

PROVENIENCIA DE LOS CLASTOS ÍGNEOS DE LA FORMACIÓN SAN CAYETANO: UN ESTUDIO APOYADO EN MATERIALES SEDIMENTAREOS DE LA ERA TERCIARIA, AFLORANTES EN LA CANTERA LA BALASTRERA Y EL CERRO EL PAPAYO (CARIBE COLOMBIANO).

KATHERINE RUEDA SANMIGUEL

RAUL DAVID OLAYA RINCON

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2015**

PROVENIENCIA DE LOS CLASTOS ÍGNEOS DE LA FORMACIÓN SAN CAYETANO: UN ESTUDIO APOYADO EN MATERIALES SEDIMENTAREOS DE LA ERA TERCIARIA, AFLORANTES EN LA CANTERA LA BALASTRERA Y EL CERRO EL PAPAYO (CARIBE COLOMBIANO).

KATHERINE RUEDA SANMIGUEL.

RAUL DAVID OLAYA RINCON.

Trabajo de grado para optar al título de GEÓLOGO.

Director:

Luis Carlos Mantilla Figueroa.

Geólogo, Ph.D.

Codirector:

Daniel Andrés Rincón Martínez.

Paleontólogo Ph.D. del ICP.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS**

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2015

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan sus agradecimientos a la Universidad Industrial de Santander (UIS), a la Escuela de Geología, al director de Proyecto de Investigación Luis Carlos Mantilla Figueroa y al codirector Doctor Daniel Rincón (Paleontólogo Ph.D. del ICP), por su colaboración con el análisis cuantitativo de rocas ICP-OES y el análisis cuantitativo rocas ICPMS y el apoyo y contribución en el desarrollo de este proyecto. A Carlos Chacón por ayudarnos a realizar los análisis del SEM en la Sede de Guatiguara de la Universidad Industrial de Santander, a la planta docente de la Escuela de Geología que con su apoyo y comprensión ayudan a formar excelentes personas tanto personal como profesionalmente.

A nuestros padres y hermanos por acompañarnos en nuestra carrera y ayudarnos a superar cada obstáculo que se nos presentaba para poder cumplir una de nuestras metas en la vida que es ser GEÓLOGOS de la Universidad Industrial de Santander.

A nuestros colegas que nos acompañaron durante los momentos en nuestra carrera y lograron hacernos crecer personal y profesionalmente, especialmente a Yenny, Carlos y el Gordis que se han convertido en más que compañeros, se han convertido en grandes amigos.

El primer autor agradece a Camilo Andrés Nova por siempre apoyarme en los momentos más difíciles y darme el ánimo que necesitaba para seguir y llegar a cumplir esta meta, gracias amor por ese apoyo incondicional y celebrar conmigo todos los logros y metas que he cumplido y sobre todo sé que estarás para los que vienen por cumplir. TE AMO.

El segundo autor agradece a Esther Soffa Duarte Gonzales quien siempre estuvo presente en todos los buenos y malos momentos dándome siempre el ánimo y las fuerzas suficientes para continuar con este importante proceso, te amo mucho amor!

Contenido

| | |
|---|----|
| INTRODUCCIÓN | 16 |
| 1. OBJETIVOS | 17 |
| 1.1. OBJETIVO GENERAL | 17 |
| 1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 17 |
| 2. METODOLOGÍA..... | 19 |
| 3. GENERALIDADES..... | 21 |
| 3.1 LOCALIZACIÓN..... | 21 |
| 3.2 VÍAS DE ACCESO..... | 21 |
| 3.3 FISIOGRAFIA Y CLIMA..... | 22 |
| 4 ANTECEDENTES..... | 26 |
| 4.1 TECTÓNICA DEL AREA..... | 29 |
| 4.1. RASGOS ESTRATIGRÁFICOS..... | 37 |
| 4.1.1 Peridotitas de Planeta Rica (Kp)..... | 38 |
| 4.1.2 Basaltos de Nuevo Paraíso (Kb)..... | 38 |
| 4.1.3 Formación Cansona (K _{2c})..... | 38 |
| 4.1.4 Formación San Cayetano (E ₁ E _{2sc})..... | 39 |
| 4.1.5 Formación Maco (E _{2ma})..... | 40 |
| 4.1.6 Formación Chengue (E _{2ch})..... | 40 |
| 4.1.7 Formación San Jacinto (E _{2sj})..... | 41 |
| 4.1.8 Formación Toluviejo (E _{2tv})..... | 41 |
| 4.1.9 Formación Arroyo de Piedra (E _{2ap})..... | 42 |
| 4.1.10 Formación Pendales (E _{2p})..... | 42 |
| 4.1.10 Formación Palenque (E _{2pa})..... | 43 |
| 4.1.11 Formación El Morro (E _{2mo})..... | 43 |
| 4.1.12 Formación San Onofre (N _{1so})..... | 44 |
| 4.1.13 Formación Mucacal (N _{1mu})..... | 44 |
| 4.1.14 Formación Ciénaga de Oro (E ₃ N _{1co})..... | 44 |
| 4.1.15 Formación El Carmen (E ₃ N _{1ec})..... | 45 |
| 4.2.16.1. Miembro Arenisca del Oso (E _{3co})..... | 46 |
| 4.2.16.2. Miembro Nepomuceno (E _{3cn})..... | 46 |
| 4.1.16 Grupo Rancho (N _{1Gr})..... | 47 |
| 4.1.17 La Formación Alférez (N _{1Gra})..... | 47 |
| 4.2.19. Formación Mandatú (N _{1Grm})..... | 48 |
| 4.1.18 Formación Porquera (N _{1p})..... | 48 |
| 4.1.19 Formación Jesús del Monte (N _{1jm})..... | 49 |
| 4.1.20 Formación Hibácharo (N _{1h})..... | 50 |

| | |
|--|-----|
| 4.1.21 Formación El Cerrito (N ₁ ec)..... | 50 |
| 4.1.22 Formación Zambrano (N ₁ N ₂ z). | 51 |
| 4.1.23 Formación Tubará (N ₁ N ₂ t). | 51 |
| 4.1.24 Formación Sincelejo (N ₂ Q ₁ s). | 52 |
| 4.1.25 Formación Betulia (Qb)..... | 53 |
| 4.1.26 Formación Tenerife (Qgt). | 53 |
| 4.1.27 Formación La Popa (Q ₁ lp)..... | 53 |
| 4.1.28 Formación Rotinet (Q ₁ r)..... | 54 |
| 4.1.29 Formación Arroyo Grande (Q ₁ ag). | 54 |
| 5 RESULTADOS..... | 59 |
| 5.1 Descripción mineralógica-petrográfica de los clastos ígneos..... | 59 |
| 5.1.1 Descripción de los clastos ígneos de la Cantera La Balastrea. | 59 |
| 5.1.2 Descripción de los clastos ígneos del Cerro El Papayo. | 73 |
| 5.2 MICROSONDA ELECTRONICA DE BARRIDO (SEM). | 81 |
| 5.3 ANALISIS GEOQUÍMICO..... | 97 |
| 6 CONCLUSIONES. | 125 |
| 7 RECOMENDACIONES..... | 127 |
| BIBLIOGRAFÍA. | 128 |
| ANEXO | 132 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Ubicación canteras La Balastreira y Papayo | 23 |
| Figura 2. Localización de las áreas de estudio respecto a los poblados principales más cercanos..... | 24 |
| Figura 3 Fisiografía del Departamento de Córdoba. | 25 |
| Figura 4. Mapa general de terrenos en Colombia..... | 27 |
| Figura 5 Regiones Geotectónicas del departamento de Córdoba, Ampliación de los terrenos en Colombia..... | 28 |
| Figura 6. Principales estructuras regionales del departamento de Córdoba. | 30 |
| Figura 7. Fallas transversales, longitudinales, anticlinorios y sinclinorios presentes en el cinturón plegado de San Jacinto..... | 36 |
| Figura 8. Cuadro estratigráfico del Cinturón Plegado de San Jacinto, Cinturón del Sinú y Valle Inferior del Magdalena..... | 56 |
| Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación San Cayetano. | 58 |
| Figura 10. Muestra Bal1 (Basalto) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira..... | 60 |
| Figura 11. Muestra Bal6 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira..... | 63 |
| Figura 12. Muestra Bal11 (Peridotita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira..... | 65 |
| Figura 13. Muestra Bal16 (cataclasita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira..... | 68 |
| Figura 14. Muestra Bal19 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira..... | 71 |
| Figura 15. Muestra Pp20 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo..... | 75 |
| Figura 16. Muestra Pp22 (Peridotita) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo..... | 77 |
| Figura 17. Muestra Pp24 (Cuarzo diorita-Cuarzo Gabro) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo..... | 79 |
| Figura 18. Análisis SEM EDS_BAL_1_1_001..... | 81 |
| Figura 19. Análisis SEM EDS_BAL_1_2_001..... | 82 |
| Figura 20. Análisis SEM EDS_BAL_1_2A_001..... | 83 |
| Figura 21. Análisis SEM EDS_1_2B_001..... | 84 |
| Figura 22. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_001..... | 85 |
| Figura 23. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_002..... | 86 |

| | |
|---|-----|
| Figura 24. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_003..... | 87 |
| Figura 25. Análisis SEM EDS_BAL_1_2D_001..... | 88 |
| Figura 26. Análisis SEM EDS_BAL_1_3_001..... | 89 |
| Figura 27. Análisis SEM EDS_BAL_1_3_002..... | 90 |
| Figura 28. Análisis SEM EDS_BAL_1_4_001..... | 91 |
| Figura 29. Análisis SEM EDS_BAL_1_4_002..... | 92 |
| Figura 30. Análisis SEM EDS_BAL_1_4A_001..... | 93 |
| Figura 31. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_001..... | 94 |
| Figura 32. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_002..... | 95 |
| Figura 33. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_003..... | 96 |
| Figura 34. Las relaciones Th vs Co de los clastos de la cantera Cerro Papayo. (Según Hastie <i>et al.</i> , 2007)..... | 97 |
| Figura 35. Las relaciones Th vs Co de los clastos de la cantera La Balastreira. (Según Hastie <i>et al.</i> , 2007)..... | 98 |
| Figura 36. Test de alteración según Davies and Whitehead, 2006. Iogas..... | 99 |
| Figura 37. Diagrama de la saturación de alúmina en los clastos analizados (Barton y Young, 2002). | 100 |
| Figura 38. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas, relación Zr/TiO ₂ vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977)..... | 101 |
| Figura 39. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Rb vs Y + Nb, (Pearce et al, 1984). | 102 |
| Figura 40. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Rb vs Yb + Ta, (Pearce et al, 1984). | 103 |
| Figura 41. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Nb vs Y, (Pearce et al, 1984). | 104 |
| Figura 42. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Ta vs Yb, (Pearce et al, 1984). | 105 |
| Figura 43. Patrones de Tierras Raras obtenidos a partir de clastos ígneos de la cantera La Balastreira. Normalización según el Condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). | 106 |
| Figura 44. Patrones de Tierras Raras obtenidos a partir de clastos ígneos de la cantera Cerro Papayo. Normalización según el Condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). | 107 |
| Figura 45. Aracnograma de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, para los clastos ígneos analizados de la cantera La Balastreira (McDonough et al., 1992). | 108 |
| Figura 46. Aracnograma de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, para los clastos ígneos analizados de la cantera Cerro Papayo. (McDonough, et al., 1992). | 109 |

| | |
|--|-----|
| Figura 47. Diagrama de relaciones entre elementos de Tierras Raras de la cantera La Balastrera. (Sun y McDonough, 1989)..... | 110 |
| Figura 48. Diagrama de relaciones entre elementos de Tierras Raras de la cantera Cerro Papayo. (Sun y McDonough, 1989)..... | 111 |
| Figura 49. Diagrama geoquímico Zr/Y vs Ti/Y para la discriminación de basaltos, para determinar el ambiente tectónico de formación de los clastos ígneos máficos presentes en las muestras analizadas (Pearce y Gale, 1977)..... | 112 |
| Figura 50. Diagrama geoquímico Zr/Y vs Zr para la discriminación de basaltos, para determinar el ambiente tectónico de formación de los clastos ígneos máficos presentes en las muestras analizadas (Pearce, 1983)..... | 113 |
| Figura 51. Relación Sr vs Sr de la cantera La Balastrera | 114 |
| Figura 52. Relación Y vs Sr de los clastos ígneos de la cantera La Balastrera..... | 115 |
| Figura 53. Relación Sr vs Sr de la cantera Cerro Papayo..... | 116 |
| Figura 54. Relación Y vs Sr de los clastos ígneos de la cantera Cerro Papayo. | 117 |
| Figura 55. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal1 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 118 |
| Figura 56. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal6 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 119 |
| Figura 57. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal11 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 119 |
| Figura 58. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal16 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 120 |
| Figura 59. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal19 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 120 |
| Figura 60. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal37 perteneciente a la cantera La Balastrera..... | 121 |
| Figura 61. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp3 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 121 |
| Figura 62. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp7 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 122 |
| Figura 63. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp11 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 122 |
| Figura 64. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp20 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 123 |
| Figura 65. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp22 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 123 |
| Figura 66. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp24 perteneciente a la cantera Cerro Papayo. | 124 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|---------------------------------|-----|
| Tabla 1 EDS_BAL_1_1_001 | 132 |
| Tabla 2 EDS_BAL_1_2_001 | 132 |
| Tabla 3 EDS_BAL_1_2A_001 | 133 |
| Tabla 4 EDS_BAL_1_2B_001 | 133 |
| Tabla 5 EDS_BAL_1_2C_001 | 134 |
| Tabla 6 EDS_BAL_1_2C_002 | 134 |
| Tabla 7 EDS_BAL_1_2C_003 | 135 |
| Tabla 8 EDS_BAL_1_2D_001 | 135 |
| Tabla 9 EDS_BAL_1_3_001 | 136 |
| Tabla 10 EDS_BAL_1_3_002 | 136 |
| Tabla 11 EDS_BAL_1_4_001 | 137 |
| Tabla 12 EDS_BAL_1_4_002 | 137 |
| Tabla 13 EDS_BAL_1_4A_001 | 138 |
| Tabla 14 EDS_BAL_1_4B_001 | 138 |
| Tabla 15 EDS_BAL_1_4B_002 | 139 |
| Tabla 16 EDS_BAL_1_4B_003 | 139 |

LISTA DE ANEXOS

| | |
|---|-----|
| Anexo A. Tablas Análisis de SEM. | 132 |
| Anexo B. Archivo fotográfico Cantera La Balastrea. | |
| Anexo C. Archivo fotográfico Cantera Cerro Papayo. | |
| Anexo D. Análisis de SEM. | |
| Anexo E. Datos geoquímicos. | |

NOTA: ESTOS ANEXOS SE PUEDEN SER CONSULTADOS EN LA BIBLIOTECA UIS-SALA BASE DE DATOS.

RESUMEN

TITULO:

PROVENIENCIA DE LOS CLASTOS ÍGNEOS DE LA FORMACIÓN SAN CAYETANO: UN ESTUDIO APOYADO EN MATERIALES SEDIMENTARIOS DE LA ERA TERCIARIA, AFLORANTES EN LA CANTERA LA BALASTRERA Y EL CERRO EL PAPAYO (CARIBE COLOMBIANO).*

AUTORES:

KATHERINE RUEDA SANMIGUEL**; RAUL DAVID OLAYA RINCON**.

PALABRAS CLAVE: Caribe Colombiano, Formación San Cayetano, Clastos Ígneos, Proveniencia.

DESCRIPCIÓN:

La formación sedimentaria San Cayetano (de edad Paleógeno; era Terciaria); aflorante en los sectores La Balastrea y El Cerro Papayo (departamento de Córdoba, Caribe Colombiano); es una unidad fundamentalmente siliciclástica, con presencia de clastos ígneos, metamórficos y sedimentarios. Estudios previos sobre la proveniencia de estos clastos (especialmente de tipo ígneo), señalaban que estos materiales proceden exclusivamente del desmantelamiento de un arco magmático intra-oceánico, el cual debió haber sido transportado y acrecionado previamente al margen continental de Colombia. En este sentido, la cuenca sedimentaria en la cual se depositó la Formación San Cayetano, debió haber estado incomunicada del continente sudamericano.

El presente estudio, realizado en el marco de un trabajo de tesis de pregrado y enfocado en la procedencia de los clastos ígneos allí reconocidos (variedades de rocas básicos y félsicos, tanto volcánicas, como plutónicas), evidencia una mayor complejidad en la proveniencia de los clastos. Según las características petrogenéticas de los clastos ígneos, estos provienen del desmantelamiento simultáneo de antiguos arcos magmáticos, tanto de carácter intra-oceánico, como de arcos magmáticos formados previamente en un margen continental activo (unos tanto de corteza continental delgada, como corteza continental gruesa). A la luz de los nuevos datos, las fuentes de los clastos ígneos de la Formación San Cayetano, debieron ser las unidades ígneas de los basamentos de la Cordillera Central y el Valle Inferior del Magdalena, así como el arco magmático intra-oceánico previamente acrecionado al continente.

*Trabajo de grado.

**Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director. Luis Carlos Mantilla Figueroa, Geólogo Ph.D. Codirector. Carlos Alberto Ríos Reyes, Geólogo.

ABSTRACT

TITLE:

PROVENANCE OF THE IGNEOUS CLASTS FROM SAN CAYETANO FORMATION: STUDY SUPPORTED IN SEDIMENTARY MATERIALS FROM TERTIARY, OUTCROPPING IN LA BALASTRERA AND CERRO PAPAYO (COLOMBIAN CARIBBEAN)*.

AUTHORS:

KATHERINE RUEDA SANMIGUEL**; RAUL DAVID OLAYA RINCON**

KEY WORDS: Colombian Caribbean, San Cayetano Formation, igneous clasts, Provenance.

DESCRIPTION:

The sedimentary formation San Cayetano (Paleogene age; from tertiary); that outcrops in the sectors of La Balastrera and El Cerro Papayo (department of Cordoba, Colombian Caribbean); it is a unit almost siliciclastic, with some presence of igneous, metamorphic and sedimentary clasts. Previous studies about the provenance of this clasts (specially the igneous clasts), pointed out that these materials came exclusively from dismantling of an intra-oceanic magmatic arc, which have been transported and accreted previously to the continental margin of Colombia. In this sense, the sedimentary basin in which San Cayetano Formation was deposited shouldn't been connected to the South American continent.

This study have been realized as a degree thesis and focused on the provenance of the recognized as a igneous clasts (basic, felsic, volcanic and plutonic rocks), that gives a more complex result of the provenance of these clasts. According to the petrogenetic characteristics of these igneous clasts, it shows that these clasts came from the simultaneous dismantling of ancient magmatic arcs, both intra-oceanic, as previously magmatic arcs formed in an active continental margin (some of thin continental crust and others from thickened continental crust). In light of new data, sources igneous clasts of San Cayetano Formation must be the units of the basement that came from the Cordillera Central and Valle Inferior del Magdalena, as well as the previous magmatic intra-oceanic arc accreted to the continent.

*Bachelor Thesis.

**Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director. Luis Carlos Mantilla Figueroa, Geólogo Ph.D. Codirector. Carlos Alberto Ríos Reyes, Geólogo.

INTRODUCCIÓN

De manera regional las canteras La Balastrea y Cerro Papayo están ubicadas dentro del Departamento de Córdoba, estas canteras se encuentran caracterizadas por clastos de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, que van desde el cretácico superior al Holoceno; los clastos ígneos son los de mayor interés los cuales pertenecen a la formación San Cayetano y se reportan de edades del Paleoceno según Cardona *et al.*, 2012.

Se realizó un estudio de los clastos ígneos pertenecientes a las canteras con el fin de describirlos mineralógica y geoquímicamente para determinar la génesis de estos y ubicarlos en un contexto geológico.

