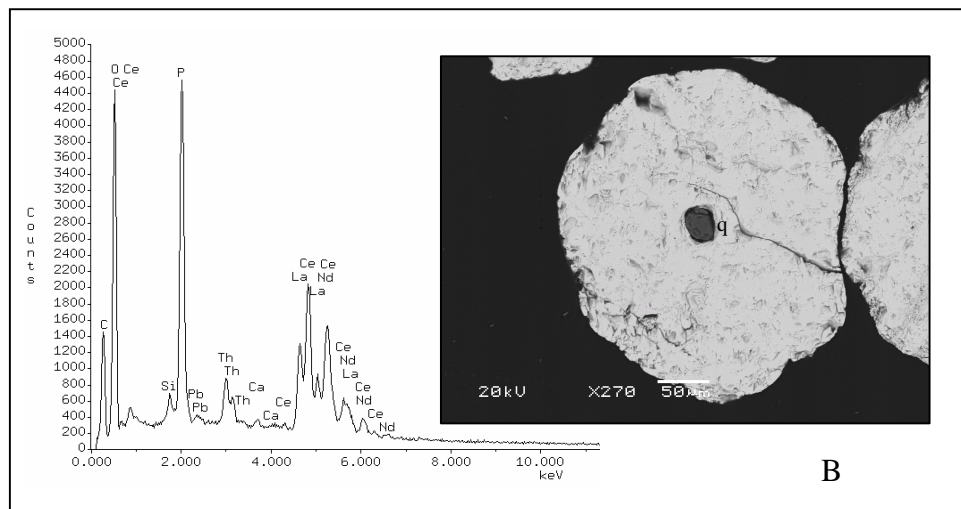
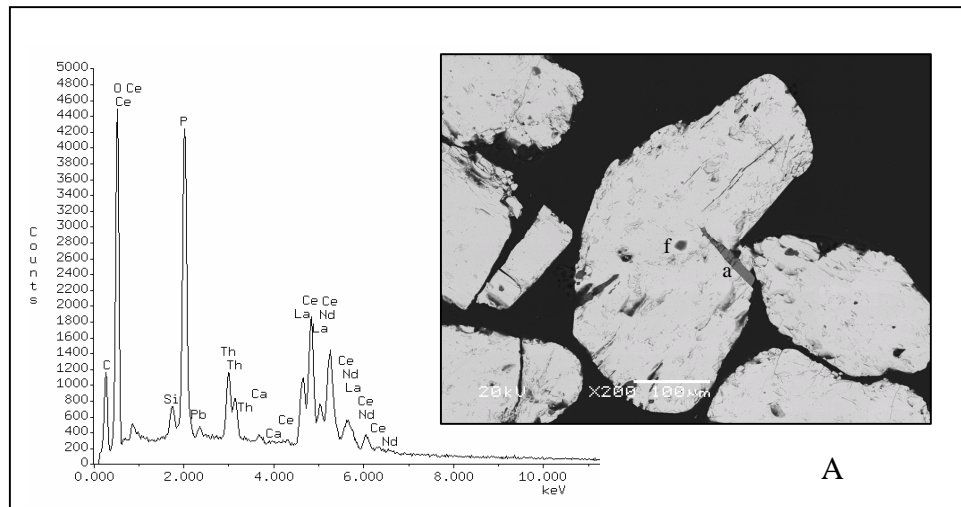


Fig 12. Espectros e imágenes por electrones retrodispersados de las monacitas de la muestra Aro P-104. **A)** Mz-AAi-104, 5_1, con inclusiones de f) feldspato, a) aluminosilicato de hierro, **B)** Mz-MA-104, 1_5, con inclusión de q) cuarzo, **C)** Mz-R-104, 1_1, con inclusiones de t) torita, q) cuarzo y a) aluminosilicato de hierro.

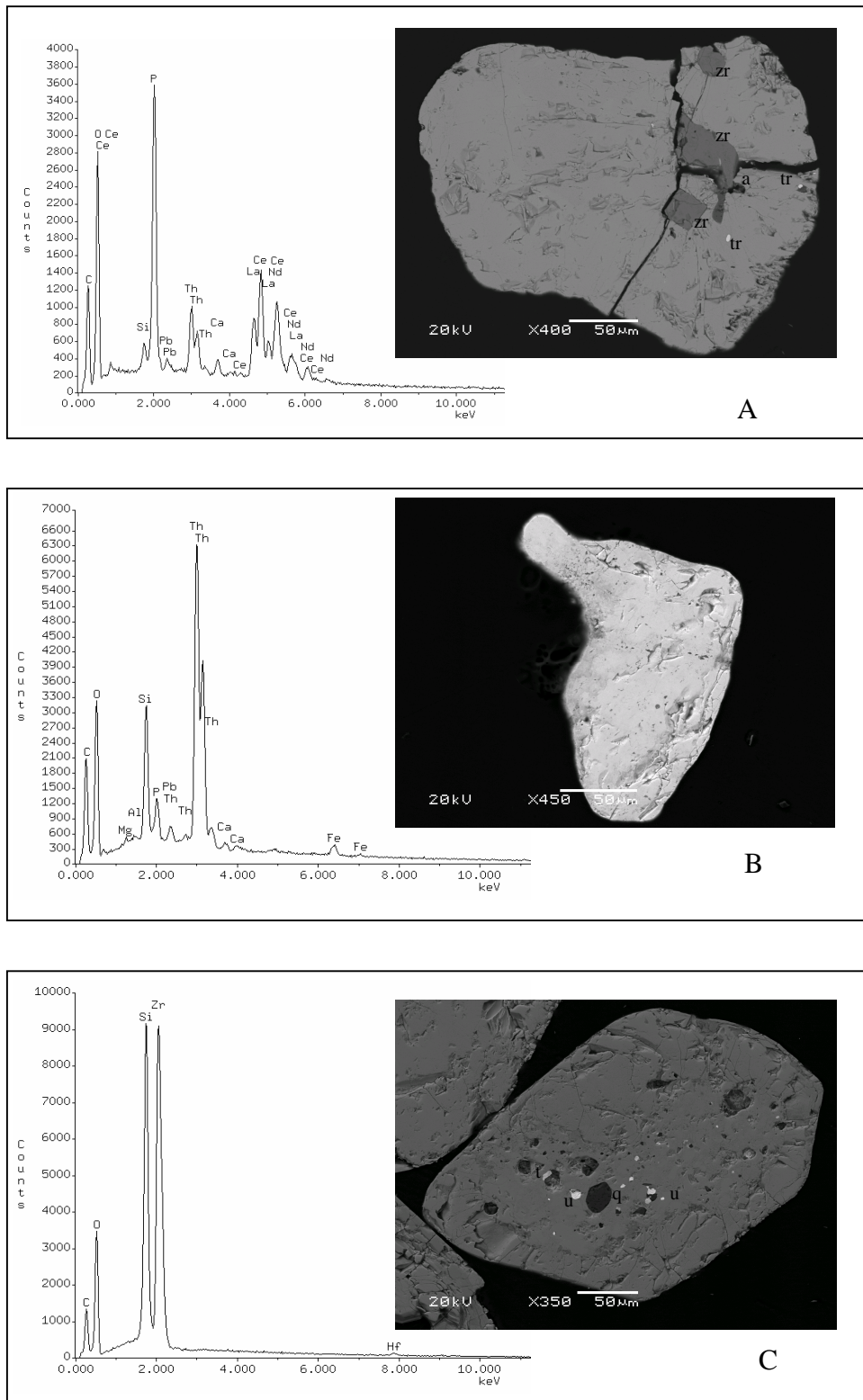
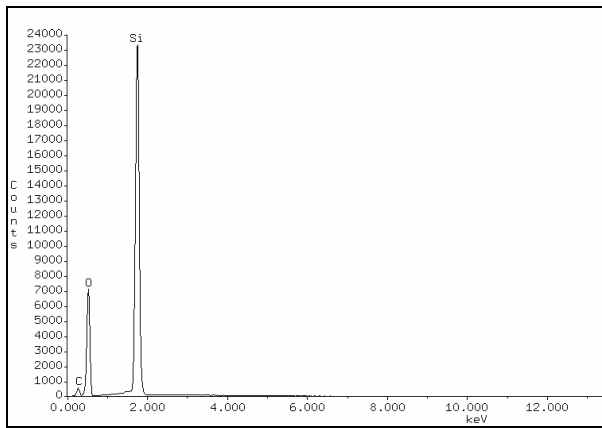
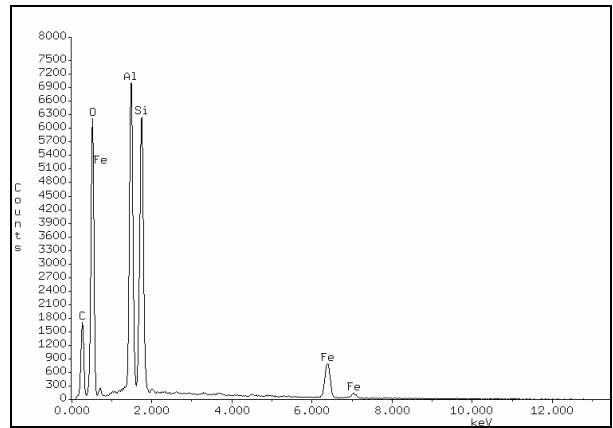


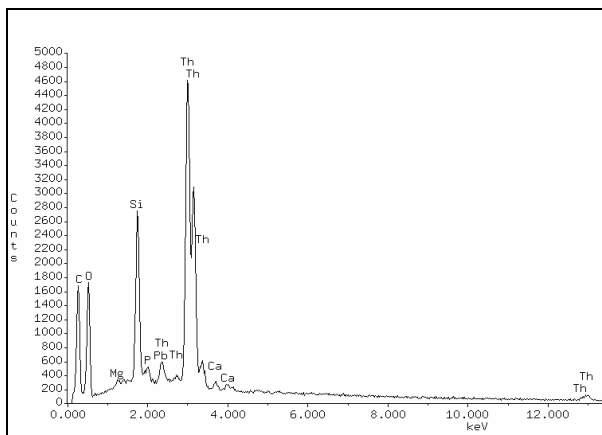
Fig 13. Espectros e imágenes por electrones retrodispersados de monacita, torita y circón de la muestra Aro 8-P No Mag. **A)** Mz-N3-8, 4_1, con inclusiones de tr) torianita, zr) circón, a) aluminosilicato de hierro, **B)** Torita, **C)** Circón, con inclusiones de t) torita, u) uraninita y q) cuarzo.



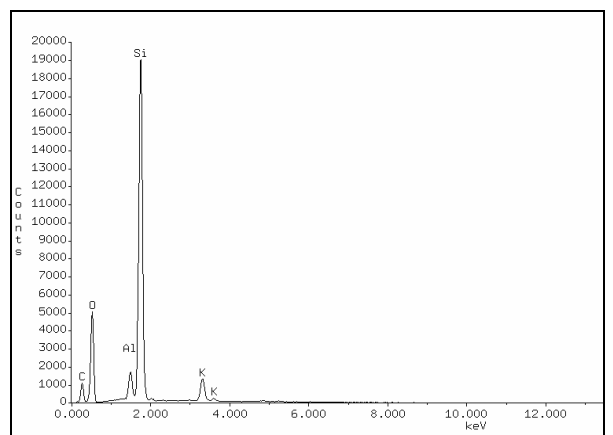
Inclusión de cuarzo en Mz-AAi-104_3



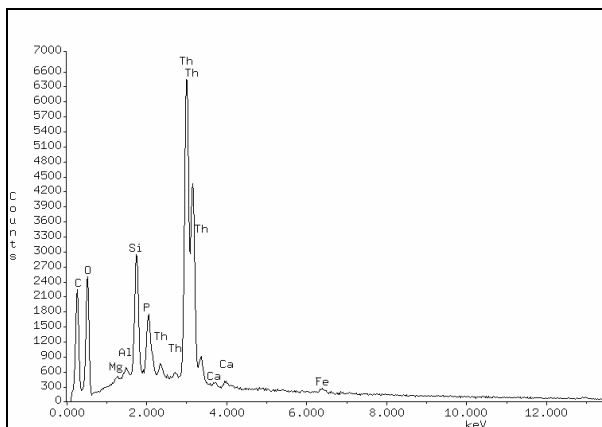
Inclusión de aluminosilicato de Fe en Mz-AAi-104_5



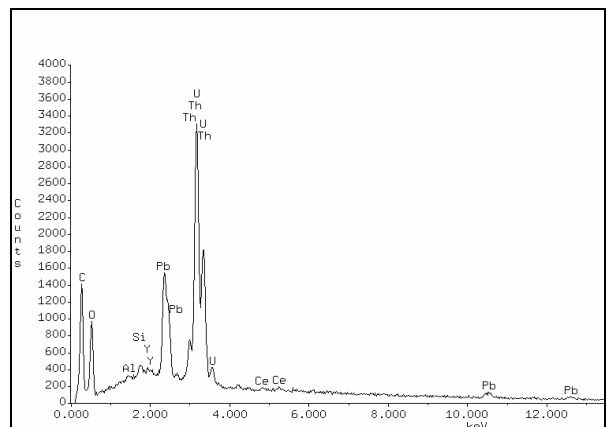
Inclusión de torita en Mz-R-104_1



Inclusión de aluminosilicato de K en Mz-R-104_2



Inclusión de torita en circón de la muestra Aro 8-P No Ma



Inclusión de uraninita en circón de la muestra Aro 8-P No Mag

Fig 14. Espectros de inclusiones dentro de granos de monacita y circón.