Los estudios realizados se hicieron mediante análisis macroscópico de muestras; análisis microscópico de secciones delgadas; análisis de SEM; y análisis geoquímico de roca total.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL.

Estudiar la procedencia de los clastos ígneos presentes en la Formación sedimentaria San Cayetano (de la era Terciaria), aflorante en los sectores 'cantera la Balastrera' y 'cerro El Papayo' (Caribe Colombiano).

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.

- Realizar una revisión bibliográfica sobre la evolución geológica del Caribe Colombiano, para fines de su contextualización, en términos de su geología regional y local.
- Describir las características macroscópicas de las diferentes variedades de clastos ígneos presentes en la formación San Cayetano (color, textura, estructura, composición mineralógica, etc.), para fines de identificar las diferentes variedades litológicas allí presentes.
- Estudiar las características mineralógico-petrográficas (mediante análisis de microscopía óptica, electrónica y DRX) de las diferentes variedades de clastos ígneos presentes en los sectores objeto de estudio, para fines de precisar su clasificación composicional y posibles alteraciones hidrotermales asociadas.

- Realizar un estudio litogeoquímico de variedades concretas de clastos ígneos, para fines de su clasificación química y para determinar su posible ambiente tectónico de emplazamiento de sus magmas silicatados asociados (en el área fuente de estos clastos).
- Proponer a la luz de los nuevos datos, las posibles áreas fuente de los clastos ígneos presentes en la Formación San Cayetano aflorante en los sectores 'Cantera La Balastrea' y 'Cerro El Papayo' (área donde se localizarían los paleo-sistemas volcánico-plutónicos afectados por erosión).

2. METODOLOGÍA.

Para lograr el desarrollo de este trabajo, este estudio se llevó a cabo, siguiendo las siguientes cinco etapas: (1) Recopilación y análisis de material bibliográfico; (2) Trabajo de campo: muestreo realizado a comienzos del año 2014, durante una expedición geológica organizada por geólogos de la UIS y Ecopetrol (los materiales recolectados durante esta expedición, sirvieron de insumo para este estudio); (3) Trabajo de laboratorio; (4) Interpretación, discusión y análisis de los datos obtenidos y; (5) Elaboración informe final.

Debido a su importancia en la generación de nuevos datos, a continuación se describe con mayor detalle lo relacionado con los trabajos de laboratorio.

Durante la fase de laboratorio, se realizó una descripción macroscópica de los clastos ígneos previamente colectados en campo. Para tal fin, se utilizó una lupa biocular Stereoscopic Zoom Microscope SMZ 645/ SMZ 660 marca Nikon del laboratorio de Macroscopia de la Escuela de Geología de la UIS.

En el marco de los análisis mineralógico-petrográficos, se realizaron láminas delgadas, siguiendo la metodología convencional utilizada para tal fin. Durante los análisis de microscopía óptica, se utilizaron dos microscopios, un microscopio polirizador, marca ECLIPSE E200 POL y otro microscopio polarizador marca ECLIPSE 50i POL del laboratorio de Microscopía de la Escuela de Geología de la UIS.

Durante los análisis de microscopía electrónica, se utilizó un microscopio electrónico de barrido referencia Quanta FEG 650 de emisión de campo, del laboratorio de Microscopía Electrónica de la UIS (sede Guatiguará). Las condiciones bajo las cuales se realizaron estos trabajos de exploración mineral al SEM, fueron las siguientes: voltaje

20 kilovoltios, magnificación entre 115 a 2000x Detector de electrones retrodispersados tomados con el detector BSED (back scattered electron detector) tipo SSD (estado sólido), con espectros de detector EDAX APOLO X resolución de 126.1 eV (en. Mn K α) para realizar análisis EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy), Software EDX Genesis. Información semi-cuantitativa de los elementos químicos Working distance (WD) de trabajo desde 10,1 a 12,6, campo de observación desde 597 μ m a 2,59mm.

Los análisis litogeoquímicos de los clastos ígneos estudiados, se realizaron en el laboratorio de geoquímica del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), en donde se utilizaron para tal fin, las técnicas analíticas ICP-OES (*inductively coupled plasma optical emission spectrometry-equipo tipo Perkin Elmer 2100 DV*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry (equipo tipo Perkin Elmer ELAN 6000)*).

3. GENERALIDADES.

3.1 LOCALIZACIÓN.

El departamento de Córdoba se encuentra ubicado al norte de Colombia en la llanura del caribe. Posee una extensión territorial de 25.020 km², limitada al norte con el Mar Caribe, al oriente con los departamentos de Sucre y Antioquía, al occidente y sur por del departamento de Antioquía (Gonzales y Londoño, 2001).

La zona de estudio comprende las canteras La Balastrera y Cerro Papayo (Figura 1.) ubicadas geográficamente en las coordenadas elipsoidales 9° 11' 58,8379 de latitud norte con 75° 32' 19,16606" de longitud al oeste de Greenwich y 8° 51' 12,86632" latitud norte con 75° 34' 42,56788" de longitud al oeste de Greenwich respectivamente y coordenadas Gauss-Krüger N 1.509.058 ± 14m, E 839.776 ± 14m, cota: 96 m.s.n.m. y N 1.470.845 ± 9m, E 835.240 ± 9m, cota: 59 m.s.n.m. respectivamente.

3.2 VÍAS DE ACCESO.

Está constituido por 2800 kilómetros de carreteras distribuidas en una red primaria de carácter nacional, una secundaria de carreteras intermunicipales y una terciaria de vías de penetración. Unos 450 kilómetros de estas carreteras están pavimentadas (Gonzales y Londoño, 2001).

La vía de acceso principal a la cantera Cerro Papayo es la vía que comunica a la Ciénaga de Oro al Corregimiento del Salitral; ubicada aproximadamente a .7 Km del pueblo Ciénaga de Oro (Figura 2 a). La vía principal hacia la cantera La Balastrea es de Tuchin hacia el corregimiento de Los Vidales; ubicada aproximadamente a 2.8 Km de Tuchin (Figura 2 b).

3.3 FISIOGRAFIA Y CLIMA.

Las canteras La Balastrea y Cerro Papayo están comprendidas dentro de la Llanura del Caribe, conformada por las cuencas de los ríos Sinú y San Jorge, los cuales están divididos en dos grandes regiones: una plana que comprende el 60% y otra montañosa y de colinas que comprende el 40% restante (Gonzales y Londoño, 2001).

El área plana del área de estudio (con una altura inferior de 100 m.s.n.m.), correspondiente a la Llanura del Caribe y alberga el área costera septentrional y los valles aluviales de los ríos Sinú y San Jorge. El área de montañas y colinas (Figura 3) está conformada por estribaciones septentrionales de la Cordillera Occidental. Esta última se divide en tres unidades geográficas: la Serranía de Abibe (occidental), la Serranía de San Jerónimo (central) y la Serranía de Ayapel (Oriental). El área montañosa de mayor extensión está constituida por la Serranía de San Jerónimo con alturas superiores a los 500 m.s.n.m. (Gonzales y Londoño, 2001). La posición del departamento hace que su territorio no sea afectado significativamente por los cambios estacionales, la tropósfera presenta una temperatura alta debido a la altitud que posee (20 m.s.n.m.), se encuentra en el piso térmico cálido. La precipitación anual media disminuye de sur a norte.

La interrelación entre el relieve, la hidrografía, condiciones climáticas y drenajes ha desarrollado cinco tipos básicos de suelos: colinas, planicie aluvial o lacustre, planicie aluvial de piedemonte, planicie litoral y de cordillera (Gonzales y Londoño, 2001).

Figura 1. Ubicación canteras La Balastrea y Papayo

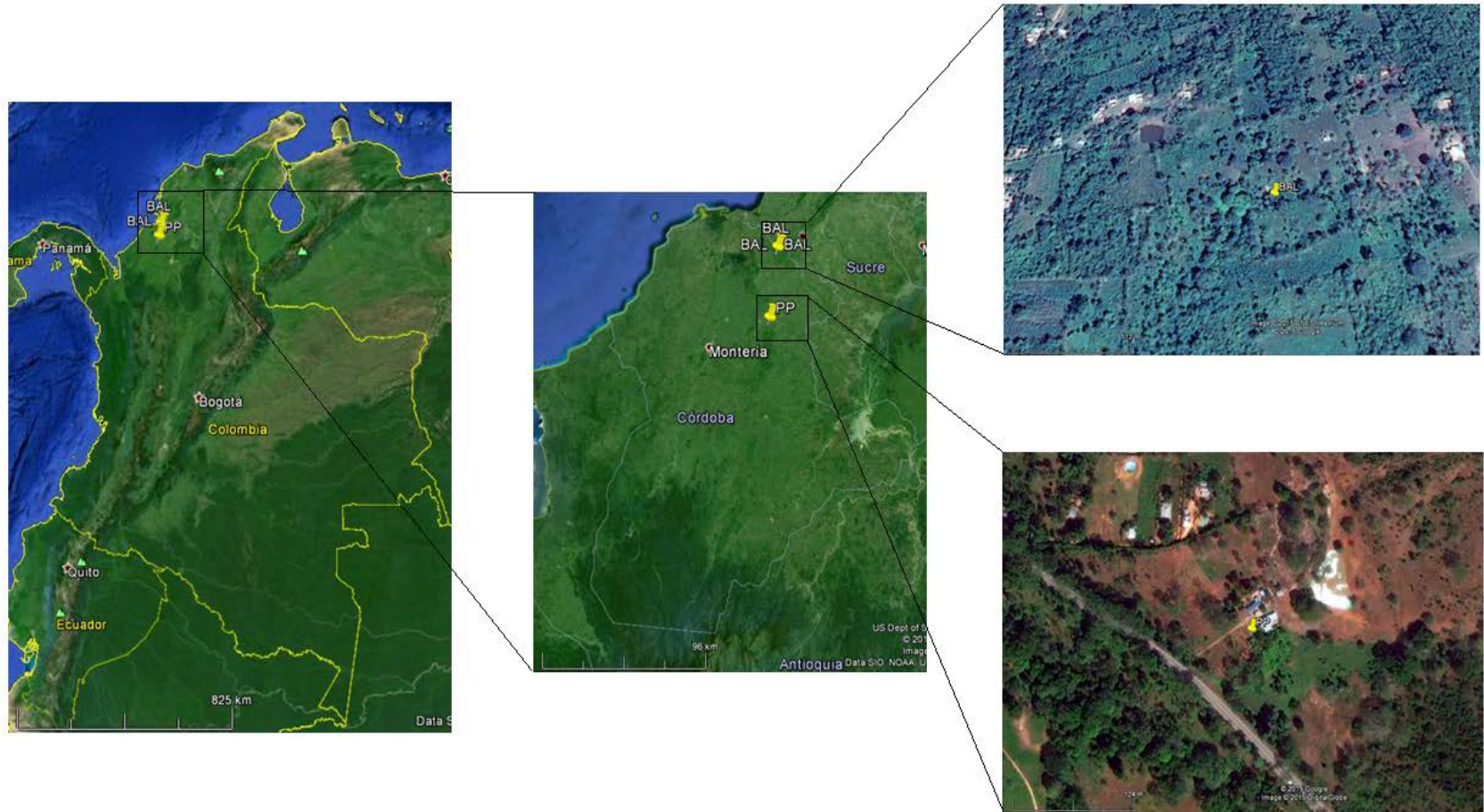
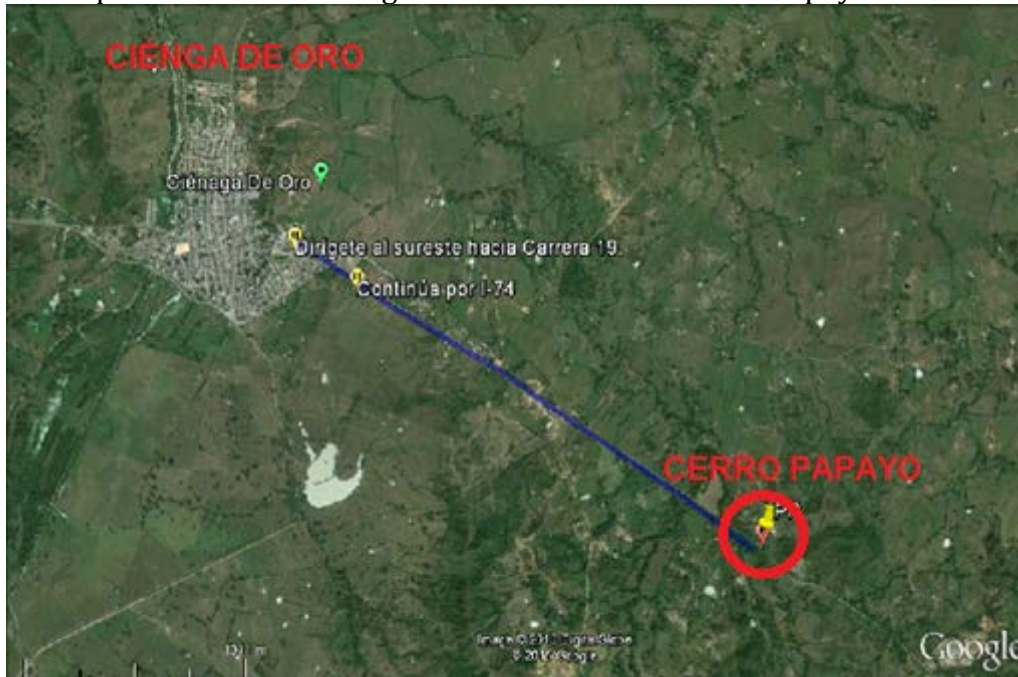


Figura 2. Localización de las áreas de estudio respecto a los poblados principales más cercanos.

a. Vía que conduce de Ciénaga de Oro a la Cantera Cerro Papayo.



b. Vía que conduce de El Tuchin a la cantera La Balastrea.

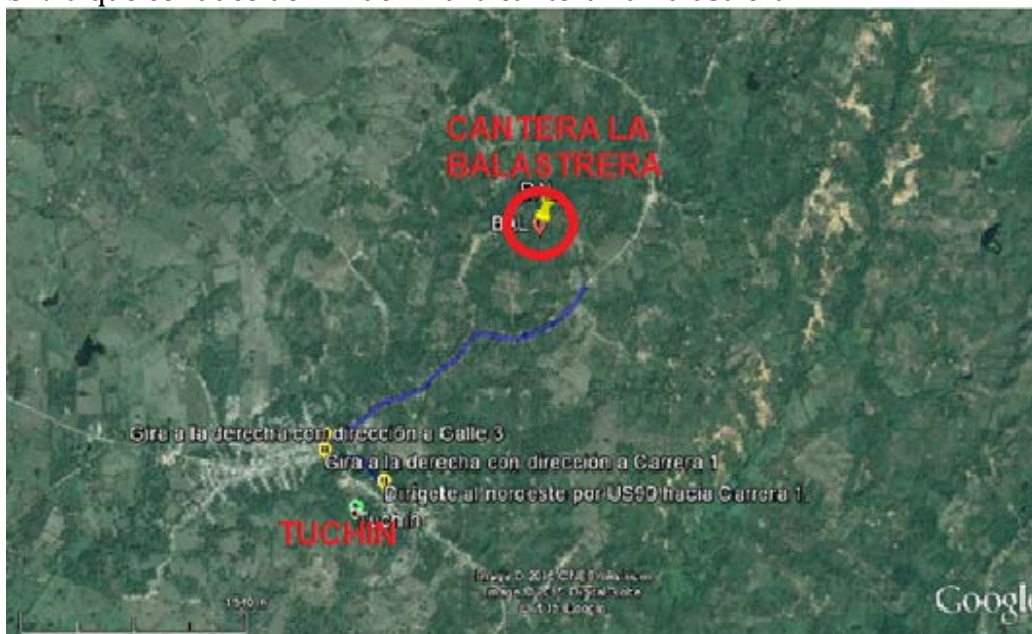
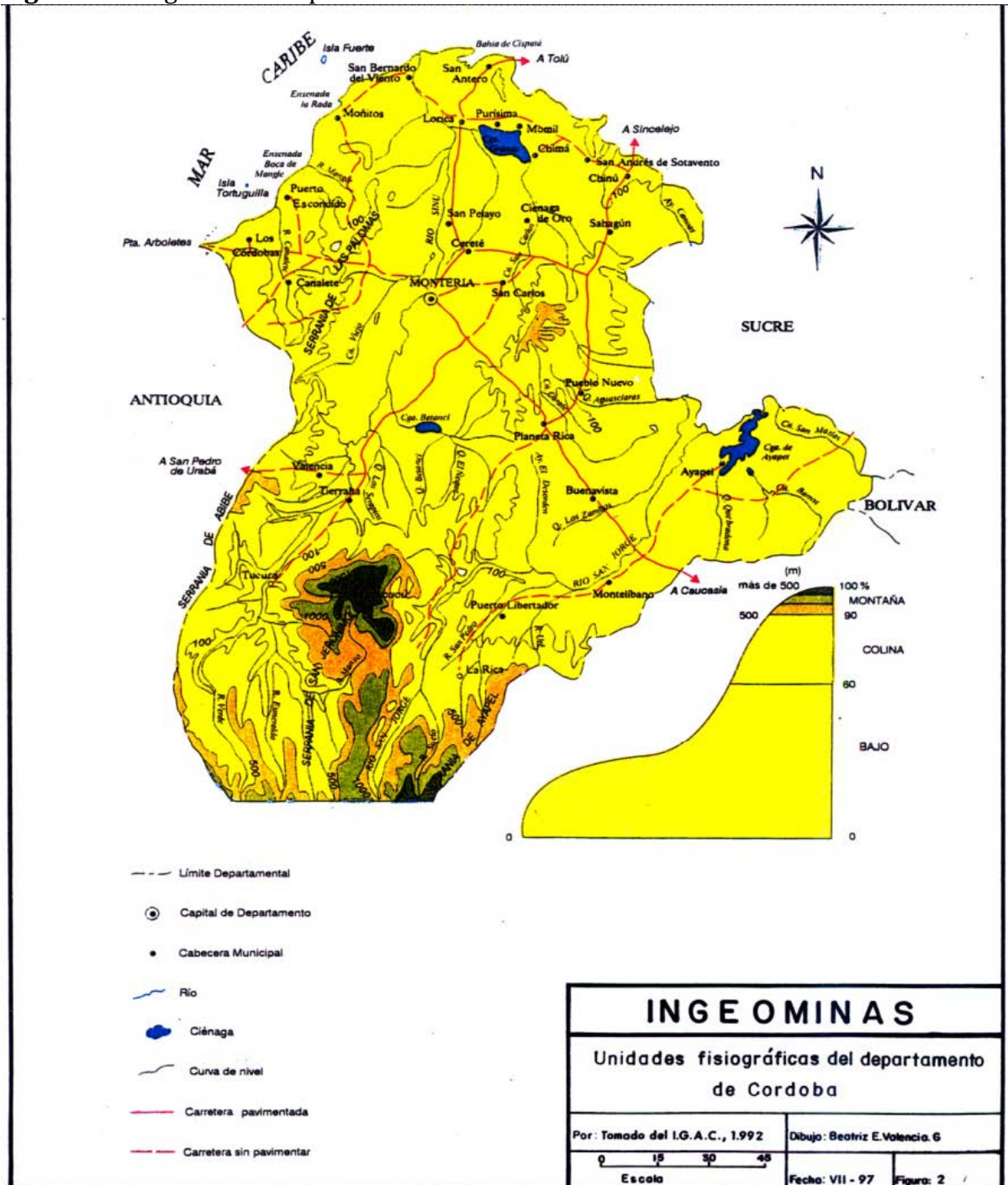


Figura 3 Fisiografía del Departamento de Córdoba.



Fuente. Memorias Departamento de Córdoba. INGEOMINAS 2001.

4 ANTECEDENTES.

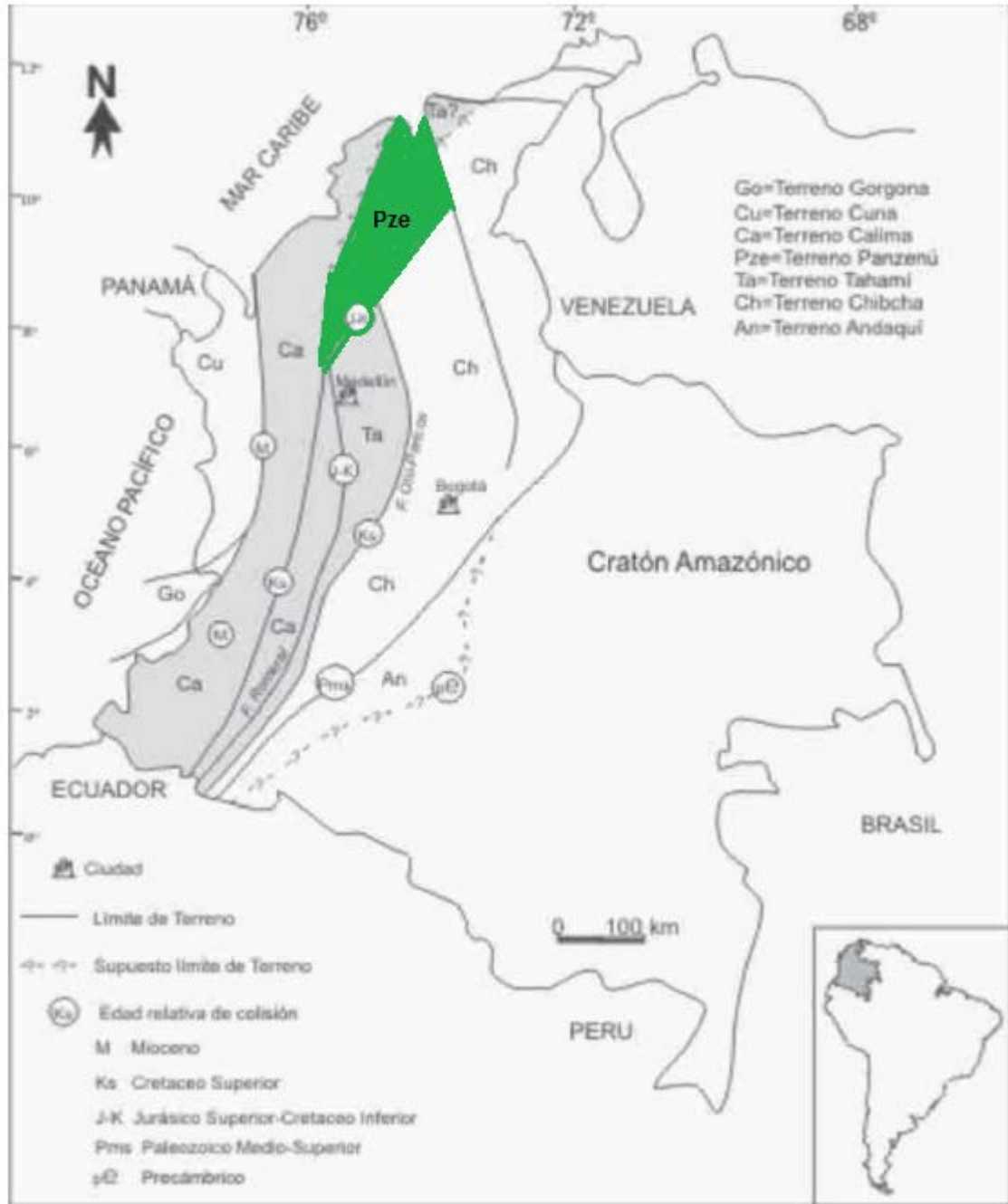
Con el propósito de contextualizar el área de estudio, desde el punto de vista de la geología regional y local, a continuación se presenten algunas generalidades sobre sus rasgos tectónicos, estructurales y estratigráficos.

El sistema andino de Colombia (junto a los Andes de Mérida y Ecuador), hacen parte del denominado Andes del Norte (Gansser *et al.*, 1973, Alemán y Ramos, 2000). Pennington, (1981), denomina a los Andes del Norte, como Bloque Andino.

El sistema Andino Colombiano, se considera formado por la acreción de los terrenos alóctonos Andaquí, Chibcha, Tahamí, Panzenú, Calima, Embera, Cuna y Gorgona (Toussaint y Restrepo, 1976). Trabajos posteriores, denominan a los terrenos Cuna y Embera, como parte de un solo terreno, al cual asignan el nombre de terreno Cuna (Restrepo y Toussaint, 1988; ver FIGURA 4). Según Cediél *et al.*, (2003), la región andina de Colombia se compone de los dominios Macizo de Garzón, Subplaca Maracaibo, Dominio de la Subplaca Continental Central, Asociación del Pacífico, Arco Chocó, Terrenos Caribeños y Terreno Guajira–Falcón (ver FIGURA 4).

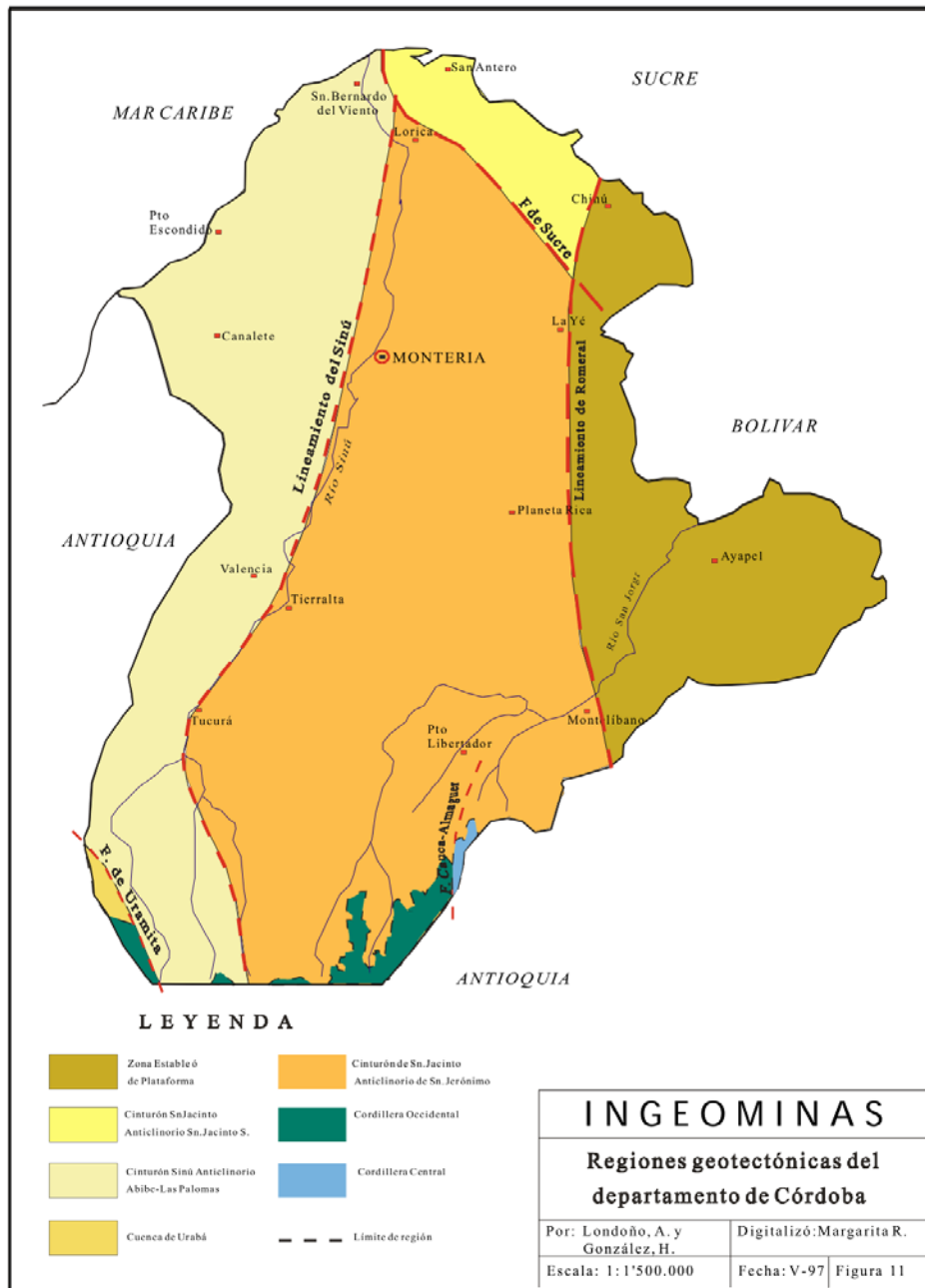
Según las divisiones antes mencionadas, el área de la SSJ, se proyecta en el terreno Embera-Cuna, en términos de Toussaint y Restrepo, (1976) y Restrepo *et al.*, (2011), y en el terreno San Jacinto, en términos de Cediél *et al.*, (2003).

Figura 4. Mapa general de terrenos en Colombia.



Fuente. Terrenos, complejos y provincias en la cordillera central de Colombia. Modificado de Restrepo y Toussaint, 1988.

Figura 5 Regiones Geotectónicas del departamento de Córdoba, Ampliación de los terrenos en Colombia.



Fuente. Memorias Departamento de Córdoba. INGEOMINAS, 2001.

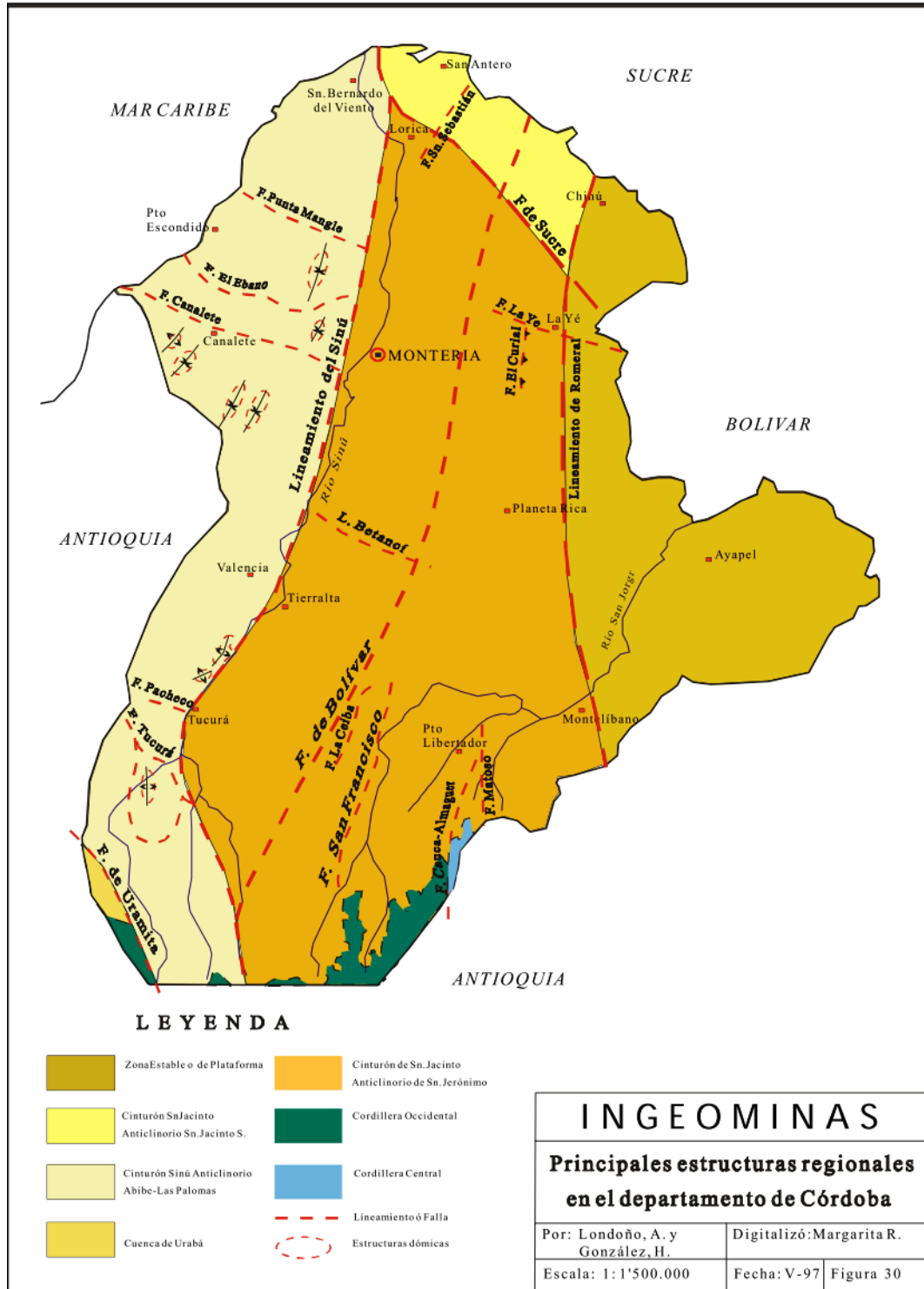
4.1 TECTÓNICA DEL AREA.

Las principales estructuras del departamento presentan una tendencia al norte coincidiendo con antiguas zonas de deformación. La estructura básica es un prisma de acreción adherido al continente durante el Cenozoico del resultado de la convergencia de la placa oceánica del Caribe, a partir de las divisiones regionales se describen los elementos mayores que se enmarcan en las siguientes regiones, permitiendo establecer diferencias fundamentales entre los cinturones fragmentados de Sinú y San Jacinto, la región de Urabá, Bloque Chocó y la región de plataforma (Gonzales y Londoño, 2001).

Los elementos de las estructuras mayores son 6: a.) El Bloque Chocó (Región de Urabá), b.) El Cinturón del Sinú, c.) El cinturón de San Jacinto d.) La región estable o de Plataforma, e.) Cordillera Occidental y f.) Cordillera Central (Gonzales y Londoño, 2001).

El mayor rasgo estructural lo constituyen las fallas (ver Figura 6.) las cuales tienen distinta naturaleza y edad, estas afectan las diversas unidades litológicas que abarcan edades del Paleozoico temprano (Cordillera Central), y del Cretácico tardío al Cenozoico, en general se presentan dos sistemas direccionales de fallas bien definidos: en las fallas con dirección N, NNE paralelas a la tendencia general de las estructuras principales de la cadena andina y en las fallas con dirección N 45 a 60 W que cortan estructuras longitudinales. Las fallas que se encuentran en el departamento son: Zona de Falla Colombia, Falla de Uramita, Zona de Falla Tucurá, Falla de Canalete, Falla El Ebano, Falla Punta Mangle, Falla San Pedro, Falla de Pacheco, Falla La Ceniza, Falla Villavicencio, Falla La Ceiba, Zona de Falla del Cauca, Falla Bolívar, Falla San Jorge, Falla Sardina, Falla San Francisco, Falla Peque, Falla de Manchego, Falla de El Curial, Falla de La Vara, Zona de Falla Romeral, Falla de Ciénaga de Oro, Falla San Antonio, Falla Matoso, Falla Laguneta, Falla de Sucre, Falla la Ye (Gonzales y Londoño, 2001).

Figura 6. Principales estructuras regionales del departamento de Córdoba.



Fuente. Memorias Departamento de Córdoba. INGEOMINAS. 2001.

El elemento estructural de mayor interés en la zona de estudio es el Cinturón plegado de San Jacinto el cual lo describen los siguientes autores:

Según Gonzales y Londoño, (2001) El cinturón de San Jacinto marca el límite oriental del terreno Sinú-San Jacinto localizada adyacente a la zona de plataforma, limitado al oriente por el lineamiento estructural de Romeral y al occidente por el del Sinú, parte de un prisma de acreción plegado y fallado como consecuencia de la convergencia entre las placas Caribe y Suramericana. Este cinturón puede ser dividido en cuatro segmentos nombrados de sur a norte: Anticlinorios de San Jerónimo, San Jacinto Sur, San Jacinto Norte y Luruaco, en general las fallas principales en este cinturón tienen dirección NS-N 5 E, son de cabalgamiento con vergencia hacia el occidente, las fallas NNE son principalmente de rumbo con desplazamiento sinistral. La estructura general del Cinturón de San Jacinto muestra una deflexión hacia el occidente, sugiere que el cinturón pudiese ser una unidad tectónica independiente de la Cordillera Occidental. En el flanco oriental del cinturón estructuras en forma de S asociadas con el Lineamiento Romeral.

Según Guzmán *et al.*, (2004) el cinturón de San Jacinto, se encuentra fragmentado en varios bloques que corresponden topográficamente con las Serranías de Luruaco, San Jacinto, San Jerónimo y con gran parte de las cuchillas de Cispata al sur del golfo de Morrosquillo. Estas serranías constituyen los bloques con mayor deformación tectónica y se encuentran “rodeadas” por zonas o depresiones con menor deformación. Estas depresiones (Cuenca hidrográfica baja del Río Magdalena, Zona del canal del Dique, Depresión del área de San Onofre y llanura costera aledaña al golfo Morrosquillo, Zona Carmen-Zambrano al occidente del Río Magdalena) en donde se acumuló y sigue acumulando la mayor parte de los sedimentos. En las serranías, afloran básicamente rocas del Paleoceno-Eoceno superior y eventualmente algunas rocas Cretácicas. Estas rocas suelen estar afectadas por fallas de cabalgamiento con rumbo aproximado N45°E con pliegues estrechos en ellas.

Según Clavijo *et al.*, (2001) el Cinturón plegado de San Jacinto es una faja replegada caracterizada por fallas inversas y de cabalgamiento, y pliegues apretados, que evidencian una dinámica compresiva, una faja alargada de 360km de longitud y 6km de ancho, limitado al occidente por el lineamiento del sinu y al oriente por el lineamiento de Romeral.

Estos autores describen que en este cinturón se presentan dos sistemas de fallas principales que son las fallas longitudinales y las fallas transversales. Las primeras son las de mayor extensión y son fallas de tipo inversas de dirección NNE, los cuales son desplazados por las segundas, que son de menor extensión y dirección E-W, WNW y ENE.

Las principales fallas de dirección NNE que se encuentran en este cinturón (Figura 6.) según Clavijo *et al.*, (2001) Son:

- La Falla de Palmito que es de ángulo alto (60 y 70°E) y de rumbo N30°E. Aunque no se observan planos de fricción, su relación con pliegues anticlinales invertidos parece ser que se trata de una falla inversa con buzamiento al SE.
- La Falla de Guaimí es una falla inversa de ángulo alto,(N20°-50°E/65°-90) que pone en contacto rocas de la formación San Cayetano con rocas de la Formación Carmen.
- La Falla de Toluviejo es denominada de cabalgamiento con un ángulo alto (60 – 80°) de rumbo N60- 50°E y de buzamiento E, esta falla pone en contacto rocas de la Formación Toluviejo sobre las de la Formación San Cayetano.
- La Falla de Palenquillo tiene un rumbo que varía entre N10°E y N30°E, su buzamiento varía 48° y 81° al SW; se pueden observar algunos planos estriados en

arcillolitas de la Formación San Jacinto y areniscas de Formación Maco lo cual indican que es una falla inversa que buza hacia el W, esta afecta a rocas que se encuentran en las Formaciones Maco y San Jacinto.

- La Falla Chinulito es una falla normal que pone en contacto las Formaciones San Cayetano al occidente y Maco al oriente.
- La Falla Chalán es una falla inversa de ángulo alto de rumbo N10°-20°E y buzamiento al W, está afecta rocas de la Formación Toluviejo y pone en contacto las Formaciones San Cayetano – Toluviejo y Maco.