La presencia de sílice se ha atribuido a la sustitución de (PO_4) por (SiO_4) . Este razonamiento concuerda con la tendencia general observada en las tablas 5, 6, 7 y 8 de que a medida que la sílice disminuye, el fósforo aumenta y viceversa. En los espectros de las monacitas que se muestran en las figuras 12 y 13, la presencia del carbono (C) se debe al cubrimiento con grafito que se realizó en las muestras para hacerlas conductoras.

El Th también se encontró presente en la torita de la muestra Aro 8 -P No Mag (figura 13), sin embargo, sólo se halló un grano de este mineral, lo que lleva a la conclusión de que, aunque tiene una concentración de más de 70 % de ThO_2 , no es el responsable de las concentraciones elevadas de Th en la muestra Aro 8-P No Mag, no obstante, contribuye en su enriquecimiento. Si bien, este mineral no se detectó en la muestra Aro P-104 no se descarta su presencia, ya que se encontraron inclusiones del mismo dentro de granos de monacitas de esta muestra.

4.2.2.1. Distribución de los elementos dentro de las monacitas: La homogeneidad en la intensidad del brillo de las imágenes obtenidas con electrones retrodispersados (figura 12 y 13), indica que, los elementos que forman la fase de la monacita se distribuyen de manera uniforme dentro de los granos. Lo cual sugiere, que estas monacitas se originaron a través de un sólo proceso uniforme de formación. Por otro parte, existe cierta variación en la concentración elemental dentro de los granos de monacita, por ejemplo, en la tabla 5 se muestra que el grano 1 presenta una variación máxima de 2,4 % de ThO_2 y 0,3 % de PbO , en muchos otros granos de las distintas monacitas se presentan variaciones similares. Esta variación es atribuida al error analítico de las medidas, ya que, generalmente en los análisis de muestras geológicas por MEB, el error se encuentra alrededor del 10 %. Por lo que, la fluctuación en los valores reportados posiblemente no está obedeciendo a zonaciones dentro de los granos, sino al error analítico en las mediciones.

Consecuentemente, para poder determinar con mayor exactitud si la distribución de los elementos que componen la fase de las monacitas es homogénea o no, se sugiere elaborar mapas de distribución elemental utilizando un detector WDX.

4.2.2.2. Inclusiones de minerales en los granos de monacita y circón: En las cuatro monacitas se encontraron inclusiones de aluminosilicato de hierro (mineral no identificado) y cuarzo, además en la monacita Mz-R-104 se evidenciaron inclusiones de torita y en la Mz-N3-8 de circón, torita y torianita. Estas inclusiones se pueden observar en las imágenes obtenidas por

electrones retrodispersados que se muestran en las figuras 12 y 13. Las inclusiones presentan una intensidad del brillo distinta a la del mineral en el que se encuentran, ya que se pueden ver un número atómico promedio diferente, de tal manera que, a medida que aumenta el Z promedio, también incrementa el brillo. Por ejemplo, en la monacita R_1_1 letra C de la figura 12, se pueden observar las siguientes inclusiones: cuarzo que es el menos brillante (Z promedio más bajo), seguido del aluminosilicato de Fe y finalmente la torita que es el mineral con mayor intensidad del brillo y Z promedio más alto. Los circones de la muestra Aro P-104 y Aro 8-P No Mag, presentan inclusiones de aluminosilicato de hierro (mineral no identificado) y además, los circones Zr-TA-8 de la muestra Aro 8-P No Mag presentan inclusiones de ilmenita, monacita, torita y uraninita. Este último, fue el único mineral donde se evidenció de manera directa la presencia de U, sin embargo, como se trata de una inclusión dentro de un grano de circón, no es el mineral que aporta las concentraciones elevadas de U en las muestras, sino que debería existir una fase mineral relativamente abundante donde este elemento se encuentre presente.

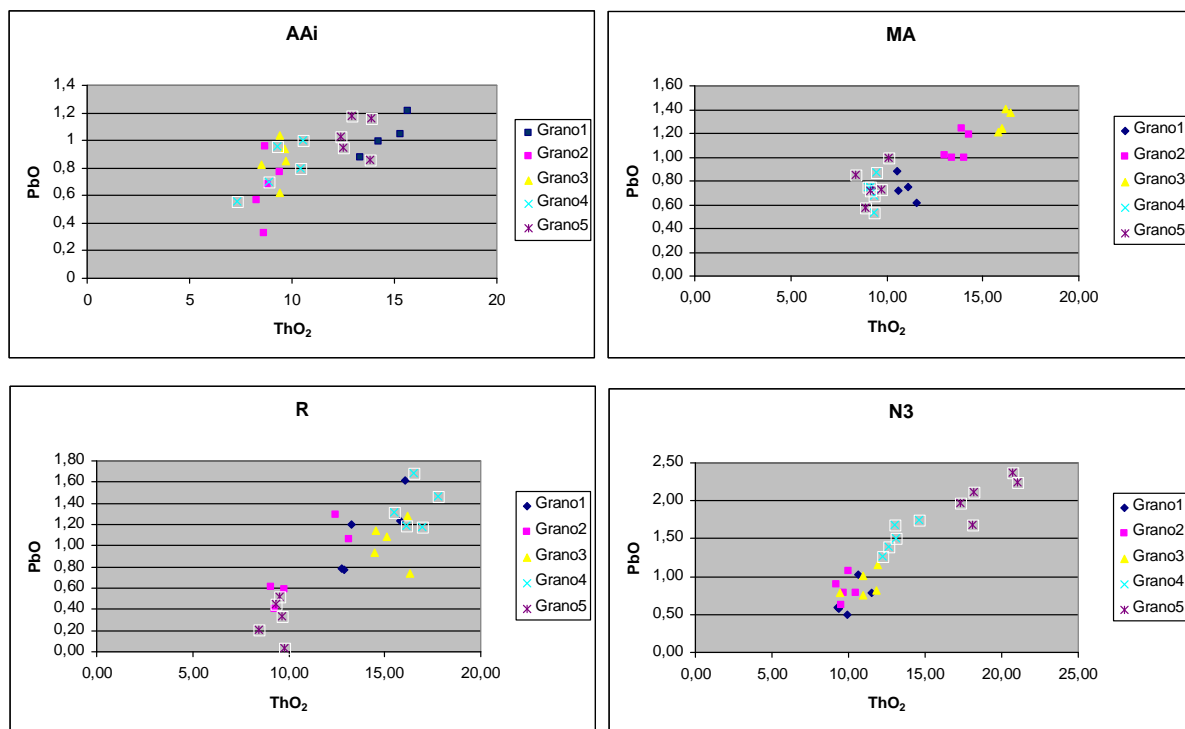


Fig 15. Relación de PbO y ThO₂ en las monacitas analizadas. **AAi)** monacita Mz-AAi-104; **MA)** monacita Mz-MA-104; **R)** monacita Mz-R-104; **N3)** monacita Mz-N3-8.

4.2.2.3. Relación de PbO y ThO₂ en las monacitas estudiadas: En los gráficos de la figura 15 se muestra la relación de PbO y ThO₂ en los 5 granos analizados en cada una de las monacitas.

En el gráfico AAi de la figura 15 se observa que en los granos 1 y 4 la relación de PbO/ThO₂ es lineal, lo que indica que el Pb está presente debido a la desintegración radioactiva del Th, en los granos 2 y 3 el Th se mantiene constante mientras que el Pb varía significativamente, esto refleja que todo el Pb no proviene del Th, sino, que debe haber otra fuente de a porte, la cual pudiera ser la presencia de U que aporta Pb por su desintegración radioactiva, o la presencia de Pb no radioactivo, el grano 5 por su parte muestra una homogeneidad de los dos elementos. En el gráfico MA los 5 granos parecen tener una homogeneidad en la relación PbO/ThO₂ y las pequeñas variaciones pueden estar relacionadas al error analítico. En el gráfico R los granos 1 y 2 muestran una heterogeneidad bastante marcada en cuanto a la relación estudiada, mientras que en los demás granos la relación a modo general es homogénea, por último en el gráfico N3 los granos 1, 2 y 3 muestran una homogeneidad en PbO/ThO₂, y los granos 4 y 5 presentan cierta linealidad, indicando que el Pb es producto de la desintegración radioactiva del Th. Se puede observar en las 4 monacitas la existencia de dos grupos, uno con menor concentración de Th y Pb y otra con mayor concentración de estos dos elementos.

4.2.2.4. Relación de las intensidades de las líneas espectrales del Th en las monacitas: si en las monacitas estudiadas el U está ausente, las relaciones de las intensidades de las líneas espectrales del Th (M_1/M_2 y M_3/M_4), deben ser similares a las encontradas en un patrón que no contenga U. Por el contrario, si el U está presente en las monacitas, las relaciones de las intensidades de las líneas espectrales del Th, serán mayores que las del patrón que no contiene U. Ya que en los espectros obtenidos por EDX la línea M₁ del Th se solapa con la M₁ del U y la línea M₂ del Th se solapa con la M₂ del U, lo que origina que las intensidades de las líneas M₁ y M₂ del Th incrementen, mientras que, la intensidad de la línea M₃ del Th se mantiene constante. A continuación, se presentan las relaciones de las intensidades relativas de las líneas espectrales del Th en las monacitas, la torita estudia y en dos patrones de torita que no contienen U.

Tabla 13: Relación de las intensidades de las líneas espectrales M₁, M₂ y M₃ del Th en diferentes muestras.

Relación	P1 Th	P2 Th	AAi	MA	R	N3	G Th
M ₁ /M ₂	1	1	1	1	1	1	1
M ₁ /M ₃	0,61	0,62	0,82	0,76	0,78	0,76	0,61
M ₂ /M ₃	0,09	0,09	0,41	0,44	0,34	0,40	0,11

P1 Th y P2 Th: patrones 1 y 2 de torita.

AAi, MA, R y N3: monacitas estudiadas.

G Th: grano de torita analizado.

La tabla 13 muestra que las relaciones de las intensidades de las líneas espectrales del Th (M₁/M₂ y M₁/M₃) en el grano de torita analizado, son muy similares a las encontradas en los patrones de torita, esto se debe a que el grano de torita no contiene U. Al observar dichas relaciones para las monacitas estudiadas, se puede notar una variación máxima de 24 % para la relación M₁/M₂ y de 80 % para la relación M₁/M₃ con respecto a los patrones de torita. Estas variaciones indican que las intensidades de las líneas espectrales M₁ y M₂ del Th en las monacitas, están siendo influenciadas posiblemente por la presencia de U. Por lo tanto, aunque el U no se pudo identificar con certeza en las monacitas, no se descarta su presencia, ya que el detector utilizado (EDX) no resuelve las líneas espectrales del Th y del U, debido a que la diferencia entre ellas es menor a la resolución espectral del detector (130 eV). Para poder determinar si el U está presente en las monacitas analizadas, es necesario realizar el análisis químico cuantitativo con un detector (WDX) en el cual las líneas espectrales del U y el Th estarían bien resueltas, tomando en cuenta que su resolución espectral es de 10 eV. Otra alternativa sería analizar las monacitas a través de otro método, como por ejemplo, absorción atómica.

Los resultados de la activación de neutrones que ya se tenían cuando se inició este trabajo (tabla 4), muestran que el U posee una concentración de 55 ppm en la muestra Aro P-104, 944 ppm en la Aro 8-P No Mag y 3480 ppm en la Aro 8-P Mag, pero la concentración de este elemento en los granos que lo contienen debe ser mayor, ya que en la muestra total los granos minerales que no contienen U hacen un efecto de dilución. Por lo tanto, si el U está presente en las monacitas de las muestras estudiadas, su concentración debe ser mayor a los valores mostrados en la tabla 4.

4.2.2.5. Relación de Ce, La, Th y Nd en las monacitas analizadas y su comparación con monacitas de rocas ígneas

Tabla 14: Valores de TR en las monacitas estudiadas y en monacitas de rocas ígneas, (TR recalculado al 100 %) (Tomado y modificado de Read *et al.*, 1987).

Elementos	Pegmatitas graníticas	Rocas graníticas	Rocas alcalinas y carbonatitas	Mz-AAi-104	Mz-MA-104	Mz-R-104	Mz-N3-8
Ce	44,1	46,5	51,2	49,0	48,2	46,7	46,6
La	20,5	23,9	31,3	20,9	19,4	19,0	20,5
Th	5,5	-	-	18,0	19,6	21,6	20,6
Nd	20	18,2	11,2	11,9	12,8	12,8	12,3
Sm	5,1	3,1	0,7	N.D	N.D	N.D	N.D
Pr	5,7	5,4	4,3	N.D	N.D	N.D	N.D
Gd	3,8	1,9	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D

(N.D): no detectado

(-): datos no disponibles

Tabla 15: Relación de Ce, La, Th y Nd en las monacitas estudiadas y en monacitas de rocas ígneas.

Relación elemental	Pegmatitas graníticas	Rocas graníticas	Rocas alcalinas y carbonatitas	Mz-AAi-104	Mz-MA-104	Mz-R-104	Mz-N3-8
Ce/La	2,2	1,95	1,64	2,34	2,49	2,45	2,27
Ce/Th	8,0	-	-	2,7	2,45	2,16	2,26
Ce/Nd	2,2	2,55	4,57	4,09	3,76	3,66	3,79

En la tabla 14 se presentan los valores de Ce, La, Th y Nd recalculados al 100 %, obtenidos de sus concentraciones promedios en cada una de las monacitas y los valores de TR reportados en monacitas de rocas graníticas, pegmatitas graníticas, rocas alcalinas y carbonatitas, igualmente recalculados al 100 %. La relación de estos valores se muestra en la tabla 15, donde se puede observar que Ce/La en las muestras se asemeja a las monacitas de pegmatitas graníticas. Según Matzko y Overstreet, 1977, en Read *et al.*, 1987, granos cristalizados a alta temperatura como por ejemplo: venas, granitos y particularmente pegmatitas graníticas, contienen niveles de Th en el orden de 5 %, mientras que concentraciones bajas de Th son típicas de monacitas de carbonatitas y de venas de baja temperatura y de bajo grado de metamorfismo, por lo tanto, la relación de Ce/Th aunque difiere bastante, se asemeja más a los valores de las monacitas de pegmatitas graníticas. Finalmente, la relación Ce/Nd en las monacitas estudiadas es similar a las monacitas provenientes de rocas alcalinas y carbonatitas.