El sistema de fallas de romeral ha sido considerado como la mayor paleo sutura que separa al valle inferior de Magdalena y el cinturón plegado de San Jacinto, en algunos casos este sistema de fallas ha sido considerado como una falla de rumbo, otros lo consideran como un sistema de fallas sinestrales transtensionales y como un sistema de fallas de rumbo con componentes transpresionales y compresionales según Mantilla, (2007).

Según Mantilla, (2007). El nombre de la Falla de Romeral se debe a que en Duque y Caro. (1975) proyectaron este sistema de fallas 140 km al norte, indicando que una sutura estaba separando la cuenca de San Jorge- Plato al este y el terreno de San Jacinto al oeste. Este sistema de fallas no se observa muy bien en superficie ya que todos los depósitos cuaternarios están sobre casi toda la extensión de la falla, además estos autores propusieron su identificación por medio de algunas observaciones: a) el cambio de la gran deformación que se encuentra en el cinturón plegado de San Jacinto, a diferencia de la subcuenca de San Jorge la cual no se encuentra deformada, b) La presencia de un gran volcanismo máfico y plutonismo tonalítico asociado a cherts y turbiditas del cretácico tardío al eoceno temprano las cuales están ubicadas al oeste únicamente y ausentes en el este, c) La serpentización intrusiva ubicada al oeste que

solo se hace visible en planeta Rica, d) La ocurrencia de un cinturón de bajo grado de metamorfismo de esquistos verdes a lo largo de la parte este del sistema de fallas de romeral, los cuales son relacionados a los esquistos que se encuentran en el macizo de Santa Marta.

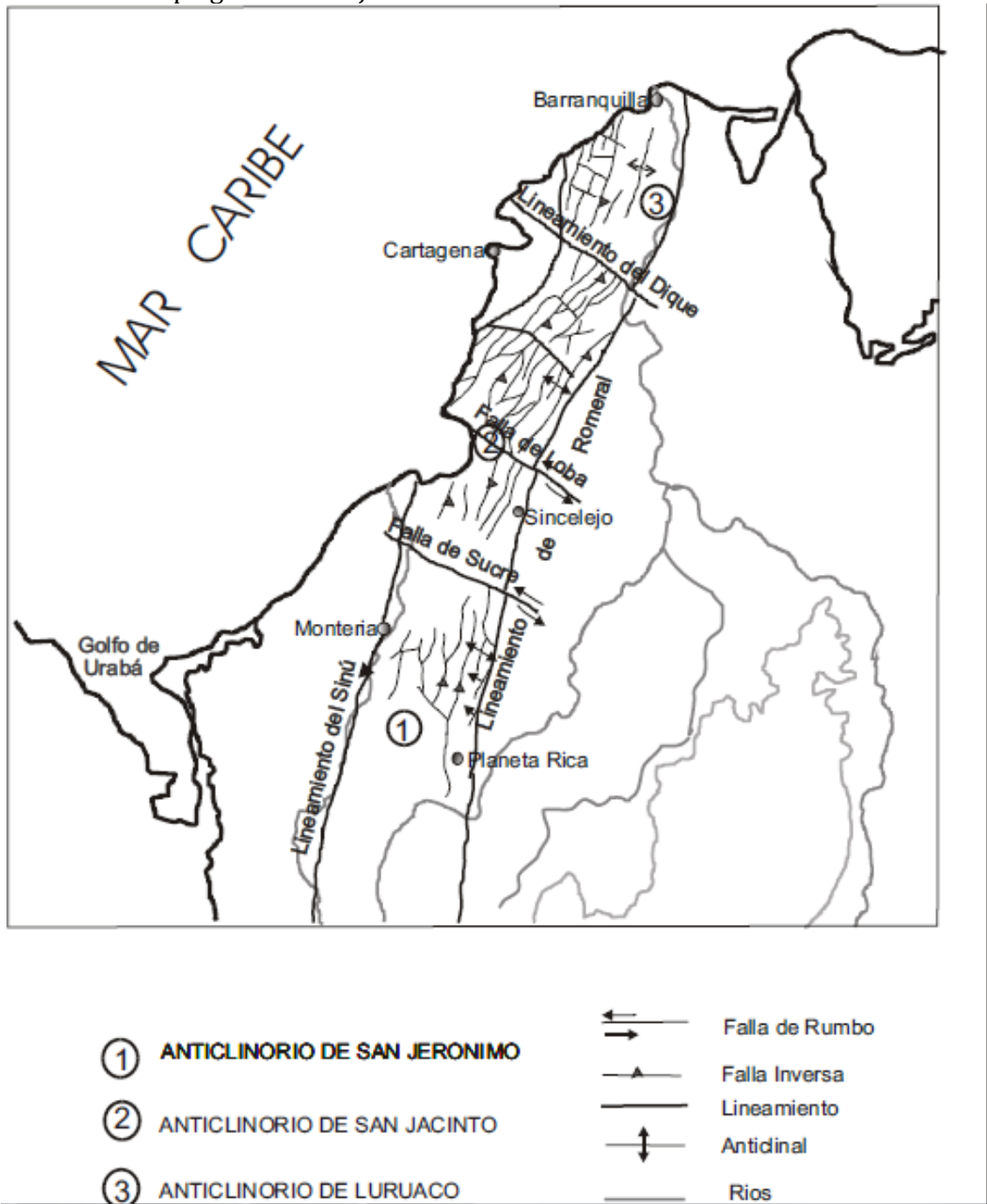
Según Clavijo *et al*; (2001). Las fallas de dirección WNW son fallas transversales que desplazan a las fallas NNE, estas en general son de poca extensión. Son fallas normales con componentes de rumbo, tanto dextrales como sinestrales, cuyos rumbos varían entre E-E, N60°W, N45°W. Sus buzamientos son de ángulo alto (60° - 90°).

Una de las características más importantes del Cinturón plegado de San Jacinto (Figura 7.) son los pliegues anticlinales estrechos, alargados, fallados y sinclinales según Clavijo *et al*; (2001). son:

- Sinclinal el Carbon este alcanza una extensión aproximada de 15km, es un pliegue simétrico de dirección N30°E y su núcleo está constituido por arcillolitas de la Formación Carmen.
- Sinclinal de Palomito es un pliegue simétrico cuyo eje varía de dirección N30°E, en el sur N45°E en el norte y su núcleo está constituido por lodolitas de la Formación Carmen.
- Sinclinal de Tumba toro este es un pliegue simétrico de dirección N30°E con cabeceo y su núcleo está constituido por areniscas conglomeráticas de la Formación Sincelejo.
- Sinclinal del martirio su longitud es de 12km, su eje es de dirección N10°-20°E, está truncado por fallas transversales y su núcleo está constituido por lodolitas de la Formación Carmen.

- Anticlinal Toluviejo este es un pliegue asimétrico, invertido en el sur, fallado al norte, fraccionado por fallas transversales. Varía en dirección N30°E a N45°E y su núcleo está constituido por areniscas, lodolitas y conglomerados de la Formación San Cayetano.
- Anticlinal de Tuchin esta estructura tiene una longitud de 14km y una dirección NNE que afecta a rocas de la Formación San Cayetano.

Figura 7. Fallas transversales, longitudinales, anticlinorios y sinclinorios presentes en el cinturón plegado de San Jacinto.



Fuente. Geología de las Planchas 44 Sincelejo y 52 Sahagún. Ingeominas. 2001

4.1. RASGOS ESTRATIGRÁFICOS.

Las unidades que afloran se formaron en ambientes geotectónicos diferentes y en épocas distintas, estas unidades hacen parte de los cinturones terciarios del noroccidente colombiano, su evolución estuvo controlada por diferentes ciclos sedimentológicos como por sus estilos estructurales, los cuales los separan en dos cinturones el de Sinú y el de San Jacinto (Gonzales y Londoño, 2001).

Las unidades litológicas que se encuentran al sur de Córdoba pertenecen al extremo septentrional de la Cordillera Occidental y el límite con la Cordillera Central las cuales están separadas entre sí por el Sistema de Fallas Romeral (Falla Cauca-Almaguer), aunque también se conoce como Falla San Jacinto (con implicaciones tectónicas muy diferentes). La Cordillera Occidental es constituida por rocas volcánicas de afinidad oceánica y la Central por un complejo polimetamórfico intruido por stocks gabroides, La cuenca Urabá limita la parte occidental y hace parte del Bloque Chocó se caracteriza por tener rocas sedimentarias marinas del Oligoceno al Plioceno, y depósitos aluviales del Cuaternario. La cordillera central está constituida por rocas metamórficas con evidencias texturales, mineralógicas y geocronológicas de haber sufrido varios eventos metamórficos, los afloramientos se encuentran con el Departamento de Antioquía (Gonzales y Londoño, 2001).

El Cinturón Sinú se localiza al este del Bloque Chocó en el extremo oriental, comprendiendo los anticlinorios de Abibe-Las Palomas y Turbaco, el oriente está limitado por el Cinturón de San Jacinto por el Lineamiento Sinú. Está constituido por rocas del Oligoceno hasta sedimentos aluviales marinos recientes, consiste una secuencia turbidítica de sedimentos muy finos de más o menos 5000 m de espesor que contienen las formaciones Maralú, Floresanto, Pajuil y Corpa. Estructuralmente se caracteriza por presentar estructuras radiales, domos y colinas que pueden generar vulcanismo de lodo (Gonzales y Londoño, 2001).

En el cinturón plegado de San Jacinto afloran rocas pertenecientes al oriente del lineamiento Sinú y al oriente de la Falla Villa Nueva-El Totumo, incluyendo las unidades cuaternarias de esta zona, según Guzmán *et al.*, (2004). Las unidades que conforman este cinturón (ver Figura 8) son:

4.1.1 Peridotitas de Planeta Rica (Kp). Es un cuerpo peridotítico compuesto por harzburgitas y en menor proporción dunitas, se asocian localmente con serpentinas y gabros, relacionando la serpentinización con zonas de fuerte cizallamiento y alineadas con fracturas principales, se reportan rocas muy meteorizadas, encontrando rocas saprolíticas y rocas con concentraciones de ferro-níquel (Dueñas y Duque-Caro, 1981). Estas peridotitas infrayacen a las sedimentitas de la Formación Cansona, se consideran anterior al Santoniano, se reportan como parte de la corteza oceánica acrecionada al continente.

4.1.2 Basaltos de Nuevo Paraíso (Kb). Consta de basaltos andesíticos con textura porfirítica y matriz microcristalina traquítica generalmente alterados. Asociados localmente a diabasas (Dueñas y Duque-Caro, op. cit.). Estos basaltos están en contacto con las peridotitas de Planeta Rica. Se consideran anteriores al Coniaciano según Etayo en Dueñas y Duque-Caro (1981). Reportados como parte de la corteza oceánica acrecionada al continente.

4.1.3 Formación Cansona (K_{2c}). Constituida por chert de tipo estratificado, capas delgadas, con intercalaciones de limolitas silíceas con restos fosfatizados de vértebras y escamas de peces y microfósiles; entre las liditas aparecen capas de calizas grises, arcillolitas fósiles y arenitas de grano fino. Conglomerados matriz soportados, con fragmentos de rocas volcánicas básicas e intermedias; intrusiones de silos de basaltos porfiríticos de matriz muy fina, cloritizados (Cartografía INGEOMINAS Planchas: 36-37; 44 y 52). Esta formación descansa discordantemente sobre las peridotitas de Planeta Rica, con el contacto superior discordante en la región de Santa Rosa, con la

suprayacente Formación San Cayetano Dueñas y Duque-Caro (1981). Se le asigna edades del Cretácico Superior (Santoniano-Maastrichtiano). Es de ambiente batial profundo a pelágico por la presencia de foraminíferos coccolitofóridos y radiolarios Guzmán *et al.*, (1994).

4.1.4 Formación San Cayetano (E₁E₂sc). Corresponde a secuencias granodecipientes de litoarenitas arcóscas desde conglomeráticas hasta grano fino, cemento silíceo, localmente calcáreo, mal seleccionadas. Intercalaciones menores de lodolitas interestratificadas con arenitas de grano fino a medio, cemento calcáreo, bioturbadas, en capas gruesas a muy gruesas, con abundante yeso y azufre secundario (Cartografía de INGEOMINAS; planchas 16-17, 23, 24, 29-30, 34, 36-37, 38, 43-43Bis, 44 y 52). Estratigráficamente en las Planchas 23, 29-30 la formación es de contacto discordante con la suprayacente Formación Pendales, con las otras unidades es fallado. Plancha 24 el contacto basal es discordante sobre la Formación Cansona. El contacto superior también es discordante con la Formación Hibácharo. Plancha 31 contacto discordante con la suprayacente Formación Maco. Plancha 43-43 Bis contacto superior discordante con las formaciones Toluviejo y El Carmen. Planchas 44 y 52 contacto superior discordante con las suprayacentes formaciones Maco y Toluviejo Guzmán *et al.*, (2004). Se le asignan edades del Paleoceno tardío-Eoceno temprano. Varios autores postulan un origen turbidítico Zimmerle (1968), Duque-Caro (1972, 1973 y 1978) y Reyes *et al.* (1999), encontraron litofacies de Mutti and Ricci Lucchi (1978), probablemente de un subambiente de abanico proximal interior a medio.

4.1.5 Formación Maco (E₂ma). Presenta hacia la base una secuencia de litoarenitas arcósicas de grano medio y grueso conglomeráticas, dispuestas en capas medianas a muy gruesas, con intercalaciones de capas gruesas de conglomerados polimícticos con matriz arenosa algunos calcáreos, macizos, duros con fragmentos angulares de calizas o derivados de rocas ígneas; esporádicamente intercalaciones de lodolitas Guzmán *et al.*, (2004). Estratigráficamente en las planchas 29-30, esta formación en las planchas 29-30, el contacto superior transicional con la Formación Chengue e inferior discordante sobre la Formación San Cayetano. Plancha 31 contacto conforme sobre la Formación San Cayetano y el superior es fallado con la Formación Chengue (Plancha 38). Plancha 44 descansa en discontinuidad estratigráfica (paraconformidad) sobre la Formación San Cayetano y Cansona, con esta última en discordancia angular, e infrayace en paraconformidad a la Formación San Jacinto. Se le asignan edades del Eoceno Medio. Las características sedimentológicas observadas muestran un depósito de abanicos deltáicos desarrollados en una plataforma somera. La ocurrencia de radiolarios y diatomeas se ha interpretado como influencia de corrientes frías en estos ambientes (Duque-Caro *et al.*, 1996).

4.1.6 Formación Chengue (E₂ch). Está constituida por una serie de calizas bioesparíticas algáceas y lodolitas calcáreas (margas) con laminación plano paralelas y contenido de microfauna Guzmán *et al.*, (2004). Estratigráficamente algunas veces se observa un contacto de interdigitación transicional lateral entre esta formación y la Formación Maco, infrayace con contacto concordante sobre las areniscas conglomeráticas de la Formación San Jacinto. Se le asignan edades del Eoceno Medio. Las características sedimentológicas observadas junto con la microfauna planctónica y bentónica indican una variación de ambiente marino somero, la ocurrencia de radiolarios y diatomeas se ha interpretado con influencia de corrientes frías en estos ambientes.

4.1.7 Formación San Jacinto (E₂sj). Está reportada como un “conglomerado basal”, el tamaño de los clastos es de arena a grava con fragmentos de lodolitas ferruginosas calcáreas, fragmentos de granitos y pórfidos, clastos de calizas, cherts negros y cuarzos lechosos. En la parte inferior, arenitas cuarzosas subarcólicas, grano fino a muy grueso y conglomerática, ocasionalmente glauconíticas, cemento calcáreo, dispuestas en capas gruesas, granodecrecientes, presencia de conchas gruesas de ostreidos y restos de plantas. Estratigráficamente según Guzmán *et al.*, (2004) en Duque-Caro *et al.*, (1996) mencionan que esta formación presenta los siguientes contactos: en la plancha 31 y 38 el contacto inferior es discordante con la formación Chengue y paraconforme con la suprayacente Formación El Carmen. En la plancha 44 se encuentra en discontinuidad estratigráfica (paraconformidad) sobre la Formación Maco e infrayace en condiciones similares a las formaciones El Carmen y Sincelejo Guzmán *et al.*, (2004). Se le asignan edades del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. En el área de Carmen de Bolívar-San Juan Nepomuceno la formación San Jacinto corresponde a depósitos asociados a abanicos deltáicos proximales en donde las secuencias muestran variaciones de facies por la evolución tectónica del medio.

4.1.8 Formación Toluviejo (E₂tv). Constituida por calizas, presencia de abundantes macroforaminíferos (*Lepidocyclinas*) según Guzmán *et al.*, (2004) en las planchas 43-43Bis; calizas terrígenas con microfósiles, areniscas calcáreas a calizas clásticas de grano grueso con abundante glauconita y margas, interestratificación de lodolitas y areniscas de grano fino a medio. Estratigráficamente según Guzmán *et al.*, (2004) en las planchas 43-43 Bis, menciona un contacto inferior discordante sobre la Formación San Cayetano; y un contacto superior paraconforme con la Formación El Carmen.

En las planchas 44 y 52, discordancia angular con la infrayacente Formación San Cayetano; en el Anticlinal de Chalán es paraconforme sobre la Formación Maco. El contacto superior también paraconforme con la suprayacente Formación El Carmen. Se le asignan edades del Eoceno medio-tardío. Las características sedimentológicas observadas junto con la fauna de estos depósitos indican un ambiente marino de plataforma somera.

4.1.9 Formación Arroyo de Piedra (E_{2ap}). La parte inferior está constituida por lodolitas silíceas y lodolitas calcáreas con laminación ondulosa, dispuestas en capas delgadas y fracturadas, en la parte media, calizas bioesparíticas de algas, dispuestas en capas delgadas ondulosas. Hacia el techo, calizas cristalinas; algáceas, dispuestas en capas delgadas a gruesas, ondulosas y cuneiformes, geometría lenticular. Estratigráficamente presenta un contacto concordante con la Formación Pendales, que la infrayace; el contacto superior es discordante con la Formación El Carmen. Se le asignan edades del Eoceno medio-tardío. Las características litológicas indican un ambiente de formación de plataforma marina somera Guzmán *et al.*, (2004).

4.1.10 Formación Pendales (E_{2p}). Constituida por una serie de litoarenitas arcósicas, grano medio, grueso a conglomeráticas; cemento silíceo, localmente calcáreo, mal seleccionadas, dispuestas en capas muy gruesas. Intercalación de conglomerados de clastos de rocas ígneas y chert. Presenta estructuras de derrumbe. Esporádicas intercalaciones de lodolitas, dispuestas en capas delgadas. Según Guzmán *et al.*, (2004) en las planchas 16-17 el contacto superior entre esta formación con la Formación Hibácharo es discordante; en las planchas 23 y 24, el contacto inferior paraconforme sobre la Formación San Cayetano, el contacto superior discordante con la suprayacente Formación Hibácharo, pero concordante con la Formación Arroyo de Piedra.

Se le asignan edades del Eoceno medio-tardío. La asociación repetitiva de cuerpos conglomeráticos amalgamados indica que la unidad está asociada con depósitos de abanicos de plataforma marina somera Guzmán *et al.*, (2004).