4.3. Análisis de los minerales pesados

4.3.1. Monacita: en la muestra Aro P-104 se presentan tres tipos de monacitas visualmente distintas, la monacita Mz-AAi-104 es similar a la monacita Mz-MA-104, pero la segunda está recubierta por una pátina de color blanco la cual puede ser producto de la meteorización mecánica (abrasión), lo que posiblemente esté indicando que la monacita Mz-MA-104 fue transportada desde una fuente más lejana y ha estado más tiempo sometida al proceso de abrasión durante el transporte, en comparación a la monacita Mz-AAi-104. El color rojo de la monacita Mz-R-104 puede deberse a impurezas que se incorporaron en los granos durante su cristalización. Por otra parte, la monacita presente en la muestra Aro 8-P No Mag es parecida visualmente a la monacita Mz-AAi-104 de la muestra Aro P-104. Sin embargo, debido a que las monacitas de la muestra Aro P-104 provienen de una quebrada pequeña presente en el río Arizo, éstas deben de tener una fuente bastante local, mientras que la monacita de la muestra Aro 8-P No Mag pertenece al río Aro que es el río principal de la cuenca estudiada, por lo cual, esta monacita debería estar representando una fuente mucho más grande en comparación a la anterior. Lo que es igual para todas las monacitas analizadas, es que sus elementos se distribuyen de manera homogénea dentro de los granos, lo que permite pensar que todas tuvieron un solo evento de formación. Las inclusiones de torita y torianita presentes en algunos de los granos de monacita, reflejan que estos minerales se formaron antes o en el mismo momento de la cristalización de las monacitas.

En la tabla 4 se puede observar que los valores de U, Th, La y Ce para las muestras analizadas son bastante elevados, es razonable pensar que estos valores sean mucho más bajos en las rocas fuentes de estos minerales, ya que generalmente las TRL son altamente enriquecidas en los sedimentos en comparación a las rocas de su región fuente (Chandrajith *et al.*, 2000). Dicho enriquecimiento en este estudio es atribuido, a que la monacita, que es un mineral accesorio en una amplia variedad de rocas, que incluyen: granitos, pegmatitas graníticas, volcánicas félsicas, gneiss félsicos, gneiss de metamorfismo de grado medio a alto y rocas metasedimentarias de bajo grado (Parrish, 1990). Está siendo concentrada en los sedimentos gracias a su resistencia química y relativa estabilidad frente a los procesos de meteorización y también a los procesos que operan en el ambiente de sedimentación y que controlan la abundancia de los minerales pesados, como son: concentración de minerales pesados en la roca fuente, marco fisiográfico y clima del área fuente, abrasión y destrucción mecánica durante el transporte y factor hidráulico (Morton y

Hallsworth, 1994; Morton y Hallsworth, 1999). En las muestras estudiadas se determinó de manera muy inexacta el porcentaje de monacita en el concentrado de minerales pesados, por lo que se recomienda determinar su concentración en la muestra total de sedimentos (litológicos más pesados), con la finalidad de conocer si es posible que se trate de acumulaciones con importancia económica.

4.3.2. Circón: los circones se presentan en las muestras de dos maneras: forma euhedral y forma anhedral, lo cual puede estar reflejando que los primeros tienen una fuente más cercana, por lo que se han expuesto menos tiempo al proceso de abrasión, mientras que los de forma anhedral fueron transportados desde una fuente más lejana, produciendo mayor desgaste de sus aristas y por ende mayor redondez y esfericidad. Los circones de la muestra Aro 8 -P No Mag presentan inclusiones de torita, monacita y uraninita que no se encontraron en los circones de la muestra Aro P-104.

4.3.3. Ilmenita: este mineral se encontró en un intervalo amplio de susceptibilidad magnética desde 0,1 Amp hasta 0,6 Amp. En las tres muestras se presenta de dos maneras distintas, una con fractura irregular y otra con fractura concoidea y color negro más intenso, que puede deberse a que la segunda ilmenita proviene de una fuente más cercana, por lo que los granos se encuentran menos alterados, mientras que la ilmenita de fractura irregular está más alterada y su color es menos intenso. Es importante mencionar que las muestras Aro P-104 y Aro 8-P Mag tienen alta concentración de este mineral en porcentajes similares (tablas 19-24) y en ambas se concentró principalmente en la fracción M-0,3 Amp, por lo que se presume que estas ilmenitas provienen del mismo tipo de rocas fuentes y que dichas fuentes, o los procesos por los que se están concentrando, son los que predominan en la asociación de los minerales pesados de las muestras analizadas.

4.3.4. Asociación de los minerales pesados: los minerales que están presentes en la muestra Aro P-104 también están presentes en la muestra Aro 8 -P No Mag, sin embargo, esta última presenta minerales (hematita, casiterita, rutilo, espínela, gahnita, torita, aluminosilicato de Mg, Ca y Fe color verde) que no se encontraron presentes en la muestra Aro P-104 no obstante, todos estos minerales a excepción de la hematita se encuentran en muy baja proporción. Esta diferencia mineralógica se puede deber a que la muestra Aro 8-P No Mag, contiene minerales provenientes

de un tipo de roca fuente similar a la de la muestra Aro P-104 y adicionalmente, contiene minerales provenientes de una o más fuentes distintas a ésta.

Las asociaciones mineralógicas encontradas sugieren que es muy probable que las muestras estudiadas provengan de una litología félsica, especialmente rocas graníticas o pegmatitas graníticas. Los valores de Th, La, Ce y Nd en las monacitas analizadas y las relaciones entre ellos, indican como posible fuente de este mineral pegmatitas graníticas. También, la alta concentración de elementos de las TRL (La, Ce y Nd), indican una litología félsica ya que, generalmente, las TRL están más enriquecidas en rocas con alta concentración de sílice, que en rocas máficas (Taylor and McLennan, 1985, en Chandrajith *et al.*, 2000). En una aproximación general a la geología regional de la cuenca del río Aro se reportaron rocas graníticas del Complejo de Imataca en el área del río Arizo (Sidder y Martínez, 1989, en Jiménez, 2004). Estas rocas se encuentran señaladas como XWgr en el mapa que se muestra en la figura 16. De manera análoga, en el salto El Humo del río Arizo se ha evidenciado la presencia de cantos rodados de pegmatitas félsicas, fundamentalmente constituidas por ortosa (Pasquali, 2009, comunicación oral). Esto le da soporte a las interpretaciones realizadas en este trabajo acerca de las posibles fuentes litológicas.

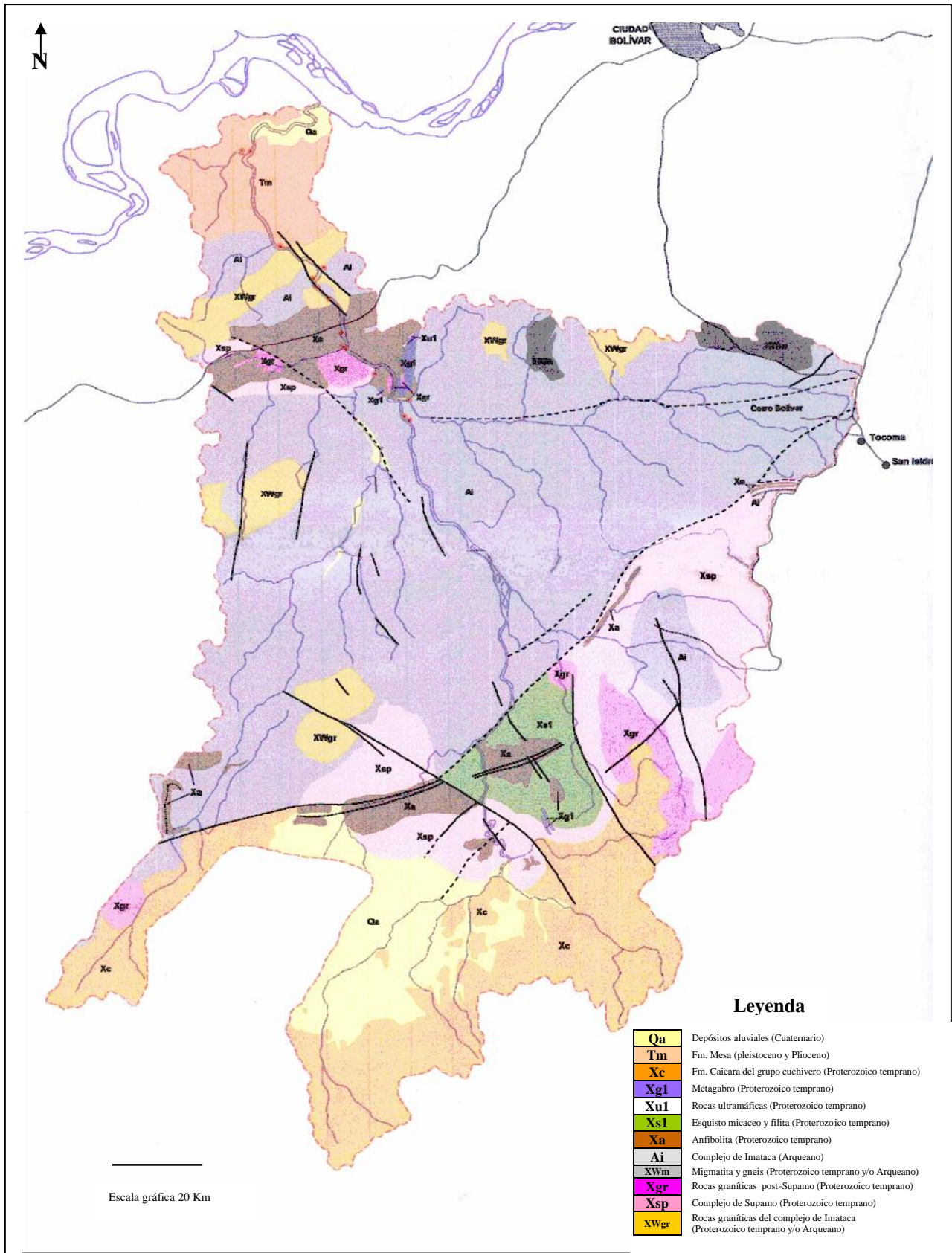


Fig 16. Geología de la cuenca del río Aro (tomado y modificado de Jiménez, 2004).

5. CONCLUSIONES

A continuación se muestran las conclusiones generadas a partir de los resultados y discusiones :

- La monacita es el mineral que aporta las altas concentraciones de Th, La y Ce en las muestras analizadas. También se detectó la presencia de torita que, a pesar de tener más de 70 % de ThO₂, contribuye en menor proporción por ser menos abundante.
- Las monacitas estudiadas tienen una concentración aproximada de 30 % Ce₂O₃, 13 % La₂O₃, 12 % ThO₂ y 8 % Nd₂O₃, cuya fórmula general se puede expresar como (Ce, La, Th, Nd, Pb, Ca) (Si, P)O₄.
- El U no fue detectado de manera directa en ninguna de las fases minerales, sólo se evidenció su presencia en inclusiones de uraninita dentro de cristales de circón. Sin embargo, la variación en las relaciones de las intensidades de las líneas espectrales del Th en los granos de monacita, en comparación a dos patrones que no contienen U, indica que existe la posibilidad de que el U esté presente en las monacitas analizadas, en concentraciones relativamente más bajas que las de Th.
- Las imágenes obtenidas por electrones retrodispersados, muestran que los elementos estudiados se distribuyen de manera homogénea dentro de los granos de minerales pesados que los contienen, lo que sugiere que estos minerales se originaron de un único proceso.
- Se detectaron inclusiones de torita y torianita en algunos granos de monacita, e inclusiones de torita y uraninita en granos de circón.
- Las asociaciones de minerales pesados indican que, posiblemente, las muestras Aro P-104 y Aro 8-P poseen minerales que provienen del mismo tipo de rocas fuentes y que, además, la muestra Aro 8-P presenta minerales que pueden pertenecer a otro tipo de fuente.
- Los valores de Th, Ce y La encontrados en las monacitas y las relaciones entre ellos, indican como fuente probable de este mineral a las pegmatitas graníticas. Además, las asociaciones de minerales pesados encontradas en las muestras estudiadas y la alta concentración de TRL sugieren como roca fuente de los sedimentos estudiados rocas graníticas o pegmatitas graníticas.
- El concentrado de minerales pesados en los sedimentos estudiados está dominado por ilmenita, monacita y circón en la muestra Aro P-104 y por ilmenita, hematita, monacita y circón en la muestra Aro 8-P.