4.1.10 Formación Palenque (E₂pa). De base a techo consta de litoarenitas arcósicas de grano medio y grueso conglomeráticas, cemento silíceo localmente calcáreo, mala selección a moderada, capas muy gruesas amalgamadas continuas. En la parte media se encuentran dos niveles de conglomerados polimícticos, en los que predominan clastos de rocas ígneas y chert, mal seleccionados, matriz arenosa y se observa una disposición caótica de los granos. Hacia el techo se presentan litoarenitas arcósicas de grano medio a grueso, a menudo conglomeráticas; con cemento silíceo y moderada selección, en capas medias a gruesas, planas y levemente onduladas macizas, granodecipientes o con estratificación inclinada. Se intercalan lodolitas en capas delgadas las cuales no se observa estratificación interna Guzmán *et al.*, (2004). Estratigráficamente suprayace en contacto fallado disconforme a los sedimentos de la Formación San Cayetano. Se le asignan edades del Eoceno medio-tardío. Se reportan facies con la secuencia de Bouma las cuales permite asignarles un ambiente de depósito de abanico submarino con facies proximales para la parte media proximal a media hacia el techo de la unidad Reyes *et al.*, (1999).

4.1.11 Formación El Morro (E₂mo). Consta hacia la base de capas gruesas tabulares, lenticulares, granodecipientes de arenitas arcósicas de grano grueso a fino, sublitoarenitas y capas granodecipientes de paraconglomerados matriz soportados que gradan a arenitas de grano grueso. Los conglomerados constan de cantos redondeados, mal seleccionados compuestos de gránulos a guijarros de rocas ígneas extrusivas, chert, cuarzo lechoso, micritas y arenitas según Guzmán *et al.*, (2004) en Barrera, (2001). Estratigráficamente los contactos no se observan ya que se encuentra muy afectado por fallas y pliegues, se puede establecer que suprayace a los sedimentos de la Formación San Cayetano e infrayace, al parecer en contacto fallado,

los sedimentos de la Formación Hibácharo. Se le asignan edades del Eoceno medio-tardío. Según Guzmán *et al.*, (2004) en Barrera, (1999) postulan un ambiente marino de abanicos relacionados a cañones submarinos, debido a la presencia de secuencias granodecrecientes.

4.1.12 Formación San Onofre (N_{1so}). Consta principalmente de lodolitas plásticas con abundante microfauna y shales calcáreos. Estratigráficamente según Guzmán *et al.*, (2004) en las planchas 36-37 el contacto superior es discordante con la Formación Mucacal; el contacto inferior se encuentra cubierto por depósitos recientes. En la plancha 43-43 Bis, esta formación se encuentra en paraconformidad con la infrayacente Formación Toluviejo; su límite superior no se observa. Se le asignan edades del Mioceno medio. Por las características litológicas y sin realizar estudios sedimentológicos es posible que se trate de depósitos arcillosos de frente deltaico.

4.1.13 Formación Mucacal (N_{1mu}). Está constituida por una serie de areniscas cuarzosas, grano fino hasta conglomeráticas, matriz arcillosa; interestratificadas con lodolitas, en capas medias con estratificación plana-paralela. Estratigráficamente se encuentra en paraconformidad con la infrayacente Formación San Cayetano; su límite superior es discordante con la suprayacente Formación San Onofre. Se le asignan edades del Mioceno alto-Mioceno Superior sin comprobación paleontológica. Según sus características litológicas se considera de ambiente fluvial Guzmán *et al.*, (2004).

4.1.14 Formación Ciénaga de Oro (E₃N_{1co}). Es predominantemente arenosa, en general consta de una alternancia de areniscas de grano fino a conglomeráticas, limolitas intensamente bioturbadas, estratificadas en capas planas paralelas, shales algo calcáreos, shales carbonosos y carbón. Estratigráficamente esta formación suprayace disconformemente a la Formación San Cayetano, e infrayace en continuidad a la Formación Porquera en el área de Ciénaga de Oro-La Ye. Se le asignan edades del

Eoceno tardío-Mioceno temprano. Según Guzmán *et al.*, (2004) en Dueñas, (1986) asigna a esta formación un ambiente transicional deltáico.

4.1.15 Formación El Carmen (E₃N₁ec). La Formación El Carmen está constituida por arcillolitas color gris oscuro a medio, bioturbadas; en algunos niveles presentan una gran abundancia de foraminíferos planctónicos, abundantes venas de yeso y azufre. Hacia la base se encuentran dos niveles de arenitas líticas calcáreas glauconíticas denominadas como Miembro Arenisca del Oso y Miembro Nepomuceno. El espesor promedio para esta formación es de 586m y se datan edades que van desde el Oligoceno temprano-Mioceno temprano.

Según Guzman *et al.*, (2004) en Duque-Caro *et al.*, (1996), los límites inferior y superior de la Formación El Carmen son inconformes. En la sección Arroyo Alférez el límite inferior con la Formación San Jacinto está cubierto. El origen de esta formación según Duque-Caro *et al.*, (1996); Clavijo y Barrera (1999), las características litológicas como texturales muestran una sedimentación en una cuenca marginal interna, restringida y relativamente anóxica, con aportes de limo, lodo y precipitación de carbonatos, con invasión ocasional de organismos que producen bioturbación. La microfauna señalaría una zona batial media inferior a superior con una profundidad no mayor a 900m.

4.2.16.1. Miembro Arenisca del Oso (E₃co). El Miembro Arenisca del Oso constituye un nivel característico que se presenta hacia la base de la Formación El Carmen. En general corresponde a una secuencia de capas gruesas a muy gruesas de curazoarenitas calcáreas gruesas a guijarrosas. Es variable de sur a norte en el sector de Carmen de Bolívar, tanto en espesor de los estratos, como en su textura. En el sector norte, alcanza un espesor de 35m y corresponde a una secuencia de capas gruesas a muy gruesas de curazoarenitas de grano medio a grueso, conglomeráticas, en una matriz calcárea. Hacia el sur, donde se hace más espesa, se presentan 75m de una secuencia de capas gruesas a muy gruesas de cuarzoarenitas calcáreas, granos redondeados a subredondeados, con contenido de galuconita y abundantes bioclastos de bivalvos y macroforaminíferos. La edad reportada para el Miembro Arenisca del Oso es de Oligoceno tardío. El contacto inferior del Miembro Arenisca del Oso con sedimentos arcillosos de la Formación El Carmen es inconforme mientras que el contacto superior también con sedimentos de la Formación El Carmen es conforme y gradual. Según Duque-Caro et al., (1996), las características tanto litológicas como texturales del Miembro Arenisca del Oso muestran una sedimentación en una cuenca marginal interna, restringida y relativamente anóxica con aportes de limo, lodo y precipitación de carbonatos, con invasión ocasional de organismos que producen bioturbación.

4.2.16.2. Miembro Nepomuceno (E₃cn). En el arroyo Salvador, el Miembro Nepomuceno consta de lodolitas calcáreas de color naranja amarillento oscuro con intercalaciones de arenitas. Las arenitas presentan laminación interna levemente inclinada, paralela, continua. Son de textura gruesa a fina con mala selección y granodecipientes. El espesor del Miembro Nepomuceno es de 78m en el arroyo Salvador y se va acuñando hacia el norte de San Juan de Nepomuceno y hacia el sureste de San Jacinto. La edad de esta formación es del Oligoceno tardío.

El Miembro Nepomuceno es un miembro de la Formación El Carmen. Los contactos con los segmentos superior e inferior de la Formación El Carmen son conformes y netos. Según Ramírez (2002), le asigna al Miembro Nepomuceno un ambiente marino de lóbulos de abanicos submarinos e indica que los sedimentos que conforman el Miembro Nepomuceno provienen de las formaciones pre-oligocénicas del Cinturón de San Jacinto, es decir, provienen de las formaciones San Jacinto, Maco, Chengue y probablemente también de la Formación San Cayetano.

4.1.16 Grupo Rancho (N₁Gr). El Grupo Rancho está conformado en la base por la Formación Alférez que a su vez contiene un miembro de afinidad cálcarea denominado miembro Barcelona, la Formación Alférez es suprayacida por la Formación Mandatú. El Grupo Rancho suprayace a la Formación El Carmen e infrayace a la Formación Jesús del Monte.

Según Duque-Caro *et al.*, (1996), en la plancha 38, para el origen de esta formación determinaron la forma lobular de la formación, y la asociación facial como un depósito de abanico con predominio de arenas y limos transportados a lo largo del borde externo de una plataforma y canalizados en la desembocadura de un cañón submarino. La microfauna indica que la Formación Rancho se inició en un medio batial inferior con profundidades comprendidas entre los 2000 y 1000m (por la ocurrencia de *Cyclamida cancellata*, *Melonis pompilioides* y *Gyroidina soldanii*).

4.1.17 La Formación Alférez (N₁Gra). Está constituida por una sucesión espesa de areniscas que presentan estructuras hummocky y de escurrimiento con algunas intercalaciones de limas arcillosas, la mejor exposición de esta parte de la unidad se encuentra en el arroyo Alférez, donde también es observable la presencia de domos formados por paleodiapirismo de lodo, el espesor promedio para esta formación es de 360m, siendo su espesor máximo estimado del orden de 510m reportando edades de Mioceno temprano a medio alto.

4.2.18. El miembro Barcelona (N₁Grmb). Aflora entre los municipios de Sna Juan de Nepomuceno y San Jacinto, corresponde a un horizonte de bioesparita clástica conocido como las calizas de Barcelona y no presenta una continuidad lateral, este miembro presenta un espesor promedio de 6m y es reportada de edad de Mioceno temprano alta. El Miembro Barcelona yace paraconforme y es discontinuo lateralmente, y su origen se interpreta como un abanico deltaico, más exactamente depósitos de frente deltaico.

4.2.19. Formación Mandatú (N₁Grm). Esta formación se caracteriza por presentar capas gruesas de areniscas arcóscas micáceas con impresiones de hojas y concreciones métricas de areniscas calcáreas interstratificadas con capas delgadas de limolitas. Es característico un nivel de areniscas de grano medio a grueso, dispuestas en capas tabulares con concreciones métricas de areniscas calcáreas y concreciones arcillosas color gris verdoso. El espesor medido es de 500m, reporta edades de Mioceno medio.

La Formación Mandatú presenta un contacto superior concordante con el resto de la Formación Jesús del Monte, mientras que su contacto inferior con las arcillolitas de la Formación Alférez es discordante. La existencia de una discordancia en la base de la Formación Jesús del Monte, representada en la Formación Mandatú esta indicada por la ocurrencia de microfauna retrabajada del Oligoceno. (Duque-Caro,1970, 1975).Su origen se debe a la sucesión de barras de frente deltaico desarrolladas por agradación en una cuenca intracrática.

4.1.18 Formación Porquera (N₁p). La Formación Porquera en el área de Planeta Rica consta de shales calcáreos abigarrados color pardo amarillento y grises con concreciones calcáreas y microfósiles hacia el tope; en el noreste se vuelve más arenoso. Dueñas y Duque-Caro (1981). El espesor promedio medido es de 193m y se reportan edades que van desde el Mioceno temprano alto hasta el Mioceno medio alto

en el área de Chalan y un rango de Mioceno medio a Mioceno alto en los sectores de Ciénaga de Oro y Planeta Rica. Su origen según Dueñas y Duque-Caro (1981), es marino probablemente entre 200 y 600m de profundidad.

La posición estratigráfica de la Formación Porquera yace disconforme sobre la Formación El Carmen e infrayace también disconforme a la Formación El Cerrito en el área de Chalán. En el área de Ciénaga de Oro y Planeta Rica suprayace inconforme a la Formación Ciénaga de Oro e infrayace inconforme a la Formación El Cerrito (Dueñas y Duque-Caro, 1981).

4.1.19 Formación Jesús del Monte (N₁jm). En la Formación Jesús del Monte hacia la base, se reporta un grueso paquete de arcillolita color gris verde oliva. El techo se caracteriza por la presencia de arcillolitas de colores gris y verde oliva, con delgados lentes limosos y arenosos intercalados con capas delgadas de areniscas liticas calcáreas de grano fino a muy fino con glauconita. El espesor de esta formación es de 100m, pero su espesor total se estima en unos 780m, esta formación data de edades Mioceno medio alto y su origen según Duque-Caro *et al.* (1996), La Formación Jesús del Monte se caracteriza por una somerización que se reconoce hasta el tope de esta formación; se identificaron las zonas de *Bulimina carmenensis* y *Uvigerina subperegrina* (Petters and Sarmiento, 1956; Duque-Caro, 1975, 1990) que coincide con el clímax de la orogenia andina y máximos levantamientos en el norte de Suramérica (Duque-Caro, 1990). Para Petters and Sarmiento (1956), la fauna de foraminíferos indicaría un ambiente nerítico. La fauna de moluscos señalaría un ambiente relativamente somero con predominio de gasterópodos.

El límite inferior con la Formación Mandatú se sitúa en las arcillolitas en contacto con las arenitas de la base de la Formación Jesús del Monte; este contacto es discordante y contiene fauna retrabajada del Mioceno Medio-Mioceno Superior. El límite superior se sitúa en las areniscas calcáreas de grano medio a guijarrosa con bioclastos pertenecientes a la suprayacente Formación Zambrano.

4.1.20 Formación Hibácharo (N_{1h}). La Formación Hibácharo está constituida por capas gruesas a muy gruesas de areniscas líticas, grano fino a conglomerático interestratificadas con arcillolitas y lodolitas, dispuestas en capas gruesas a medias, color predominante verde oliva. Hacia el techo suprayacen areniscas conglomeráticas con abundantes fragmentos fosiles de moluscos; Su espeso es del orden de 400m en las cercanías a Hibácharo, la edad de esta formacion es Mioceno temprano a tardio. La Formación Hibácharo infrayace discordante a la formacion Tubará y suprayace también disconforme a la Formacion El Carmen, discordancia reconocida únicamente con microfósiles. Su origen según Barrera R., (1999), postula un ambiente marino de plataforma externa a batial superior y hacia la parte superior ambientes de plataforma interna.

4.1.21 Formación El Cerrito (N_{1ec}). En la cartografía de las Planchas: 44 y 52, INGEOMINAS, se que la Formación El Cerrito está constituida en general por una sucesión de areniscas bioclásticas caláreas, color girs verde oliva a oliva grisácea y conglomerados hacia la base, granodecrecientes en la vertical a arenitas de grano fino, limolitas y arcillolitas gris verdosas interestratificadas con concreciones de limolita calcárea.

En la cartografía de las planchas 51, 61 y 71, GEOTEC, reporta que la Formacion El cerrito consta hacia la base de una serie de intercalaciones de lutitas grises y areniscas color amarillento, grano fino, con fragmentos de *Pecten sp.*, *Arca sp.*, *Natica sp* y numerosos restos restos de *Ostrea sp*. En la parte media, arcillolitas grises claras, intercaladas con arenitas finas, cemento calcáreo, lumaquéllicas y hacia el techo, arcillolitas colores gris y verde, intercaladas con arenitas grano medio a conglomeraticas y algunos niveles de turba. El espesor promedio de esta formación es de 257m, aunque se estima que su espesor es del orden de los 700m y se reporta de edades que van del Mioceno tardío al Plioceno temprano.

Las planchas 44 y 52 (Clavijo y Barrera, 2001) dicen que la Formación El Cerrito suprayace en discontinuidad estratigráfica a la Formación El Carmen e infrayace en discordancia angular dudosa a la Formación Sincelejo y su origen según Clavijo y Barrera (1999) asignan un ambiente marino de plataforma nerítica superior con abundante cantidad de conchas transportadas y mezcladas por acción de las olas en los sedimentos de la Formación El Cerrito.

4.1.22 Formación Zambrano (N₁N_{2z}). La Formación Zambrano está constituida por areniscas, grano fino a muy grueso con intercalaciones de lodolitas y areniscas con abundantes conchas de moluscos, bivalvos y gasterópodos según Guzman *et al.*, (2004) en plancha 31. En la carretera Carmen-Zambrano corresponde a una unidad eminentemente arenosa con algunas intercalaciones de lodolitas y limolitas dispuestas en capas gruesas y finas, donde es común la ocurrencia de bivalvos y gasterópodos según Guzman *et al.*, (2004) en plancha 38. Su espesor es de 400m y se dato esta formación de Mioceno tardío a Plioceno temprano. Según Guzman *et al.*, (2004) en plancha 31 y 38, la Formación Zambrano presenta un contacto inferior conforme sobre las arcillolitas de la Formación Jesús del Monte, la Formación Zambrano también se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Tenerife. Su origen según Duque-Caro *et al.*, (1996) postulan un ambiente de profundidades marinas someras a depósitos de rellenos de pantanos y pequeños canales para los sedimentos de la Formación Zambrano.

4.1.23 Formación Tubará (N₁N_{2t}). La Formación Tubará presenta hacia la base, una alternancia de areniscas conglomeráticas y conglomerados con clastos de cuarzo lechoso, limolitas, chert negro y rocas ígneas en una matriz arenosa; capas gruesas a muy gruesas de areniscas de grano medio a grueso, con abundantes bioclastos de moluscos, interestratificadas con arcillolitas y lodolitas plásticas. Presencia de pequeños cristales de yeso. Según Guzman *et al.*, (2004) en el área de la plancha 16 y 17, hacia el techo de la secuencia, presenta bloques de calizas terrígenas muy

compactas, que pueden llegar a ser areniscas de grano fino de color gris azulado, con fragmentos de bivalvos y gasteropodos, Esta formación puede presentar espesores de 410m para la Formación Tubará y en el arroyo Gallinazo o arroyo Piojó está tiene espesores de 1032m. La edad de esta formación es de edad Plioceno temprano.

Según Guzman *et al.*, (2004) en las planchas 16, 17, 23 y 24 la Formación Tubará descansa discordantemente sobre la Formación Perdices, y en disconformidad con la Formación Hibácharo. Su origen según Guzman *et al.*, (2004) en las planchas 16 y 17, teniendo en cuenta el predominio de *Buliminella elegantísima* y *Amomonía becarii*, la alta concentración de moluscos y los depósitos de relleno de canal con abundante cantidad de conchas transportadas y mezcladas con fragmentos redondeados de chert y lodolitas, se puede postular para la Formación Tubará, un ambiente marino somero.

4.1.24 Formación Sincelejo (N₂Q_{1s}). La Formación Sincelejo corresponde en general a una potente unidad, constituida por areniscas de grano fino a conglomeráticas, dispuestas en capas cuneiformes con estratificación cruzada y con variaciones locales a facies lodosas. Hacia el tope predominan los conglomerados sobre las areniscas, compuestos principalmente por rocas volcánicas, cuarzo lechoso y chert, matriz-soportados. El espesor medido en la Formación Sincelejo alcanza 1550m en la sección Villa Betty-troncal de occidente y su edad es de edades que van desde el Mioceno Superior al Plioceno.

El contacto inferior de la Formación Sincelejo se encuentra en discontinuidad estratigráfica con el Grupo rancho y la Formación Jesús del Monte. El contacto suprayacente Formación Betulia está dado por una paraconformidad dudosa. El origen para la Formación Sincelejo es de un ambiente continental de río trenzado, para las partes lodosas se proponen ambientes de ciénagas y pantanos y si esta formación se observa en conjunto, se trata de un abanico aluvial controlado por fallas (?), para identificar el fondo de sedimentación de esta formación es necesario realizar un estudio estratigráfico detallado.

4.1.25 Formación Betulia (Qb). La Formación Betulia, esta constituida por una serie monotona de arcillas ligeramente arenosas de color amarillo mostaza, plásticas con algunos niveles delgados de gravas, que incluyen cantos de curazo, chert, fragmentos de caliche, grandes fragmentos aparentemente retrabajados de xilópalos, en una matriz areno-limosa rojiza, dispuestos en capas cuneiformes irregulares. En los alrededores de Tacamochito y Tacasaloma, afloran arcillas (miembro arcilloso) y arenas (miembro arenoso) respectivamente. El espesor en el camino Corozal-Morroa-Las Flores fueron de 900m y su edad es posiblemente del Plioceno Superior. La Formación Betulia yace en paraconformidad dudosa sobre la Formación Sincelejo y su genesis es de un ambiente continental lagunar probablemente de ciénagas y pantanos drenados ocasionalmente por corrientes fluviales efímeras.