6. RECOMENDACIONES

A fin de complementar y ampliar el estudio realizado se recomienda:

- Realizar el análisis de las monacitas por MEB utilizando un detector (WDX), para determinar si el U realmente está presente en las monacitas analizadas y cuantificar la concentración de los elementos de interés dentro de las monacitas, o estudiar dichas monacitas por medio de otro método, como por ejemplo, absorción atómica.
- Cuantificar los minerales pesados en los sedimentos estudiados, con la finalidad de saber si contienen concentraciones importantes de monacita .
- Realizar un estudio geológico-geoquímico detallado de una pequeña cuenca (cuenca del río Arizo), para establecer las litologías fuentes de los minerales radioactivos, su extensión y relación con las rocas que les rodean.
- Efectuar estudios de prospección de TR, U y Th en la zona de estudio y en áreas adyacentes, ya que posiblemente esta zona sea rica en estos elementos, lo que sería de sumo interés , tomando en cuenta la importancia económica que ellos representan. De esta manera, se estaría contribuyendo a un mejor conocimiento de los recursos económicos y minerales con los que cuenta el estado Bolívar y por ende nuestro país Venezuela.
- Elaborar mapas de distribución en los cristales de las monacitas utilizando un detector WDX, para corroborar la distribución uniforme de los elementos estudiados dentro de los granos de este mineral.

7. BIBLIOGRAFÍA

- **Abreu, R. (2007).** *Identificación de minerales pesados en sedimentos fluviales d el estado Bolívar.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 97 p.
- **Baptista, C. (2007).** *Distribución de Ag, As, Bi, Cd, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Sb y Zn en sedimentos finos de la cuenca del río Aro, Estado Bolívar Venezuela.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 78 p.
- **Bateman, R. y Catt, J. (2007).** *Provenance and palaeoenvironmental interpretation of superficial deposits, with particular reference to post -depositional modification of heavy mineral assemblages.* Developments in Sedimentology, Vol. 58. p. 151-188.
- **Bernstein, S., Frei, D., McLimans, R., Knudsen, C. y Vasudev, V. (2008).** *Application of CCSEM to heavy mineral deposits: Source of high -Ti ilmenite sand deposits of South Kerala Beaches, SW India.* Journal of Geochemical Exploration, Vol 96. 25-42.
- **Campos, J. (2006).** *Estudio químico, mineralógico y morfológico de los resistatos pesados presentes en el yacimiento de bauxita de los Pijiguaos, Estado Bolívar.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias.
- **Carver, E. (1971).** *Procedures in sedimentary petrology.* Wiley-Interscience, New York, 653 p.
- **Cascalho, J. y Frandique, C. (2007).** *The sources and hydraulic sorting of heavy minerals on the northern Portuguese continental margin.* Developments in Sedimentology, Vol. 58. p. 75-110.
- **Chandrajith, R., Dissanayake, C. y Tobschall, H. (2000).** *Source of stream sediments in the granulite terrain of the Walawe Ganga Basin, Sri Lanka, indicated by rare earth element geochemistry.* Applied Geochemistry, Vol 15. 1369-1381.
- **C.V.G. Técnica Minera C.A., (1998).** *Informe hidrográfico Volumen IV, cuenca de río Aro, Ciudad Bolívar.* C.V.G. Técnica Minera C.A. 64 p.
- **Delgado, J. y Díaz, G. (1994).** *Simetría y difracción en cristales.* Centro Nacional de Difracción de Rayos X. Laboratorio de Cristalografía. Universidad de Los Andes. Mérida, Venezuela. 36 pp.

- **Feo-Codecido, G. (1956).** *Geología: técnica para el estudio de los minerales pesados y su aplicación a la estratigrafía de Venezuela.* Bull. Amer. Assoc. Petroleum. Geologists., Vol. 40, N° 5. 24 p.
- **Figueredo, N. (1984).** *Caracterización geoquímica de sedimentos fluviales provenientes de la zona septentrional del Estado Bolívar.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 98 p.
- **Franco, J. (2006).** *Estudio geoquímico de minerales pesados en sedimentos recientes de la plataforma continental atlántica, Venezuela.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 86 p.
- **Goldstein, J., Newbury, D., Echlin, P., Joy, D., Fiori, C., Lifshin, E., Roming, A. y Lyman, C. (1992).** *Scanning Electron Microscopy and X-Ray microanalysis.* Segunda edición. Plenum Press, New York.
- **González de Juana, C., Arozena, J. y Picard, X. (1980).** *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas.* Tomo I. Ediciones Foninves. Caracas-Venezuela, p. 31-61.
- **Herrera, M. (2004).** *Caracterización geoquímica de los minerales pesados provenientes de la cuenca del Río Aro, Estado Bolívar, Venezuela.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, I.C.T. Caracas, 90 p.
- **Jiménez, Y. (2004).** *Cartografía geoquímica de las cuencas de los ríos Caura y Aro, a través de sedimentos fluviales, con fines prospectivos.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, I.C.T.
- **Léxico estratigráfico PDVSA, Intevep,** última actualización Mayo, 2008. <http://www.pdvsa.com/lexico/lexico.htm>.
- **Mange, M. y Maurer, H. (1992).** *Heavy minerals in colour.* Chapman y Hall. Hong Kong, p. 3-20.
- **McAndrew, J. (1957).** *Calibration of Frantz Isodynamic Separator and its application to mineral separation.* Proceedings N° 181. 73 p.

- **Menéndez, G. (1992).** *Uso de las fracciones magnéticas y no magnéticas de minerales pesados de sedimentos de río para la prospección geoquímica del Alto Paragua, Edo Bolívar, Venezuela.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 84 p.
- **Morton, A. (1984).** *Stability of Detrital Heavy Minerals in Tertiary Sandstones from the North Sea Basin.* The Mineralogical Society, 286-308 p.
- **Morton, A. y Hallsworth, C. (1994).** *Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones.* Sedimentary Geology, Vol. 90, p. 241-256
- **Morton, A. y Hallsworth, C. (1999).** *Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.* Sedimentary Geology, Vol. 124, p. 3-29.
- **Morton, A. y Hallsworth, C. (2007).** *Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis.* *Developments in Sedimentology.* Vol. 58. p. 215-245.
- **Pan, Y. y Fleet, M. (1996).** *Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine.* Contribution of Minerals Petrology. 123, 251-262.
- **Parrish, R. (1990).** *U – Pb dating of monazite and its application to geological problems.* Canadian journal of Earth Sciences. Vol 27. 1431-1450.
- **Pasquali, J. (2003).** *Informe geoquímico. Avances de resultados.* Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ciencias. P 32. Informe interno.
- **Pettijohn, F. (1941).** *Persistence of heavy minerals and geologic age.* J. Geol. 49, 610-625.
- **Pettijohn, F. (1975).** *Sedimentary rocks,* 3th edition. New York. Harper y Row.
- **Pierre, D. (1978).** *Atlas photographique des minéraux d` alluvions.* Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières. N° 95. 203p .
- **Read, D., Cooper, D. y McArthur, J. (1987).** *The composition and distribution of nodular monazite in the lower Palaeozoic rocks of Great Britain.* Mineralogical Magazine. Vol 51. p 271-280.
- **Rittenhouse, G. y Bertholf, J. (1942).** *Gravity versus centrifuge separation of heavy minerals from sand.* J. Sedim. Petrol. 12, 85-89.

- **Rodríguez, E. (1984).** *Geoquímica de los resistatos pesados del río Paragua, estado Bolívar.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias, Caracas, 79 p.
- **Rodríguez, J. (2008).** *Estudio químico y mineralógico de los minerales pesados asociados a la laterita niquelífera de Loma de Hierro, Estados Aragua y Miranda.* T.E.G., U.C.V., Facultad de Ciencias.
- **Schnitzer, W. (1983).** *Zur Problematik der Schwermineralanalyse am Beispiel triassischer Sedimentgesteine.* Geol. Rundsch. 72, 67-75.
- **Sifontes, R. (2003).** *Informe geológico. Avances de resultados.* Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ciencias. P 14. Informe interno.
- **Skoog, D., Holler, F. y Nieman, T. (2001).** *Principios de análisis instrumental.* Mc Graw Hill. 5^{ta} edición. Madrid España, p. 297-315 / 593-596.
- **Suzuki, K., Adachi, M. y Kajizuka, I. (1994).** *Electron microprobe observations of diffusion in metamorphosed detrital monazites.* Earth and Planetary Science Letters. Vol 128. p 391-405.
- **Torres, J. (1984).** *Análisis geoquímico de los resistatos pesados de la hoya hidrográfica del río Paragua, Edo. Bolívar, Venezuela.* Tesis de maestría., U.C.V., Facultad de Ciencias, I.C.T.
- **Torres, J. (1989).** *Exploración geoquímica regional de la Guayana Oriental, Edo. Bolívar, Venezuela.* Tesis doctoral., U.C.V., Facultad de Ciencias, I.C.T.
- **Velbel, M. (2007).** *Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles.* Developments in Sedimentology, Vol. 58. p. 113-150.
- **Yanes, C. (2003).** Informe hidrogeoquímico del Proyecto FONACIT G-2000001199 primer año. Río Aro: diagnóstico de la cuenca. No publicado. FONACIT – Universidad Central de Venezuela.

8. APÉNDICES

Apéndice A: Características físicas de los minerales presentes en las muestras analizadas.

Tabla 16: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro P-104 (177-250 μm).

Nombre	Color	Brillo	Hábito	Fractura	Diafanidad	Esfericidad	Redondez
Circón	Anaranjado, amarillento marrón e incoloro	Adamantino resinoso	Prismático	Concoidea irregular	Traslúcido transparente	Baja	Subangular subredondeado
Circón	Anaranjado, amarillento e incoloro	Adamantino resinoso	Macizo	Concoidea irregular	Traslúcido transparente	Baja- media	Subredondeado
Monacita	Anaranjado, amarillento	Resinoso	Macizo	Concoidea irregular	Traslúcido transparente	Baja- media	Subredondeado
Monacita	Rojo	Resinoso	Macizo	Irregular	Opaco	Baja	Subangular
Cuarzo	Incoloro	Vítreo adamantino	Macizo	Concoidea	Traslúcido transparente	Baja- media	Subangular subredondeado
Rodolita	Rosado	Vítreo	Macizo	Concoidea	Transparente	Baja	Angular
Ilmenita	Negro	Metálico	Macizo	Concoidea irregular	Opaco	Baja	Subangular
Magnetita	Negro	Metálico	Macizo	Irregular	Opaco	Baja	Subangular

Tabla 17: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm).

Nombre	Color	Brillo	Hábito	Fractura	Diafanidad	Esfericidad	Redondez
Circón	Anaranjado, amarillento marrón e incoloro	Adamantino resinoso	Prismático	Concoidea Irregular	Traslúcido transparente	Baja	Subangular subredondeado
Circón	Anaranjado, amarillento e incoloro	Adamantino resinoso	Macizo	Concoidea Irregular	Traslúcido transparente	Baja- media	Subredondeado
Monacita	Anaranjado, amarillento y marrón claro	Resinoso	Macizo	Concoidea irregular	Traslúcido transparente	Baja- media	Subredondeado
Cuarzo	Incoloro	Vítreo	Macizo	Concoidea	Traslúcido	Baja	Subangular subredondeado
Ilmenita	Negro	Metálico	Macizo	Concoidea irregular	Opaco	Baja	Subangular
Espinela gahnita	Verde	Vítreo	Macizo	Concoidea irregular	Traslúcido transparente	Baja	Subangular
Rutilo	Rojo, marrón, negro	Adamantino	Acicular macizo	Astilosa irregular	Traslúcido transparente	Baja	Angular

Tabla 18: Características físicas de los minerales presentes en la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm).

Nombre	Color	Brillo	Hábito	Fractura	Diafanidad	Esfericidad	Redondez
Magnetita	Negro rojo	Metálico	Macizo	Irregular	Opaco	Baja-media	Subredondeado
Ilmenita	Negro	Metálico	Macizo	Concoidea irregular	Opaco	Baja	Subangular
Hematita	Negro, gris rojo	Metálico	Macizo	Irregular	Opaco	Baja-media	Subredondeado
Rodolita	Rosado	Vítreo	Macizo	Concoidea	Transparente	Baja	Angular

Apéndice B: Imágenes de los minerales presentes en las muestras analizadas.

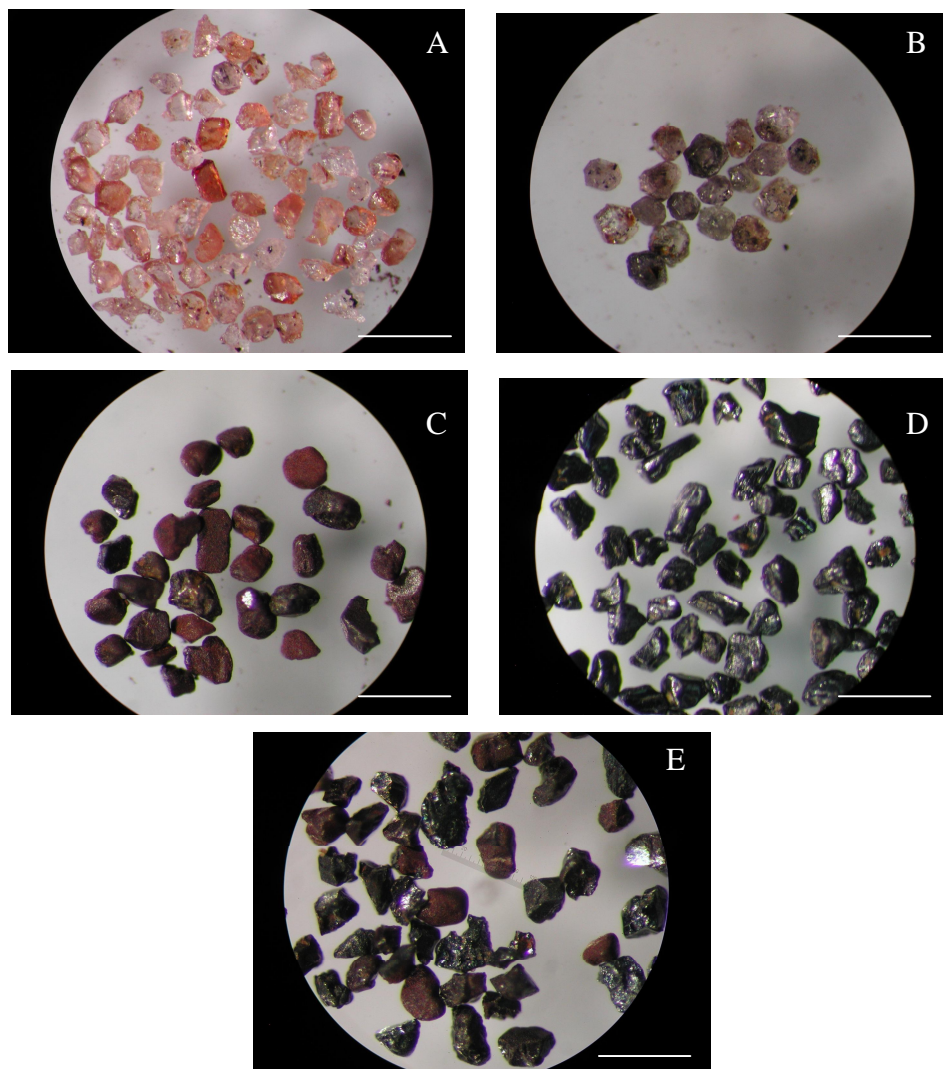


Fig 17. Minerales presentes en la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm).

A) Rodolita; B) Espersantina; C) Hematita; D) Ilmenita; E) Magnetita. La barra de la escala representa 830 μm para A y 620 μm desde B hasta E.

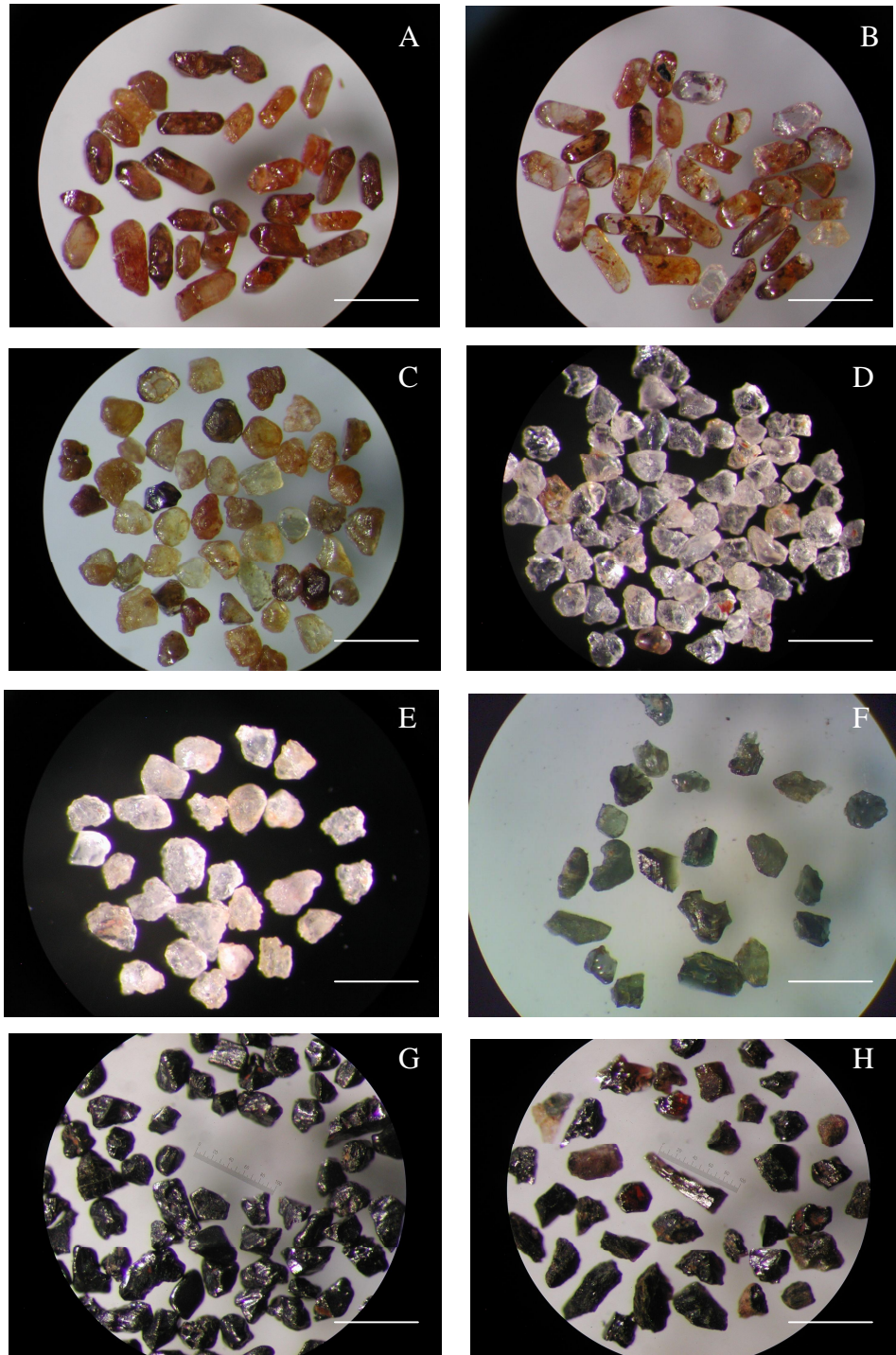


Fig 18. Minerales presentes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm).

A) Circón Zr-TA-8; B) Circón Zr-Ti-8; C) Monacita y circón Zr-AA-8; D) Cuarzo transparente; E) Cuarzo traslúcido; F) Espinela y aluminosilicato verde; G) Ilmenita; H) Rutilo. La barra de la escala representa 620 μm desde A hasta H.

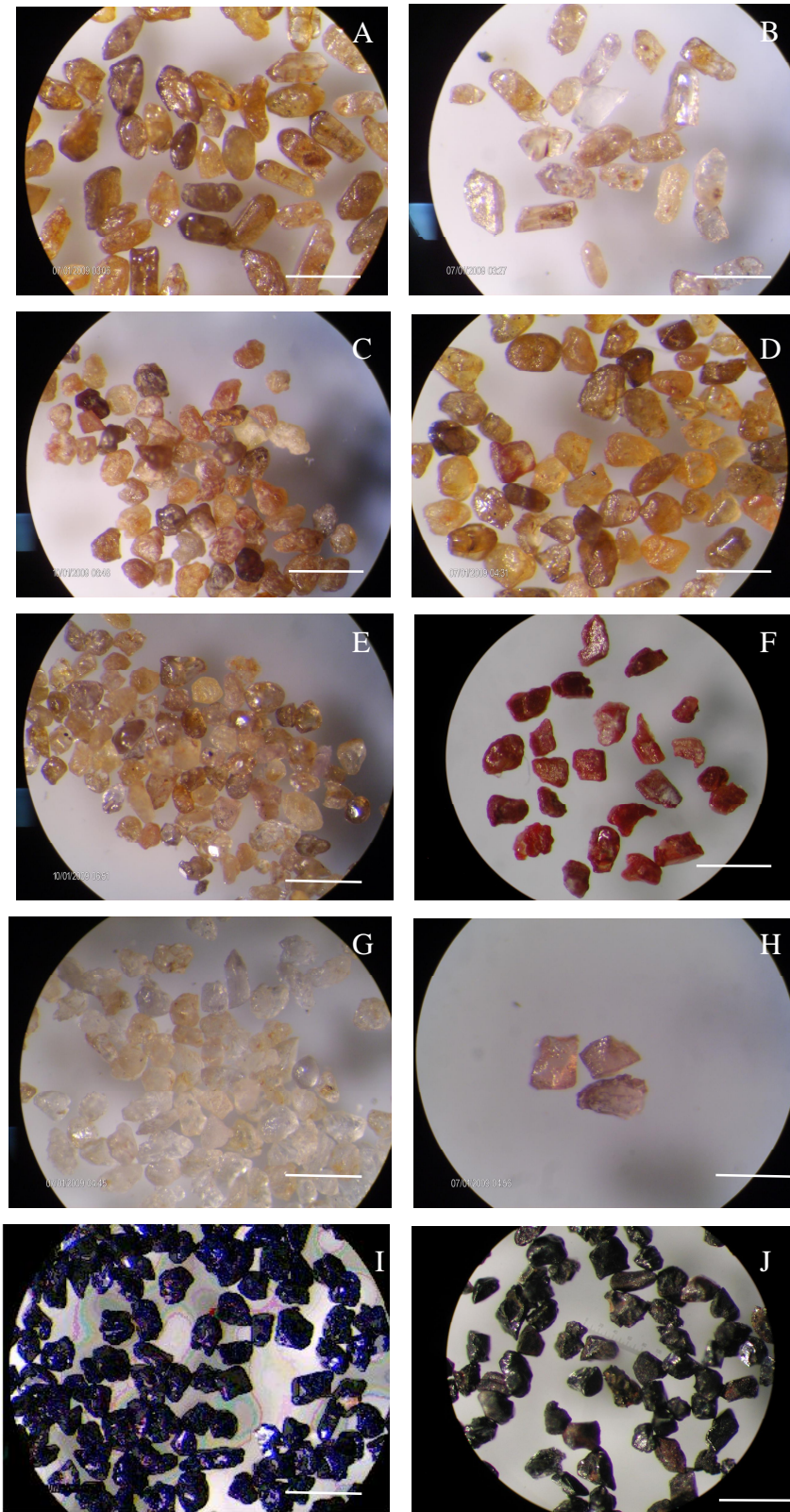


Fig 19. Minerales presentes en la muestra Aro P-104 (177-250 μm). A) Circón Zr-TA-104, B) Circón Zr-Ti-104, C) Monacita Mz-MA-104 y circón (alterados), D) Monacita Mz-AAi-104 y circón Zr-AA-104, E) Circón Zr-Ai-104, F) Monacita Mz-R-104, G) Cuarzo y circón Zr-Ai-104, H) Rodolita, I) Ilmenita, J) Magnetita. La barra de la escala representa 620 μm desde A hasta D y 830 μm desde E hasta J.

Apéndice C: Concentración relativa de los minerales en las muestras.

Tabla 19: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro P-104 (177-250 μm).

Fracción	Minerales	% fracción
M imán	Magnetita	0,03
M-0,1 Amp	Ilmenita	6,57
M-0,3 Amp	Ilmenita	83,95
NM-0,3 Amp	Circón, cuarzo, monacita, ilmenita y rodolita.	9,31

Tabla 20: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro P -104 (177-250 μm).

Mineral	% 1	%2	%3	%4	%5	% Promedio	Desviación estándar
Ilmenita	90	90	92	93	91	91	1
Monacita + circón	7	6	7	5	6	6	1
Cuarzo + circón	3	4	1	2	3	3	1
Total	100	100	100	100	100	100	

Tabla 21: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm).

Fracción	Minerales	% fracción
M-0,3 Amp	Hematita	6,14
NM-0,3 Amp	Ilmenita, espinela de Mg, gannita, aluminosilicato de Ca y Mg, aluminosilicato de Fe, Ca y Mg, cuarzo, thorita, rutilo, casiterita, monacita, circón.	93,28

Tabla 22: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 μm).

Mineral	% 1	%2	%3	%4	%5	% Promedio	Desviación estándar
Cuarzo	65	52	58	52	56	57	5
Monacita + circón	28	37	32	35	31	33	4
Ilmenita + Hematita	7	10	10	11	10	10	2

Total	100	100	100	100	100	100	
-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	--

Tabla 23: Porcentaje en peso de los minerales presentes en las fracciones magnéticas de la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm).

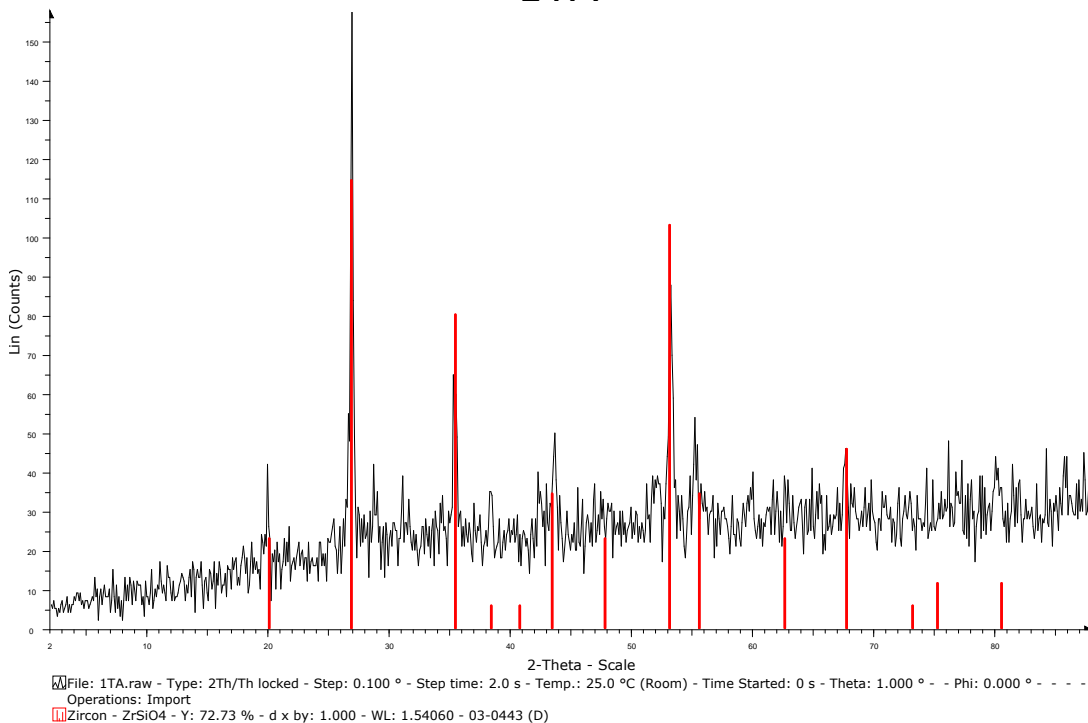
Fracción	Minerales	% fracción
M- imán	Magnetita	1,17
M-0,1 amp	Ilmenita	2,81
M-0,3 amp	Ilmenita	90,67
M-0,5 amp	Ilmenita, hematita, rodolita	3, 19
NM-0,5 amp	Ilmenita, espinela de Mg, gahnita, aluminosilicato de Ca y Mg, aluminosilicato de Fe, Ca y Mg, cuarzo, thorita, rutilo, casiterita, monacita, circón.	1,96

Tabla 24: Porcentaje promedio de los minerales predominantes en la muestra Aro 8-P Mag (177-250 μm).