4.1.26 Formación Tenerife (Qgt). La Formación tenerife está constituida por una sucesión de gravas y arenas cuarzosas de grano medio a grueso con estratificación inclinada. La composición de estas gravas es predominantemente cuarzo lechoso, chert y líticos. Hacia el techo, se encuentran sucesiones de capas de arenas cuarcíticas de grano medio a grueso, con niveles ocasionales conglomeráticos, y algunos niveles de limos arcillosos grises con abundantes restos de plantas. Esta formación se data de edades de Pleistoceno-Holoceno. El origen de la Formación Tenerife por sus características y su distribución regional, corresponde a depósitos fluviales y de llanuras de inundación, posiblemente relacionados a un episodio de glaciación.

4.1.27 Formación La Popa (Q₁lp). La Formación La Popa presenta hacia la base calizas muy terrígenas color gris amarillento y arenitas de grano fino muy calcáreas. Hacia la parte superior calizas arrecifales terrígenas dispuestas en capas gruesas con abundantes bioclastos de corales, algas y moluscos, con esporádicas intercalaciones de arenitas deleznales de grano grueso, calcáreas. El espesor promedio de esta formación es de 63m y su edad es del Pleistoceno.

La Formación La Popa descansa en disconformidad sobre las unidades sedimentarias del Neógeno Superior y está suprayacida principalmente y en forma discordante por depósitos eólicos antiguos y recientes del Cuaternario. El origen de esta formación según las características sedimentológicas observadas indican un ambiente marino muy somero con influencia continental a juzgar por el aporte de terrígenos según Guzman *et al.*, (2004) en la plancha 16 y 17.

4.1.28 Formación Rotinet (Q_{1r}). Las Gravas de Rotinet corresponden a una sucesión inconsolidada de lechos de gravas, con formas de canal y estratificación cruzada, el tamaño promedio es de guijos, cuya composición es rocas ígneas volcánicas, cuarcitas, cuarzo lechoso y chert con intercalaciones de arenas cuarzosas a sublíticas, de grano fino a medio y arenas de grano medio a grueso de color amarillo. Es común encontrar concreciones de arcillolitas y limolitas ferruginosas. El espesor de esta formación es de 90m aproximadamente y su edad es de Pleistoceno.

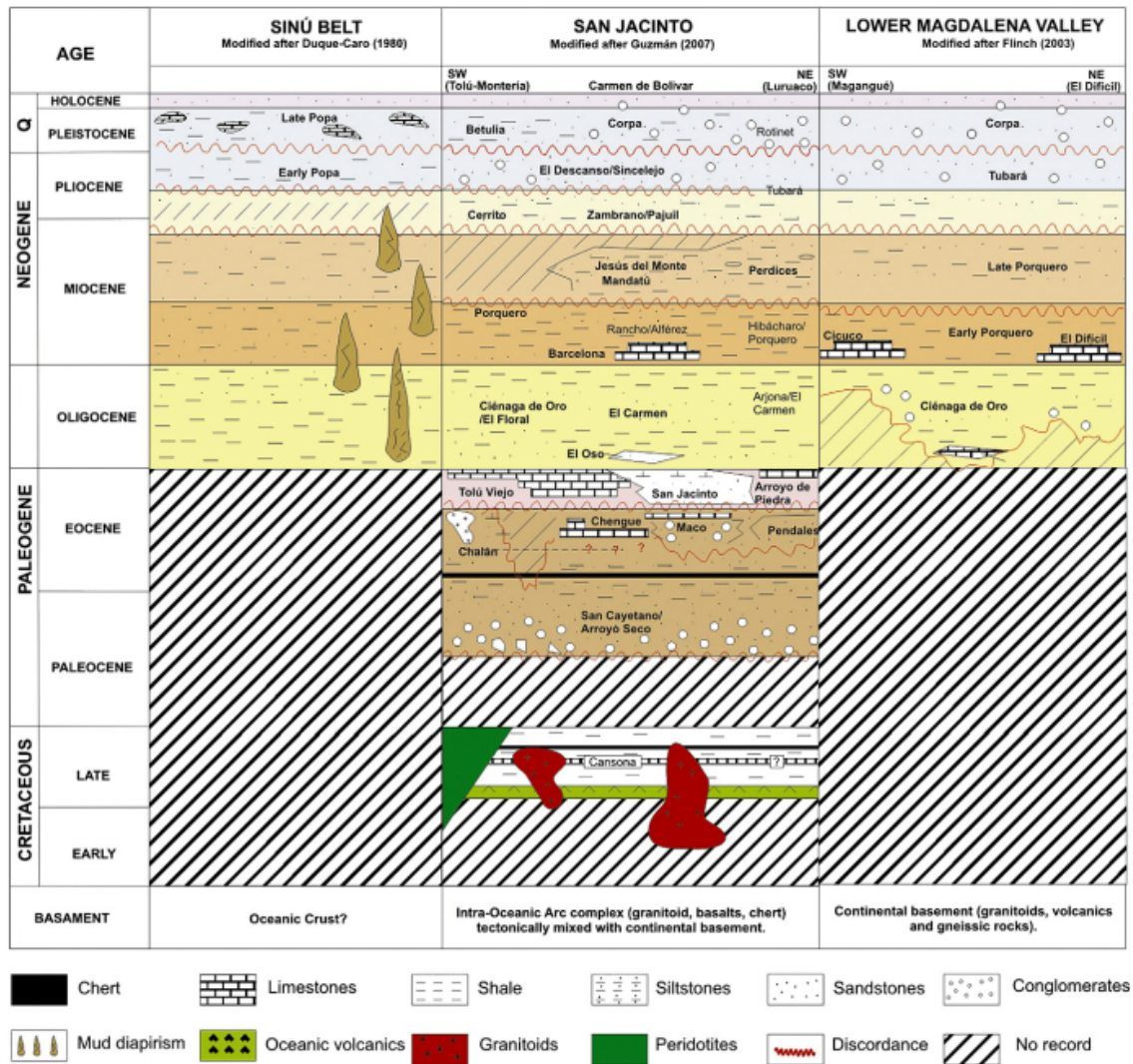
Las gravas de Rotinet descansa discordantemente sobre las Formaciones Hibácharo y tubará; Según Guzman *et al.*, (2004) en las planchas 16 y 17, el origen de esta formación sugiere un ambiente fluvial debido a la granulometría, las estructuras y la geometría de las capas. Caro *et al.*, (1985) indican que esta unidad es un depósito de tipo “*distributary mouth bar*”, en el sentido de *Reineck and Sing (1975)*, asociado a un antiguo delta del Río Magdalena.

4.1.29 Formación Arroyo Grande (Q_{1ag}). La Formación Arroyo Grande está constituida por un conjunto de gravas dispuestas en capas gruesas a muy gruesas, interestratificadas con areniscas ligeramente conglomeráticas, conglomerados arenosos y capas delgadas de lodolitas, color gris oscuro y arcillolitas calcáreas color rojizo amarillento. El espesor medido de esta formación es de 50m y la edad es del Pleistoceno. La Formación Arroyo Grande yace en disconformidad sobre la Formación Bayunca y está suprayacida por depósitos cuaternarios; El origen de la Formación Arroyo Grande, se asume a influencia marina.

La unidad del cinturón plegado de San Jacinto con mayor interés para el estudio realizado es la Formación San Cayetano, la cual se describirá detalladamente a continuación: En general la Formación san Cayetano se describe como una sucesión rítmica de areniscas de grano grueso a fino con concreciones calcáreas de areniscas limolíticas, arcillolitas, con intercalaciones de chert, calizas y conglomerados hacia la parte media superior. La columna estratigráfica de la formación (ver Figura 9) Clavijo *et al.*, (2001) levantó desde el eje de una estructura anticlinal hacia el contacto con la Formación Ciénaga de Oro, al tope.

Según Clavijo *et al.* (2001) De base a techo está conformada por limolitas alternadas con areniscas y conglomerados; estos últimos varían de tamaño de guijo a bloque, matriz soportado a grano soportado en capas medianas y delgadas las primeras, gruesas las últimas, plana paralelas. Con un espesor de 630,4 m. Limolitas, areniscas conglomeráticas intercaladas con arcillolitas y limolitas, y areniscas conglomeráticas en la parte inferior. Con un espesor de 33,4 m. Limoitas macizas interpuestas con areniscas de grano fino y muy fino conglomeráticas hacia su base. Con un espesor de 72 m. Areniscas de grano fino alternadas con lodolitas conglomeráticas y limolitas. Con un espesor de 82 m. Lodolitas conglomeráticas que varían a conglomerados lodosos de tamaño variable (guijo a guijarro), alternados con limolitas y areniscas lodosas de grano fino. Con un espesor de 42 m.

Figura 8. Cuadro estratigráfico del Cinturón Plegado de San Jacinto, Cinturón del Sinú y Valle Inferior del Magdalena.



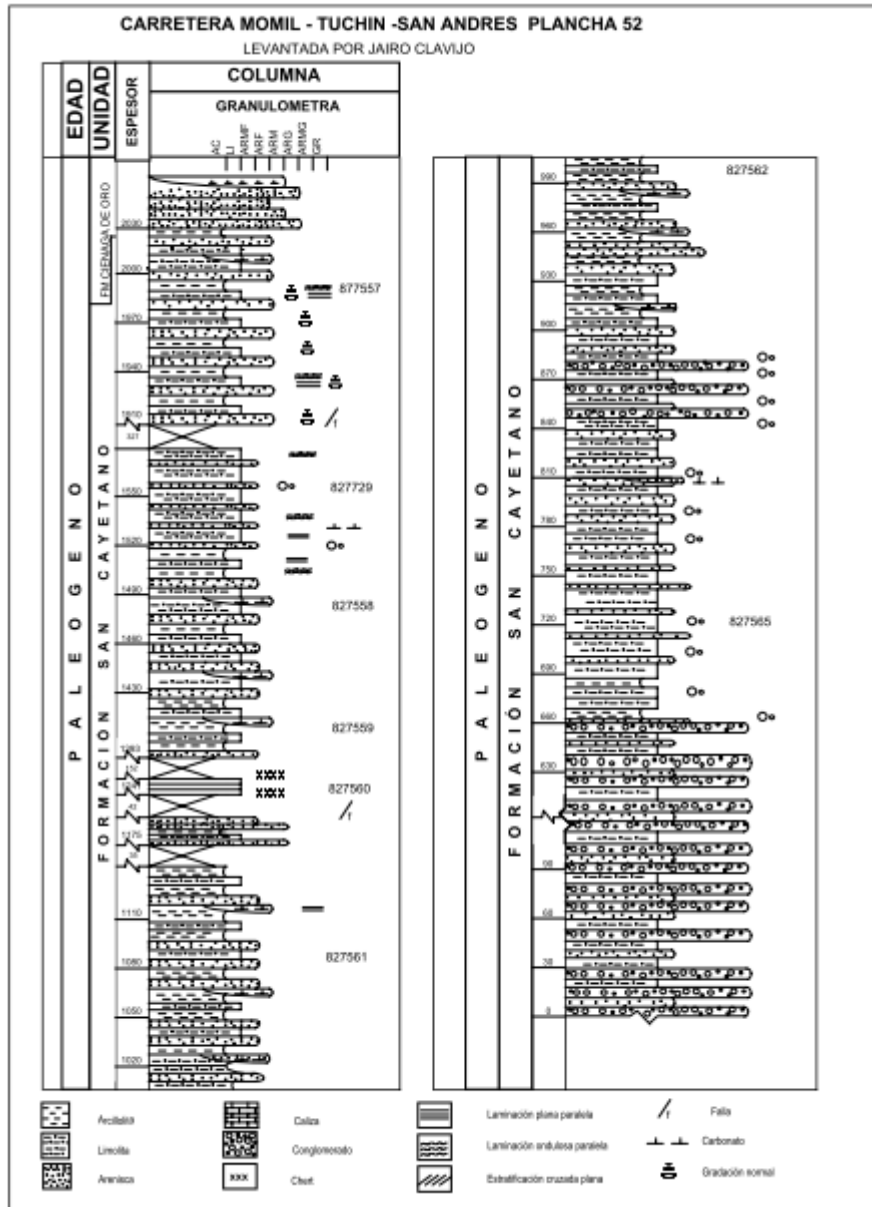
Fuente. From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean-South America plate boundary. Cardona *et al.*, (2012).

Limolitas en capas gruesas, arcillolitas y areniscas en capas delgadas, planas paralelas. Las areniscas son de grano fino y muy fino. Interpuestas se presentan capas delgadas lenticulares de areniscas calcáreas. Con un espesor de 120 m. Limolitas silíceas y liditas, en capas plana paralelas, delgadas y muy delgadas. Con un espesor de 20 m. Areniscas de grano muy fino, sublíticas, subarcósicas alternadas con limolitas y

arcillolitas, en capas delgadas y muy delgadas planas paralelas. A espacios regulares se presentan capas lenticulares de areniscas de grano fino, calcáreas. Con un espesor de 108m. Una zona cubierta de 35 m. Lodolitas gris crema interpuestas con lodolitas azulosas, en capas delgadas, plana paralelas. Con un espesor de 12 m. Una zona cubierta de 152 m.

Areniscas de grano muy fino, líticas alternadas con limolitas y arcillolitas en capas planas paralelas y a intervalos regulares, capas planas paralelas y a intervalos regulares, capas lenticulares delgadas y medianas de areniscas calcáreas de grano fino. Con un espesor de 98 m. Areniscas de grano muy fino, limolitas y arcillolitas en capas delgadas, planas paralelas. Con un espesor de 32,2 m. Limolitas en capas gruesas y muy gruesas planas paralelas, alternadas con capas muy delgadas de areniscas de grano muy fino. Con un espesor de 42 m. Una zona cubierta de 327 m. Areniscas de grano fino, alternadas con limolitas y arcillolitas, en capas delgadas y muy delgadas, planas paralelas. Con un espesor de 45 m. Areniscas de grano muy fino alternadas con limolitas y arcillolitas, en caps delgadas y muy delgadas, planas paralelas; forman secuencias granodecipientes. Se presentan interpuestas algunas capas lenticulares de areniscas calcáreas de grano muy fino. Con un espesor de 28 m. Areniscas de grano fino, intercaladas con limolitas y arcillolitas en capas delgadas y muy delgadas, planas paralelas, interpuestas capas lenticulares de arenisca calcárea de grano muy fino en los primeros 17 m. y ocasionalmente en la parte media y baja de este intervalo. Con un espesor de 48,6 m.

Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación San Cayetano.



Fuente. Geología de las planchas 44 y 52 Sincelejo/Sahagún. INGEOMINAS. Clavijo y Barrera, 2001.

5 RESULTADOS

5.1 Descripción mineralógica-petrográfica de los clastos ígneos.

5.1.1 Descripción de los clastos ígneos de la Cantera La Balastreira. En la Cantera la Balastreira se recolectaron 48 muestras de clastos, a estos clastos se les asignó un nombre como Bal por el lugar en el que estos fueron recolectados y enumerados (#) por el orden en el que se tomaron. De estos clastos se determinó que 9 son Sedimentarios, 34 son ígneos y 5 son metamórficos. Los clastos de mayor interés (ígneos), se clasificaron como tonalitas, basaltos, peridotitas, cuarzo-diorita y cuarzo-gabros. Las muestras en las cuales se realizaron estudios macroscópicos, microscópicos, SEM y geoquímica fueron Bal1, Bal6, Bal11, Bal16, Bal19 y Bal37. Macroscopía y microscopía de las muestras Bal1, Bal6, Bal11, Bal16, Bal19.

La muestra Bal1 (ver Figura 10) macroscópicamente se observa una textura afanítica, solo se identifican vacuolas de cuarzo varían su tamaño de muy grueso a guijarros según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, matriz de vidrio volcánico.

Microscópicamente se observa cristales de plagioclasas con orientación incipiente, sericita por alteración de las plagioclasas, epidota, sanidina, cuarzos y venas de cuarzos, clorita radial, matriz de vidrio volcánico, se identifican varias texturas como amigdaloides, glomeroporfídica y afanítica.

A continuación se muestra el conteo de la muestra para nombrarla según la clasificación de rocas volcánicas.

50 puntos de matriz; 10 puntos máficos; 3 puntos sanidina; 30 puntos plagioclasa y 7 puntos Cuarzo.

Recalculando se suman los puntos de la sanidina, los de cuarzo y la plagioclasa para calcular el 100% y se calcula según los puntos obtenidos para dar el porcentaje de cada uno.

40 → 100% 40 → 100% 40 → 10%
 30 → 75 Plg 7 → 17% Qz 3 7% Sanidina.

Según diagrama QAPF (Streckeisen, 1979) para la clasificación de rocas volcánicas M < 90 da como resultado: un Basalto.

Figura 10. Muestra Bal1 (Basalto) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira.

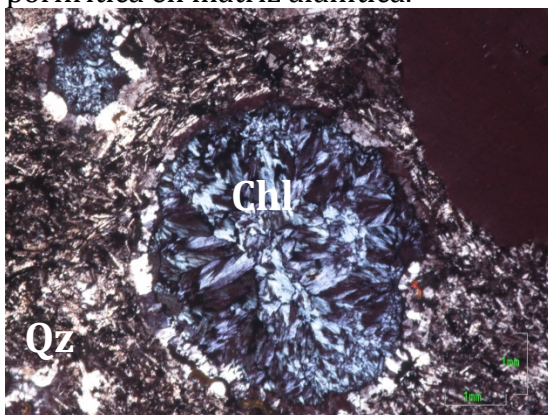


Bal1

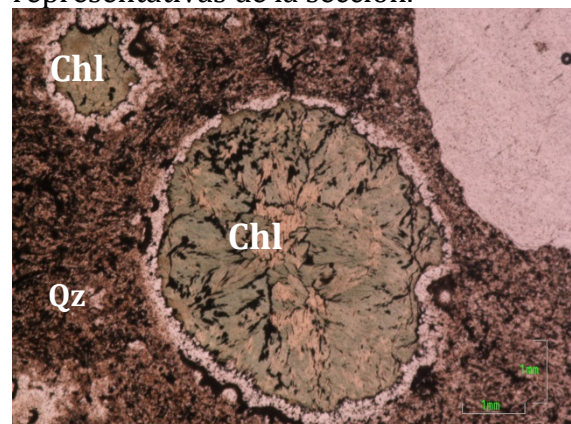
Muestra de mano de un basalto con estructura amigdaloides y textura porfírica en matriz afanítica.



Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



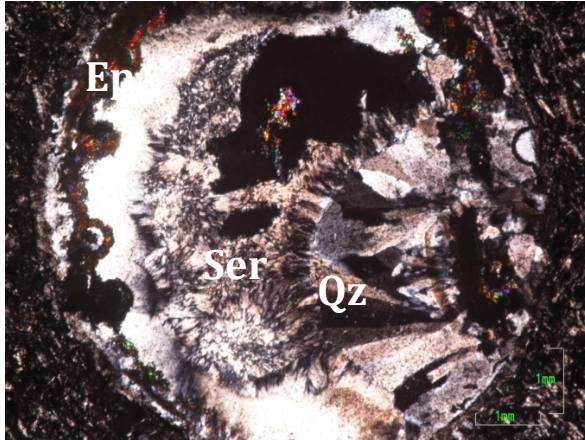
1



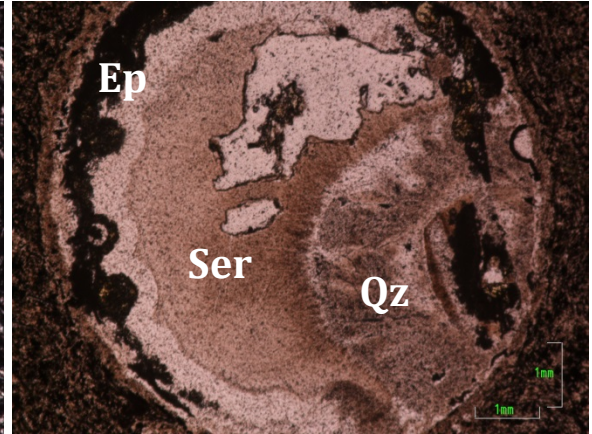
1a

Nicoles X, se aprecia la estructura amigdaloides rellena por clorita (Chl) radial y alrededor cristales de cuarzo (Qz) en una matriz afanítica.