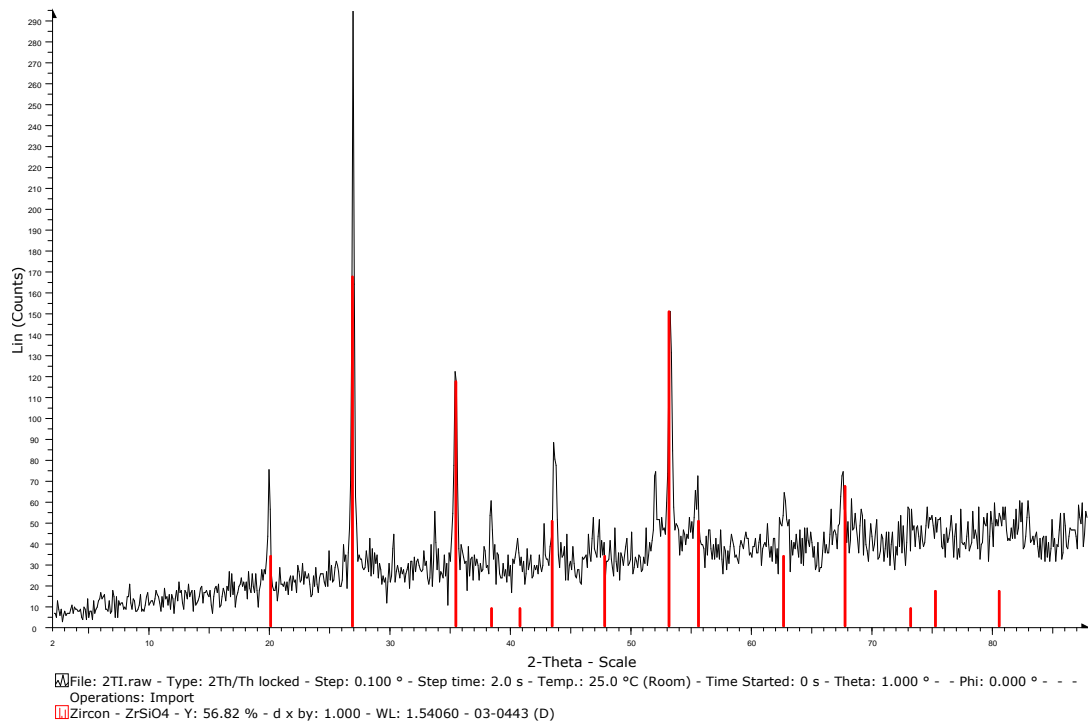
Mineral	% 1	%2	%3	%4	%5	% Promedio	Desviación estandar
Ilmenita + hematita	98	97	98	98	96	97	1
Monacita + circón	1	2	1	2	2	2	1
Cuarzo	1	1	0	0	1	1	1
Total	100	100	99	100	99	100	

Apéndice D. Difractogramas de los minerales de la muestra Aro P-104 (177-250 µm).

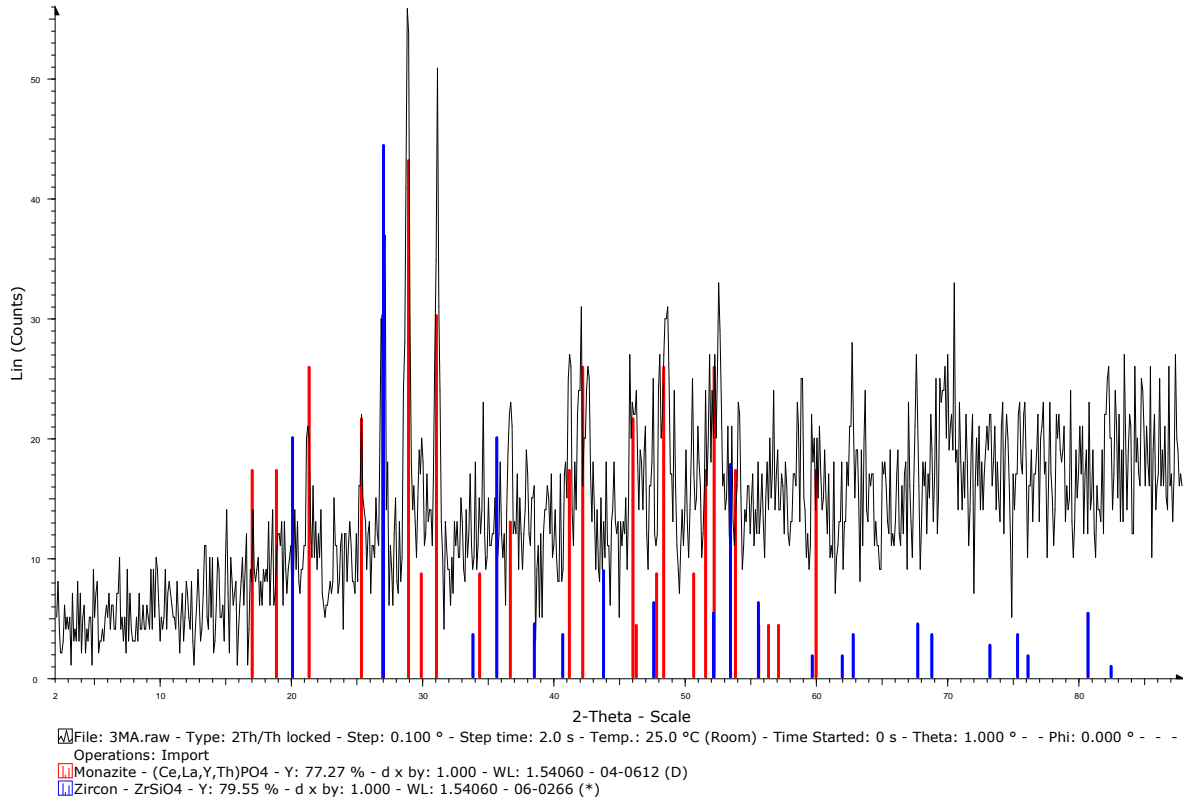
1TA



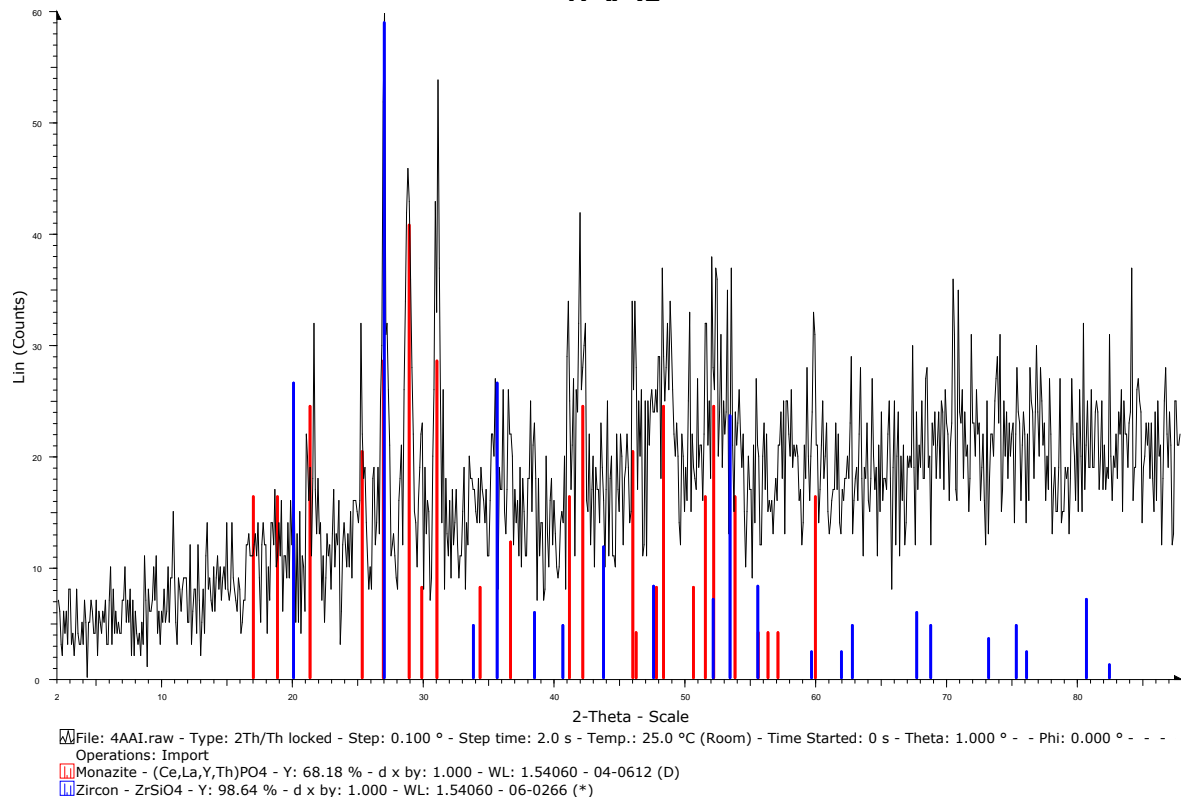
2TI



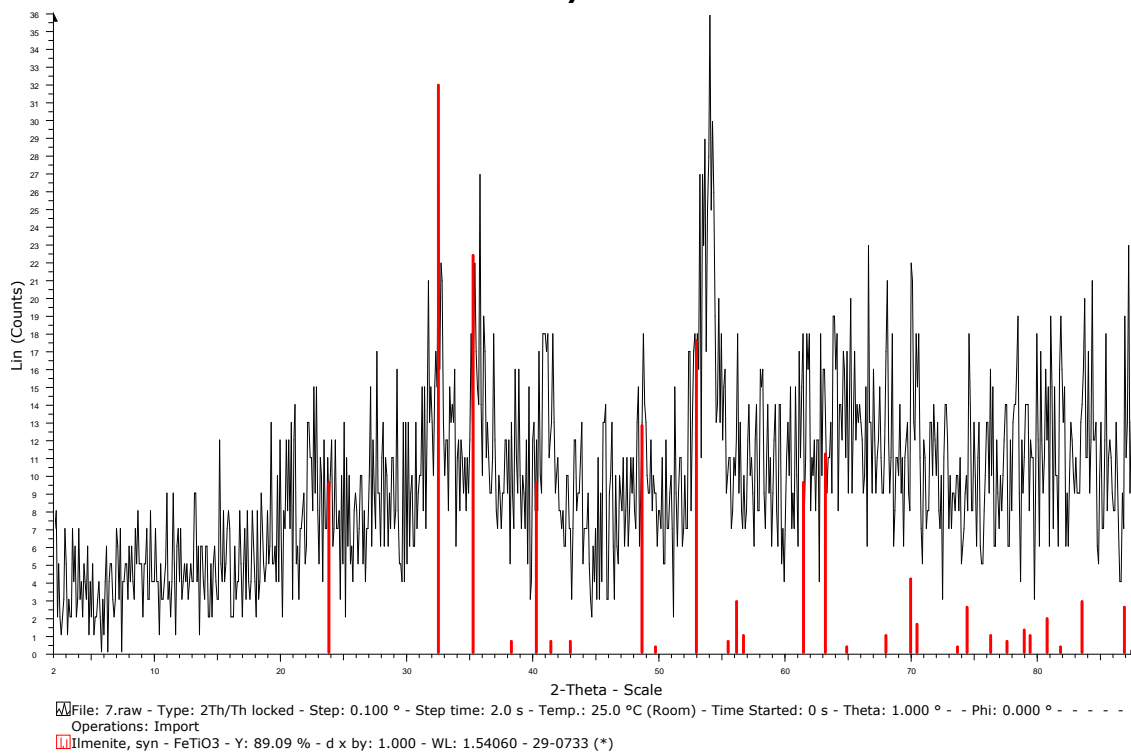
3MA



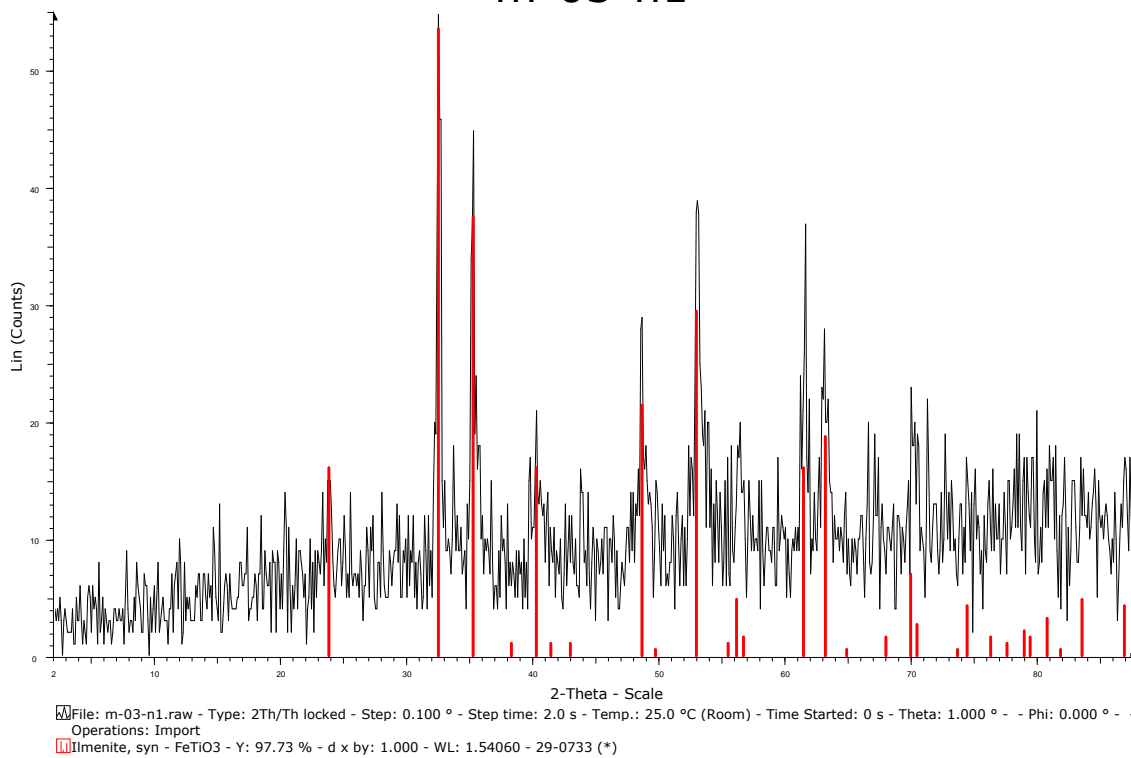
4AAI



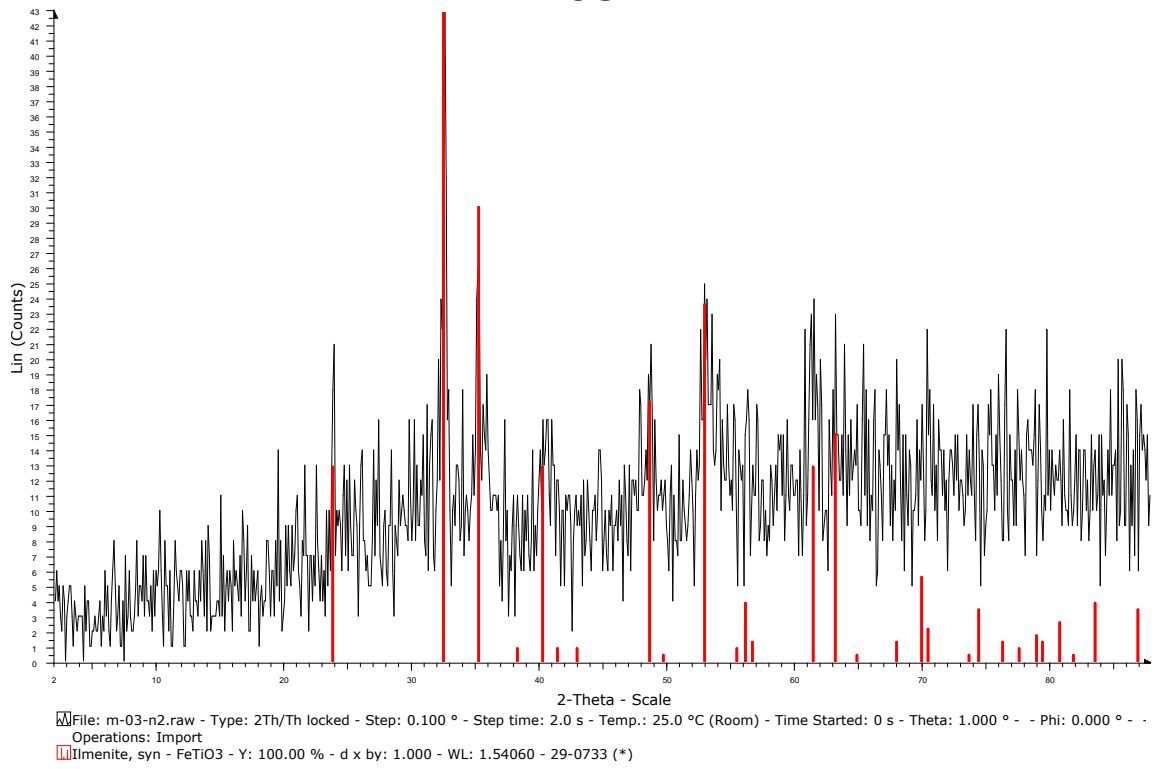
7



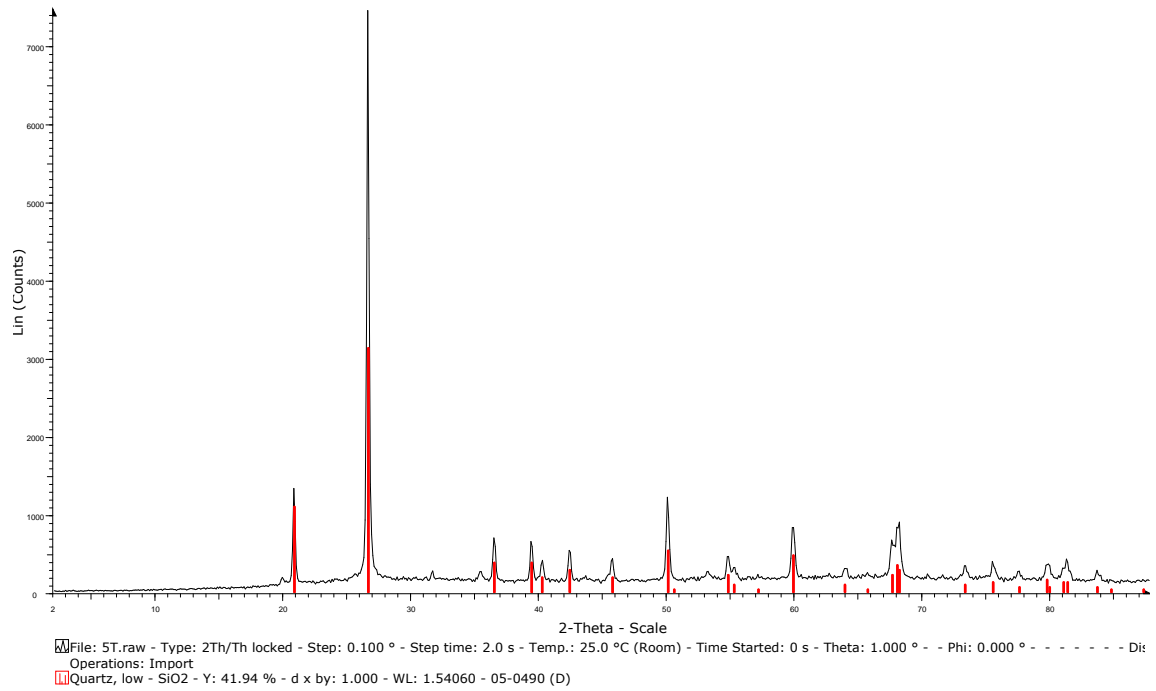
m-03-n1



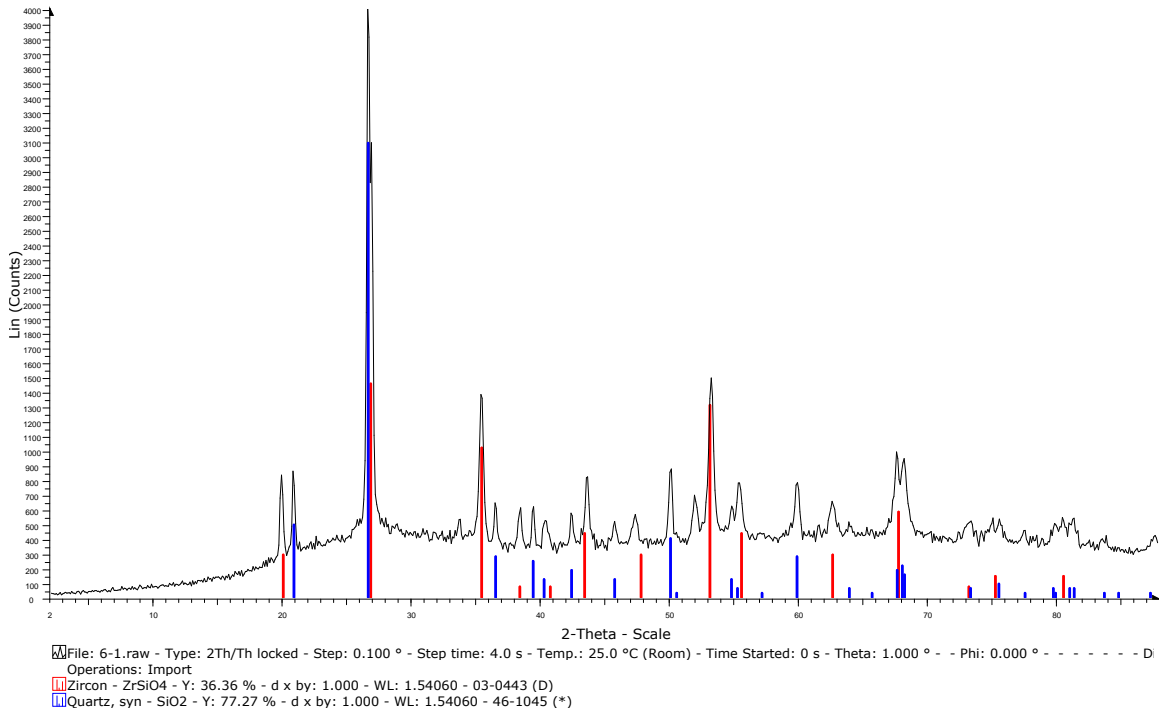
m-03-n2



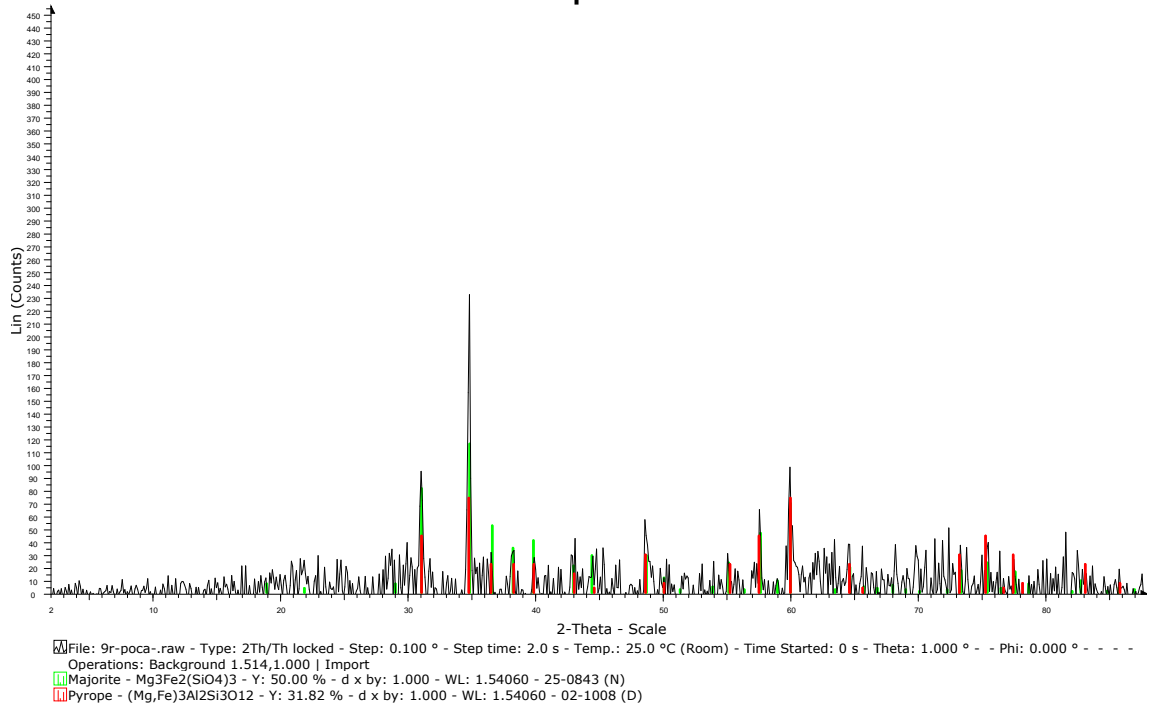
5t