Nicoles //, se aprecia la clorita (Chl) de color verde con caracter radial y alrededor cristales de cuarzo (Qz) en una matriz afanítica.



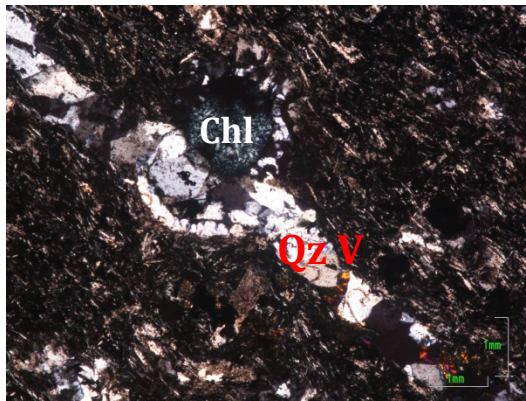
2



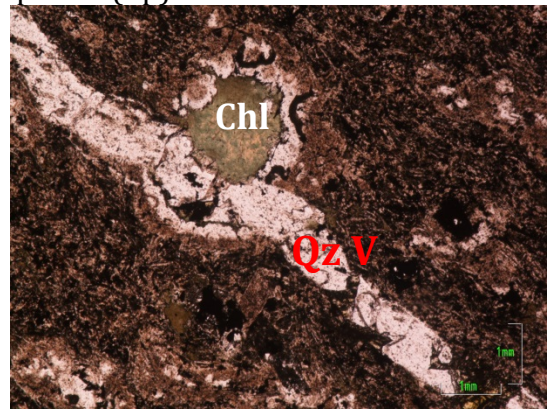
2^a

Nicoles X, se aprecia la textura amigdaloides rellena por cristales de Cuarzo (Qz), Sericita (Ser) y epidota (Ep) en el mismo orden.

Nicoles //, se aprecia el cuarzo (Qz) de bajo relieve incoloro, en contacto con la sericita (Ser) y alrededor anillos de epidota (Ep).



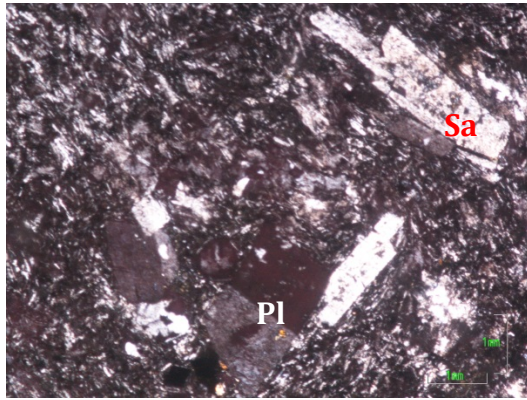
3



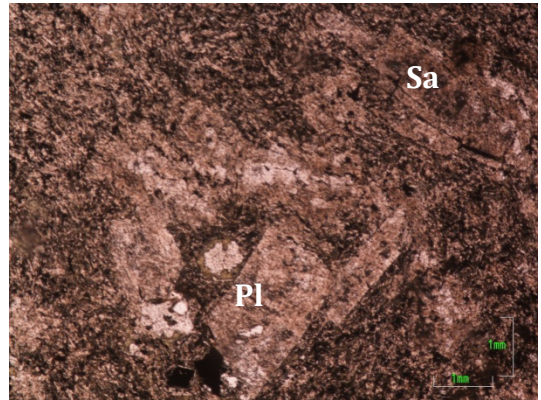
3a

Nicoles X, se aprecian las venillas de Qz, de aproximadamente 1 ½ mm en contacto con Chl

Nicoles //, se observa el contacto con una vesícula rellena de Chl.



4



4a

Nicoles X, se observa presencia de plagioclasa (Pl) y sanidina (Sa) en una matriz de vidrio volcánico.

Nicoles //, presencia de matriz con textura hipohialinica.

La muestra Bal6 (ver Figura 11) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, moscovita, anfíboles, magnetita, los tamaños varían de grano fino a muy grueso, algunos cristales de pirita de grano muy fino, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura porfirítica.

Microscópicamente se observan cristales de plagioclasas, anfíboles (tremolita-actinolita y hornblenda), sericita por alteración de las plagioclasas, piroxenos (augita, egirina, hiperstena y diópsido), clorita por alteración de los anfíboles y piroxenos. Las plagioclasas presentan maclas de karlsbad, simples y lamelares; presenta una textura fanerítica hipidiomórfica.

A continuación se muestra el conteo de la muestra para nombrarla según la clasificación de rocas plutónicas.

142 puntos de Plagioclasa, 65 puntos de Cuarzo, 18 puntos de anfíboles, 15 puntos de epidota, 7 puntos de minerales opacos, 6 puntos de piroxeno, 8 puntos de clorita, 2 puntos de óxido, 261 puntos totales.

Se calculan todos los puntos son el 100% y se calcula el porcentaje de plagioclasa, Cuarzo y máficos

261 → 100%

261 → 100%

261 → 100%

142 → 54% Pl

65 → 25% Qz

54 → 21% máficos

Recalculando se multiplican el porcentaje del cuarzo y la plagioclasa respectivamente por 100 y se divide en la suma de los porcentajes de estos.

$54 \times 100 / 79 = 68\% \text{ Plg}$

$25 \times 100 / 79 = 32\% \text{ Qz}$

Según diagrama QAPF (Streckeisen, 1979) para la clasificación de rocas plutónicas M < 90 da como resultado una Tonalita.

Figura 11. Muestra Bal6 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira.

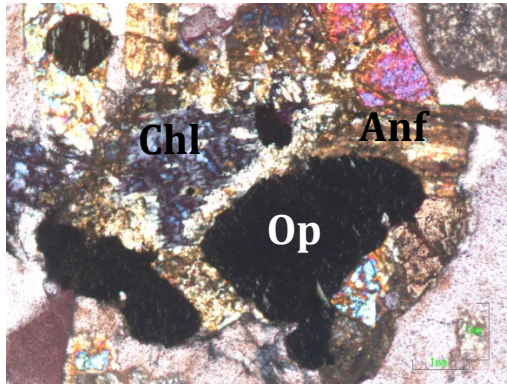


Bal6



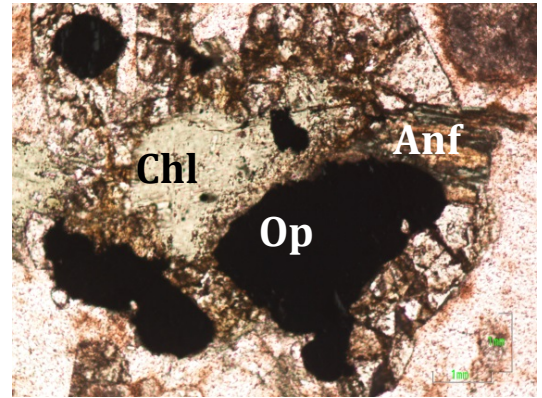
Muestra de mano de una tonalita, roca intermedia plutónica con contenido de anfíboles, piroxenos y cuarzos.

Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



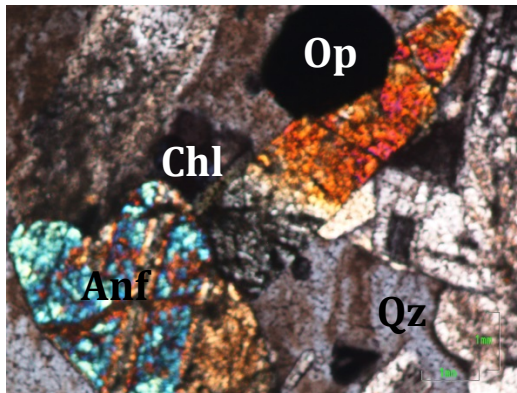
1

Nicoles X, se aprecia que el anfíbol es una tremolita-actinolita (Tr-Act), con alteración a Chl, del borde al centro.



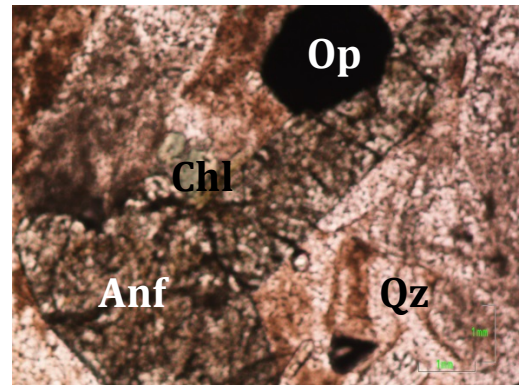
1a

Nicoles //, Se observa la asociación de opacos y anfíbol alterando a Chl



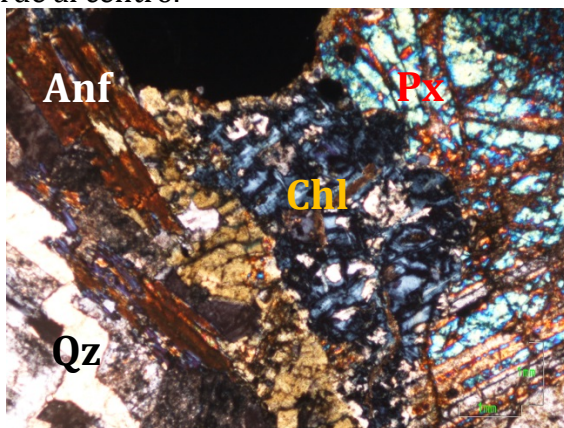
2

Nicoles X, Se observa la cumingtonita (Cum) de color azul, y color verde alterada a Chl del borde al centro.



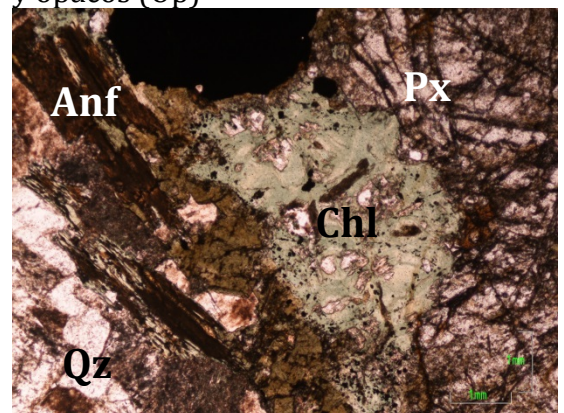
2a

Nicoles //, se observa la asociación de cumingtonita (Cum) alterada a Chl, Qz, y opacos (Op)



3

Nicoles X, Se observa la alta birrefringencia de la Ejirina con matriz hipidiomórfica.



3a

Nicoles //, Asociación de anfíboles con alteración a Chl, piroxenos y Qz.

La muestra Bal11 (ver Figura 12) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, plagioclasa, sus tamaños varían de medios a muy gruesos, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, los piroxenos y olivinos de tamaño muy grueso, textura es fanerítica.

Microscópicamente se observan cristales de piroxenos (enstatitas, augita e hiperstena), olivinos, clinopiroxenos, serpentina por alteración de los olivinos, epidota por alteración de piroxenos. Los piroxenos presentan maclas polisintéticas, principalmente la enstatita. Algunos olivinos están incluyendo piroxenos, la muestra presenta una textura alotriomórfica.

A continuación se muestra el conteo de la muestra para nombrarla 122 puntos Olivinos, 100 puntos de piroxeno, 3 puntos de clinopiroxeno.

Según Streckeisen, (1976) para rocas ultramáficas es clasificada como Peridotita.

Figura 12. Muestra Bal11 (Peridotita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira.

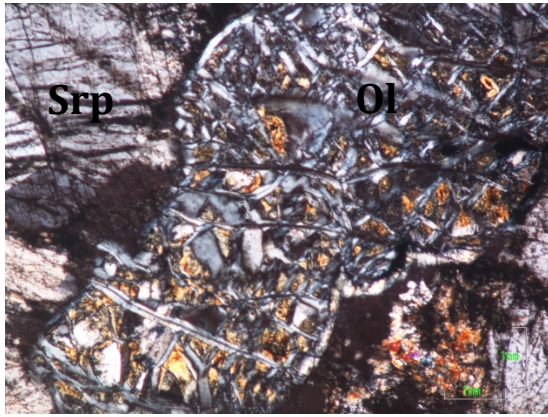


Bal11



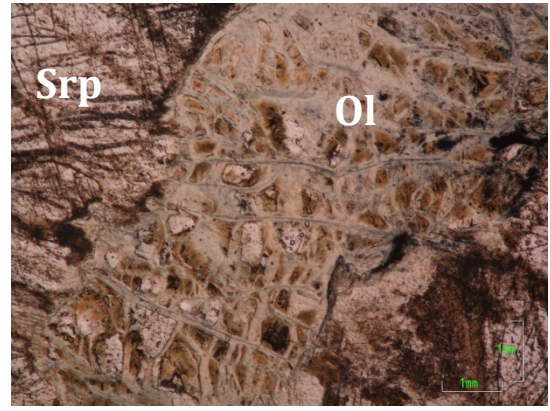
Muestra de mano de una peridotita serpentinizada y con minerales de olivinos, clinopiroxenos y ortopiroxenos.

Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



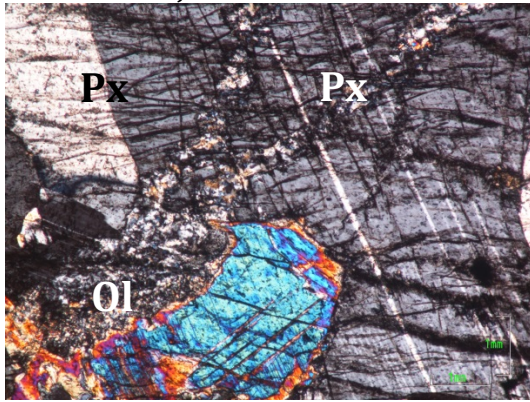
1

Nicoles X, Se observa cristales de olivino (Ol) con alteración a Serpentina (Srp) en forma de enrejado.



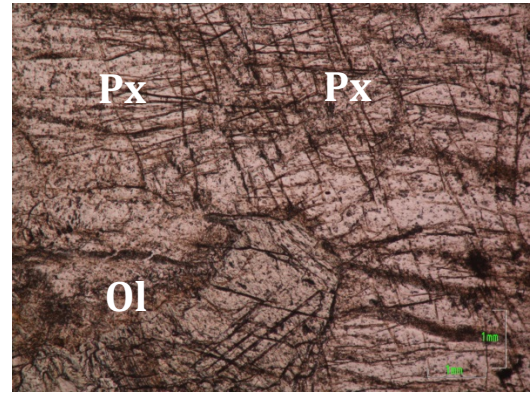
1a

Nicoles //, Alteración de serpentina de los bordes la centro del olivino.



2

Nicoles X, asociación de ejirina, enstatita y olivino, se observa la macla de carlsbad.



2a

Nicoles //, Se observa el relieve alto de los piroxenos con la exfoliacione a 90°

La muestra Bal16 (ver Figura 13) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, plagioclasa, calcita máficos y clorita, los tamaños de los cristales varían de muy finos y finos, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura cataclástica.

Microscópicamente se observan cristales de cuarzos, moscovita, sanidina, clorita, calcita y venas de calcita. Los cuarzos poseen dos tipos de deformación, mecánica por las fracturas (reducción de tamaño de los cristales), algunos cuarzos poseen fracturas saturadas de calcita indicando que sucedió posterior al fallamiento. Las venas de calcita son paralelas a la orientación del bandeamiento tectónico y perpendiculares a la orientación preferencial. Los cristales de moscovita, epidota y sanidina no tienen orientación preferencial al bandeamiento tectónico ya que poseen deformación mecánica, lo cual fractura los cristales.

Debido al cizallamiento se observan una reducción en el tamaño de los cristales, dando una matriz de aproximadamente 50-90%, denominando la matriz como una mesoclasita, algunos cristales de cuarzo poseen una sombra de presión otorgada por la clorita, estas sombras generan una deformación rotacional. Esta roca se describe como una roca metamórfica (Cataclasita) debido a su matriz de cuarzo y la alta deformación. No se tendrá en cuenta el conteo.

Figura 13. Muestra Bal16 (cataclasita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira.

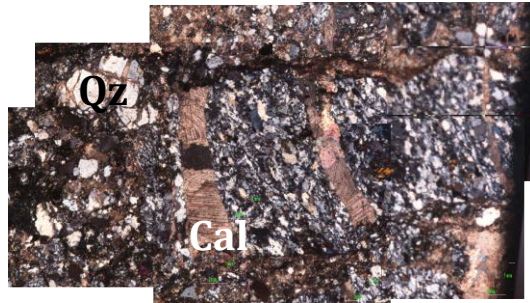


Bal16



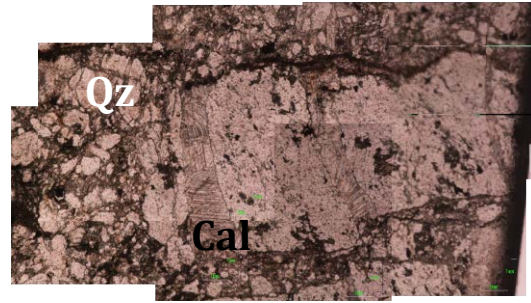
Muestra de mano de una mesoclasita, con deformación mecánica y alta reducción del tamaño de grano.

Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



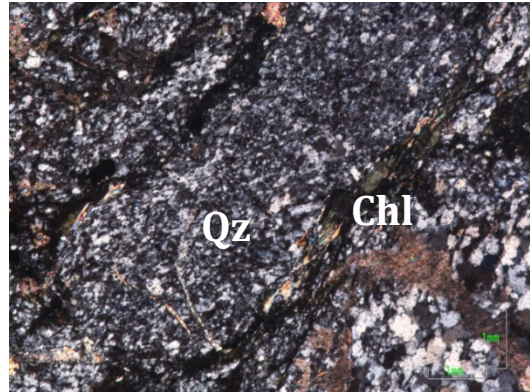
1

Nicoles X, Venillas de calcita de aproximadamente 1 mm, cortando los cristales de cuarzo.

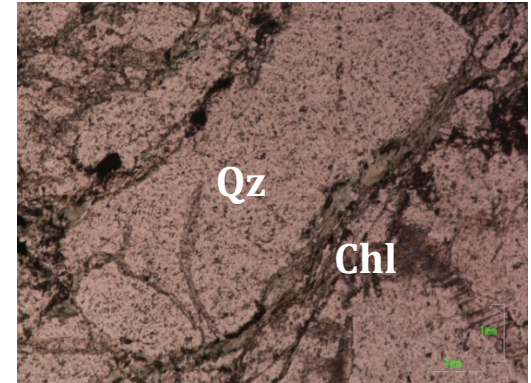


1a

Nicoles //, Se observa la deformación mecánica en el cuarzo con fracturas de diferentes dimensiones.