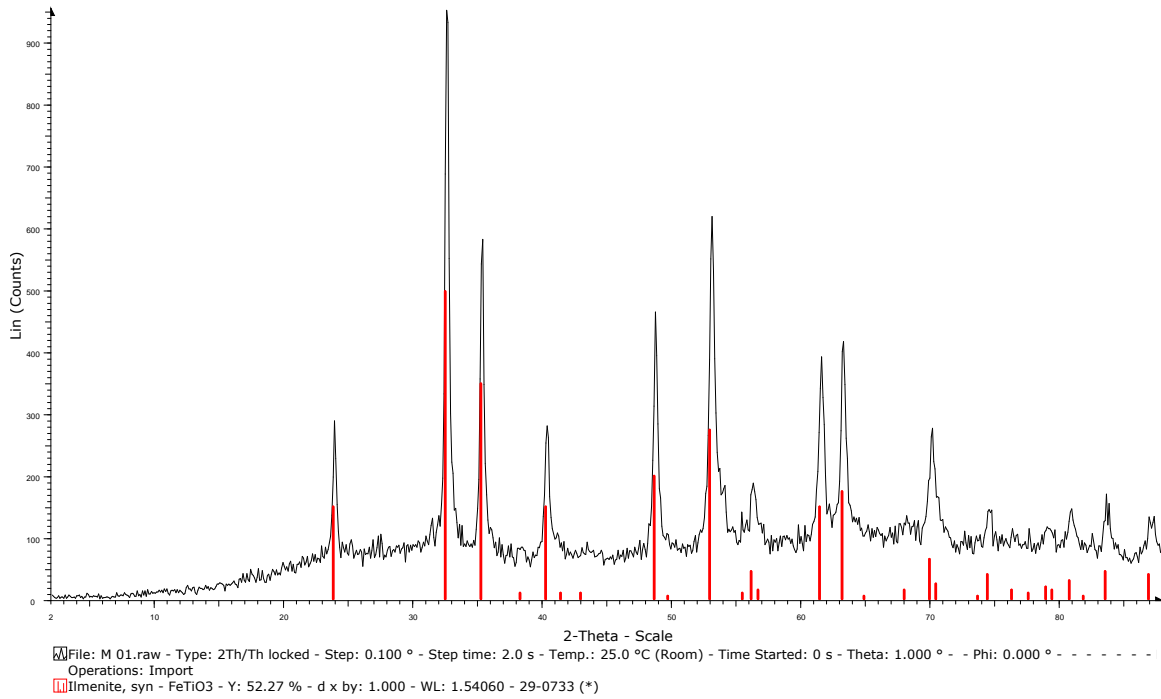
6-1



9r-poca-

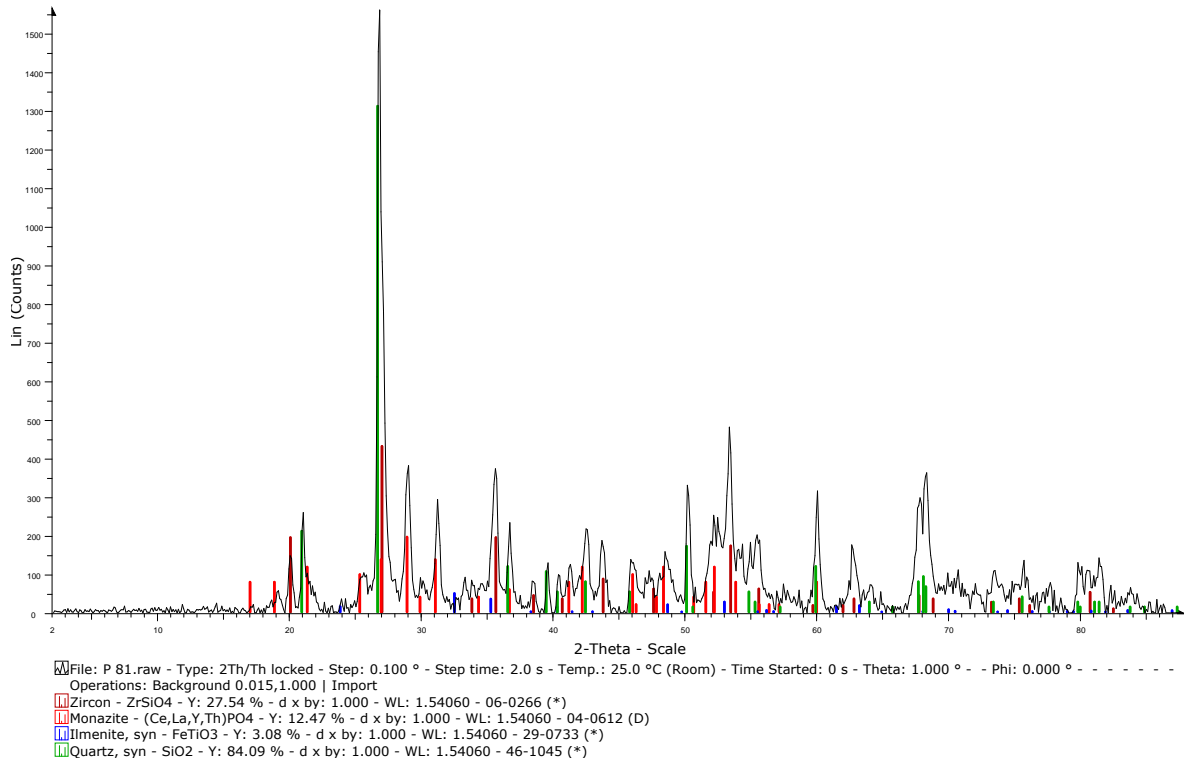


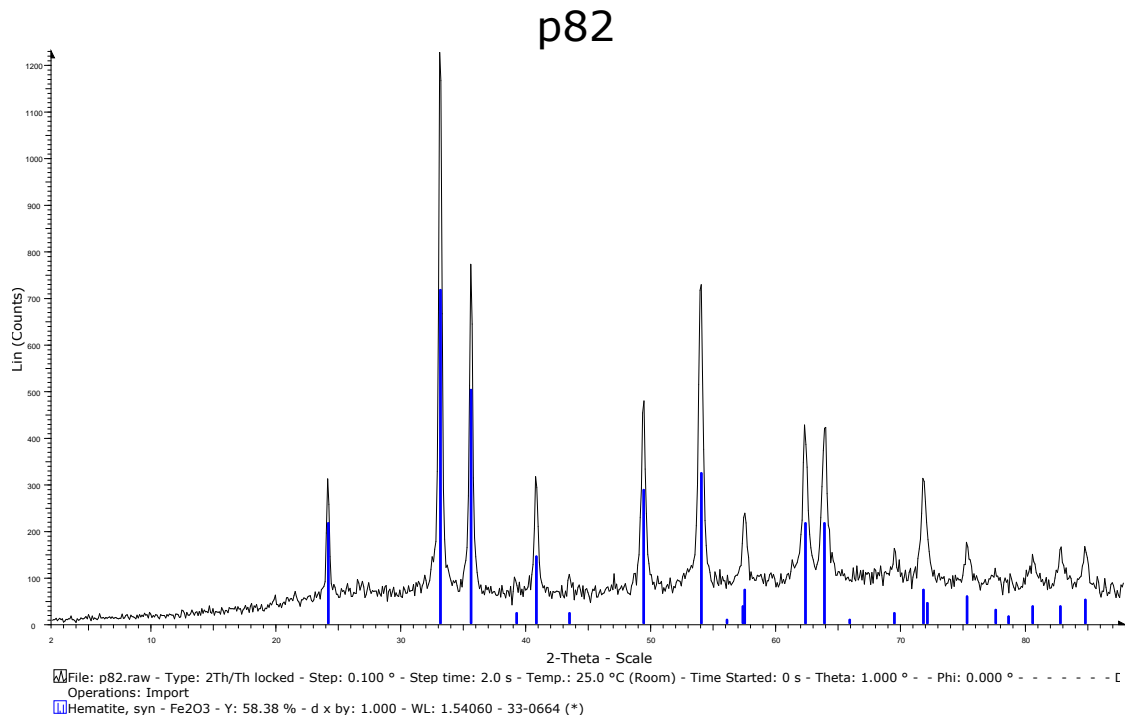
M 01



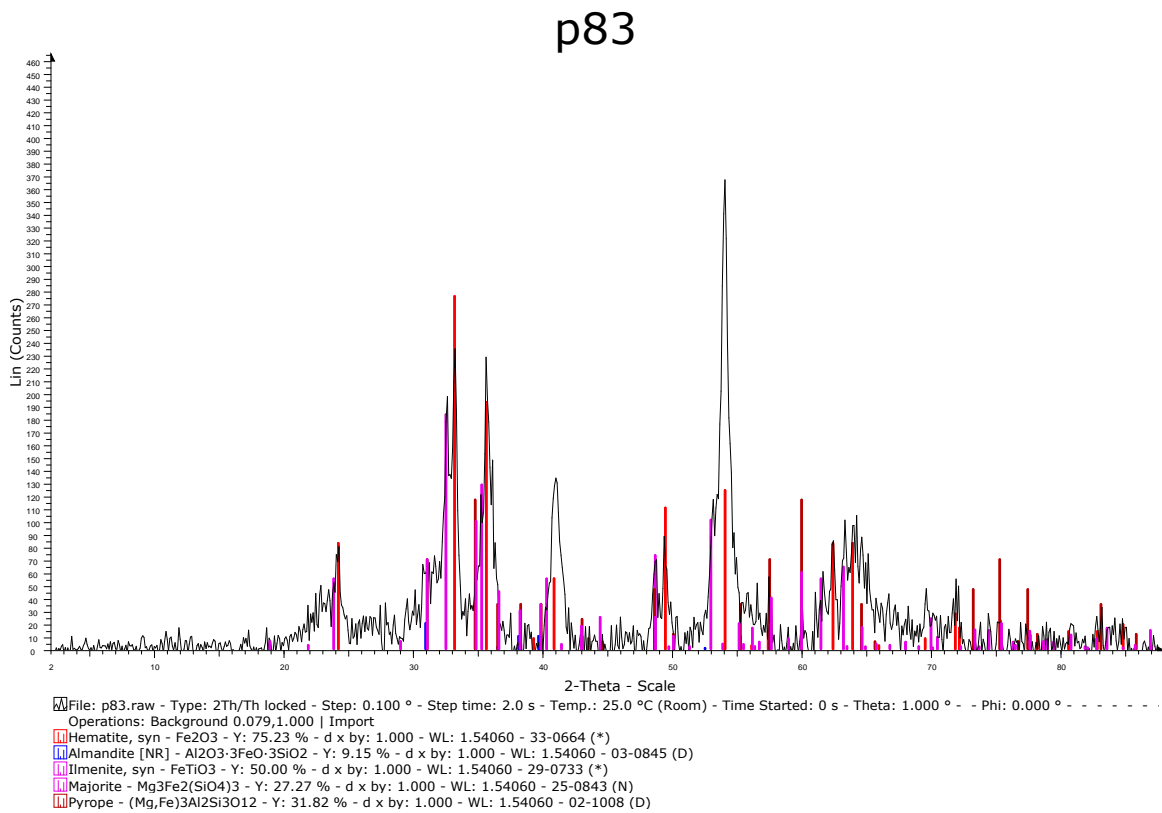
Apéndice E. Difractogramas de los minerales de la muestra Aro 8-P No Mag (177-250 µm) P 81

5T

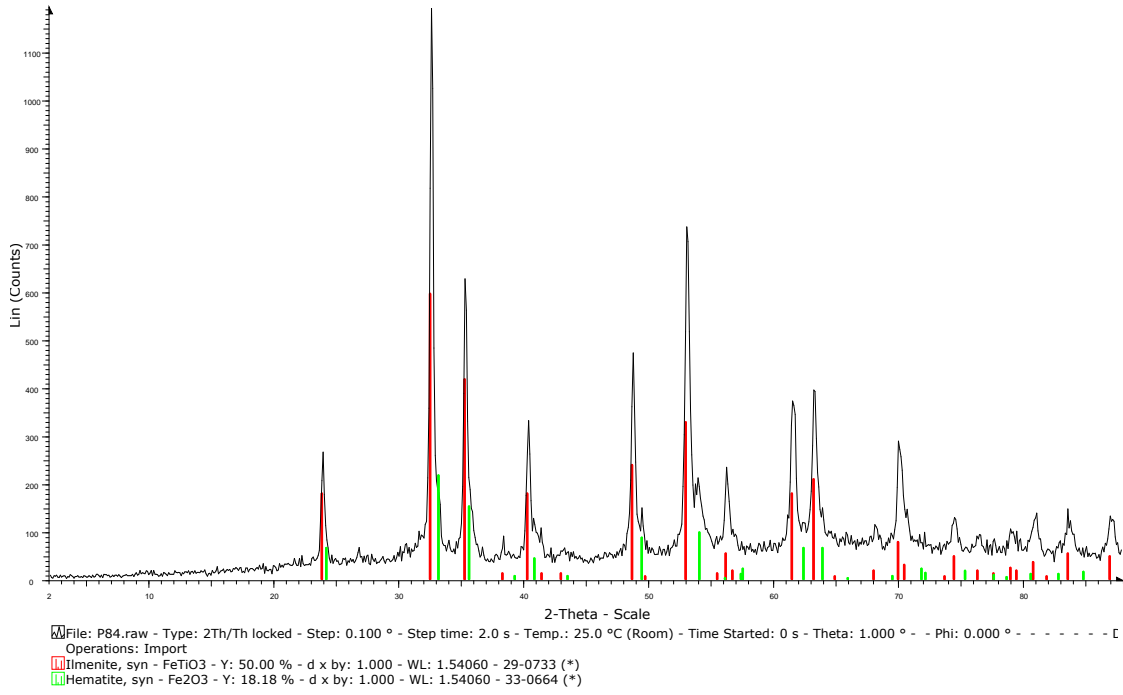




Apéndice F. Difractogramas de los minerales de la muestra Aro 8-P Mag (177-250 µm).



P84



289