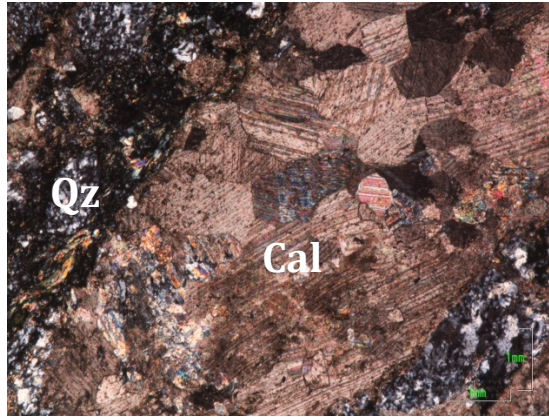


2



2a

Nicoles X, se evidencia la deformación mecánica con la reducción del tamaño de los cristales.



3

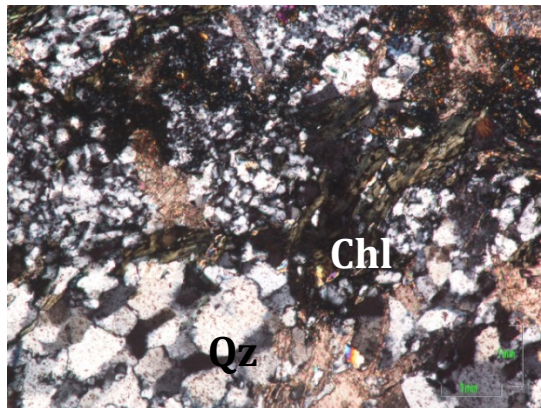
Nicoles X, cristales de calcita con exfoliación rombohedral, asociado a cristales de Qz.

Nicoles //, cristales de cuarzo elongado por la deformación, asociado a clorita (Chl).



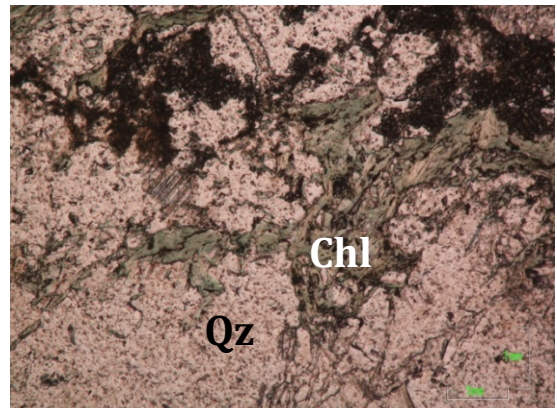
3a

Nicoles //, se observa la presencia de pliegues tipo King en la calcita, debido a la deformación mecánica.



4

Nicoles X, Cuarzo elongado con orientación incipiente.



4a

Nicoles //, asociación de Chl, calcita y cuarzo con alteración mecánica.

La muestra Bal19 (ver Figura 14) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, plagioclasa, anfíboles y piroxenos, los tamaños de los cristales varían de finos a medios, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura fanerítica.

Microscópicamente se observan cristales de cuarzo, anfíboles (tremolita-actinolita, hornblenda y cumingtonita), clorita por alteración de la hornblenda, sericita por alteración de la plagioclasa, zoicita, epidota por alteración de los anfíboles, matriz fanerítica seriada. Los anfíboles presentan maclas lamelar, simple y de baveno. La muestra presenta texturas porfirítica, hipidiomórfica y poikilitica.

A continuación se calculan todos los puntos son el 100% y se calcula el porcentaje de plagioclasa, Cuarzo y máficos.

38 puntos de Cuarzo, 108 puntos de plagioclasa, 74 puntos de anfíboles, 18 puntos de clorita, 2 puntos de opacos, 220 puntos totales.

| | | |
|-------------|---------------|------------------|
| 220 → 100% | 220 → 100% | 220 → 100% |
| 38 → 17% Qz | 108 → 49% Pl. | 74 → 34% máficos |

Recalculando se multiplican el porcentaje del cuarzo y la plagioclasa respectivamente por 100 y se divide en la suma de los porcentajes de estos.

$$17 \times 100 / 66 = 26\% \text{ Qz} \qquad 49 \times 100 / 66 = 74\% \text{ Pl.}$$

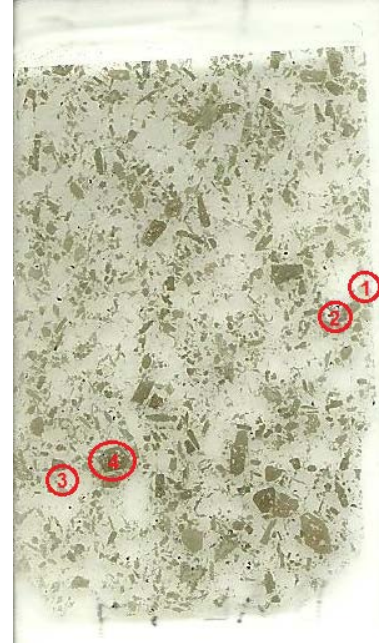
Según diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) para la clasificación de rocas plutónicas M < 90 da como resultado una Tonalita.

Figura 14. Muestra Bal19 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera La Balastreira.

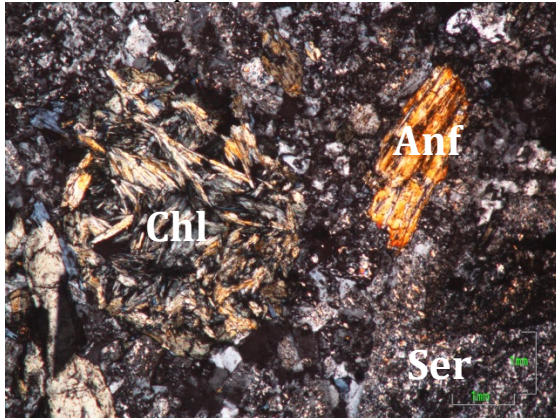


Bal19

Muestra de mano de una tonalita, con minerales de Cuarzo, anfíboles con alteración a epidota.

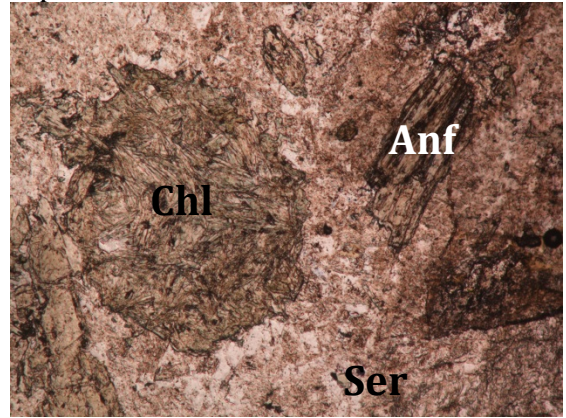


Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



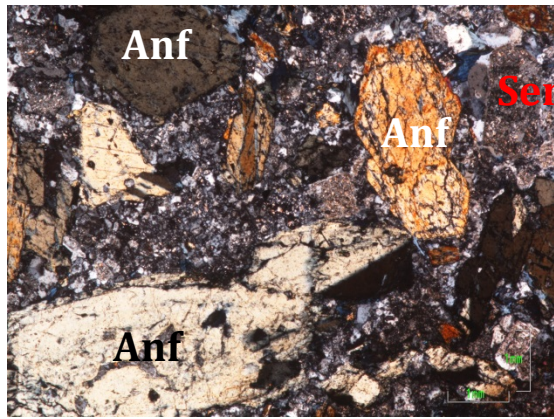
1

Nicoles X, Asociación de Hornblenda alterada a clorita y sericita de plagioclasa.



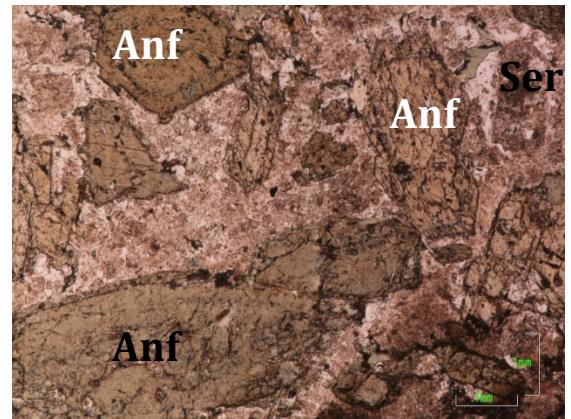
1a

Nicoles //, se aprecia la alteración de Chl en forma radial.



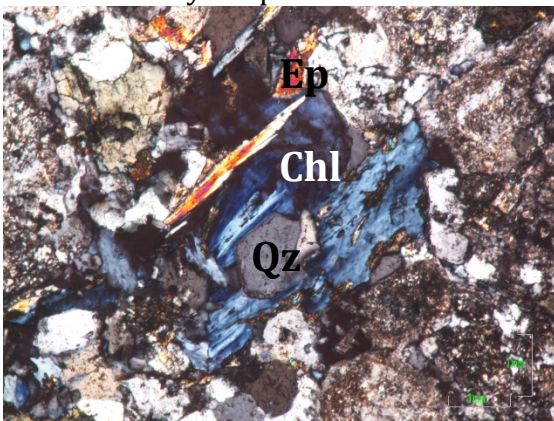
2

Nicoles X, se aprecia la hornblenda con macla lamelar y simple.



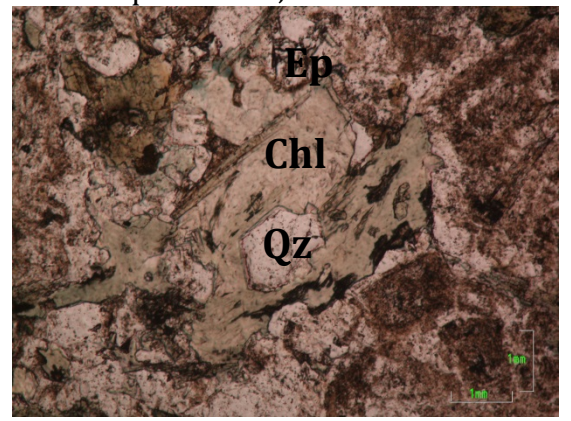
2a

Nicoles //, Se observa anfíboles de carácter prismático, de color verde.



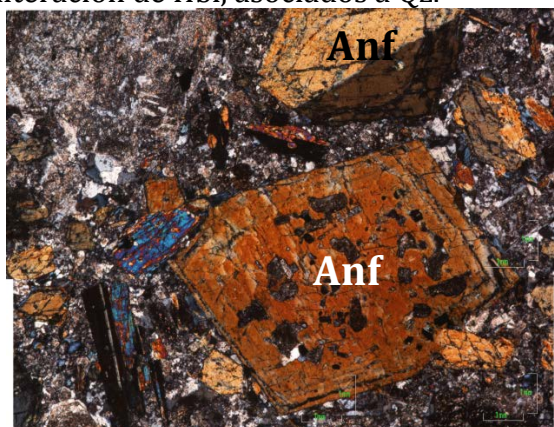
3

Nicoles X, Se observa minerales de Chl de alteración de Hbl, asociados a Qz.



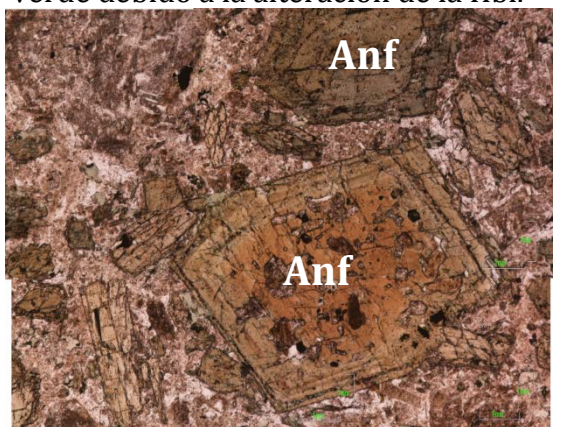
3a

Nicoles //, Se aprecia la Chl, de color verde debido a la alteración de la Hbl.



4

Nicoles X, porfidoblastos de Hbl con maclas simples.



4a

Nicoles //, porfidoblastos de Hbl de carácter primático.

5.1.2 Descripción de los clastos ígneos del Cerro El Papayo. En Cerro El Papayo se recolectaron 27 muestras de clastos, a estos clastos se les asignó un nombre como PP por el lugar en el que estos fueron recolectados y enumerados (#) por el orden en el que se tomaron. De estos clastos se determinó que 4 son Sedimentarios, 15 son ígneos y 8 son metamórficos. Los clastos de mayor interés (ígneos), se clasificaron como tonalitas, basaltos, peridotitas, cuarzo-diorita y cuarzo-gabros. Las muestras en las cuales se realizaron estudios macroscópicos, microscópicos, SEM y geoquímica fueron Pp3, Pp7, Pp11, Pp20, Pp22 y Pp24. Macroscopía y microscopía de las muestras Pp20, Pp22 y Pp24.

La muestra Pp20 (ver Figura 15) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, plagioclasa y máficos, los tamaños de los cristales varían de fino a muy grueso según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura fanerítica.

Microscópicamente se observan cristales cuarzo, minerales opacos, anfíboles (hornblenda y tremolita-actinolita), sericita por la alteración de las plagioclasas, clorita por alteración de la hornblenda. Los anfíboles presentan maclas de baveno y simple. La muestra presenta texturas fanerítica, porfirítica, panidiomórficas y poikilitica.

A continuación se calculan todos los puntos son el 100% y se calcula el porcentaje de plagioclasa, Cuarzo y máficos.

38 puntos de Cuarzo, 88 puntos de Plagioclasa, 70 puntos de anfíboles, 17 puntos de clorita, 7 puntos de opacos, 213 puntos totales.

213 → 100%

38 → 18% Qz

213 → 100%

88 → 41% Pl

213 → 100%

87 → 40% Máficos

Recalculando se multiplican el porcentaje del cuarzo y la plagioclasa respectivamente por 100 y se divide en la suma de los porcentajes de estos.

$$18 \times 100 / 59 = 30\% \text{ Qz}$$

$$41 \times 100 / 59 = 70\% \text{ Pl.}$$

Según diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) para la clasificación de rocas plutónicas M < 90 da como resultado una Tonalita.

Figura 15. Muestra Pp20 (Tonalita) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo.

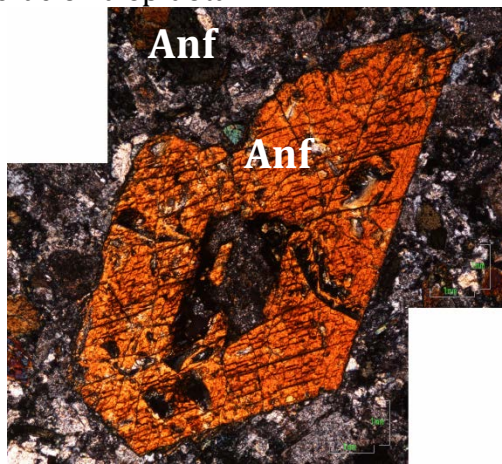


Pp20



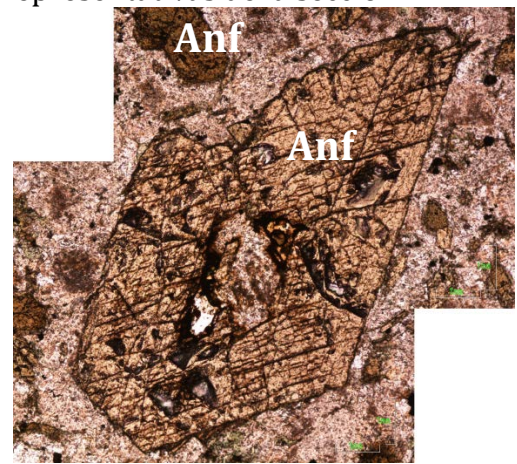
Muestra de mano de una tonalita, con minerales de Cuarzo, anfíboles con alteración a epidota.

Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



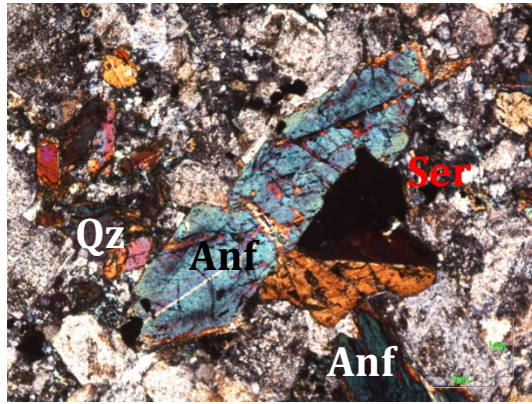
1

Nicoles X, Cristales de anfíboles de carácter prismático con birrefringencia de primer orden.



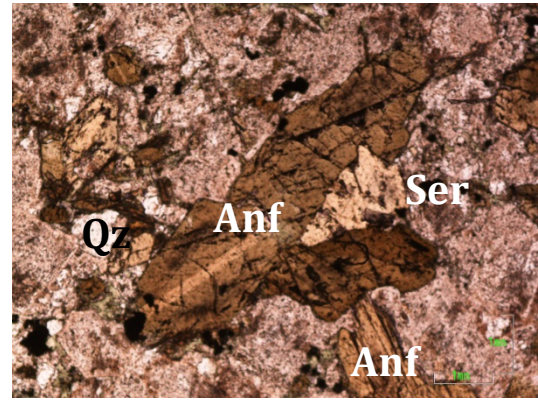
1a

Nicoles //, Cristales de hornblenda de carácter rombohédrico.



2

Nicolas X, cristales de cumingtonita (Cum) asociados a Hbl y Qz.



2a

Nicolas //, Cristal de Cum, con macla lamelar.

La muestra Pp22 (ver figura 16) macroscópicamente se observan cristales de plagioclasa y máfcos, varia el tamaño de los cristales de plagioclasa de media a muy grueso, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura fanerítica.

Microscópicamente se observan cristales de olivinos, piroxenos, ortopiroxenos (enstatita e hiperstena), olivinos en proceso de alteración, serpentina por la alteración de los olivinos. Algunos olivinos se observan incluyendo una parte del piroxeno sin reacción alguna. La muestra presenta textura alotriomórfica.

A continuación se muestra el conteo de la muestra para nombrarla 183 puntos Olivinos, 21 puntos de piroxeno, 1 punto de opaco, 1 de óxido, 206 puntos totales.

206 → 100%

183 → 89 % Ol.

206 → 100%

21 → 1% Px

Según Streckeisen, (1976) para rocas ultramáficas es clasificada como Peridotita.

Figura 16. Muestra Pp22 (Peridotita) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo.

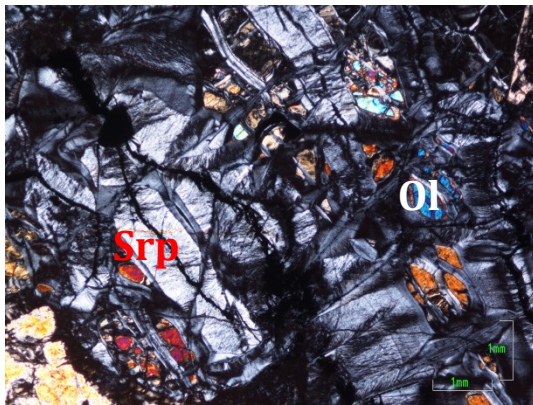


Pp22

Muestra de mano de una peridotita con alteración a serpentina.

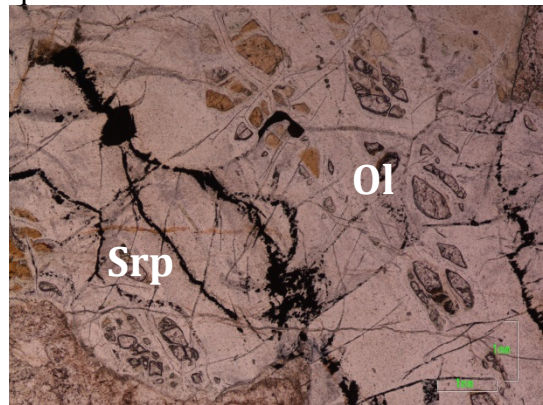


Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



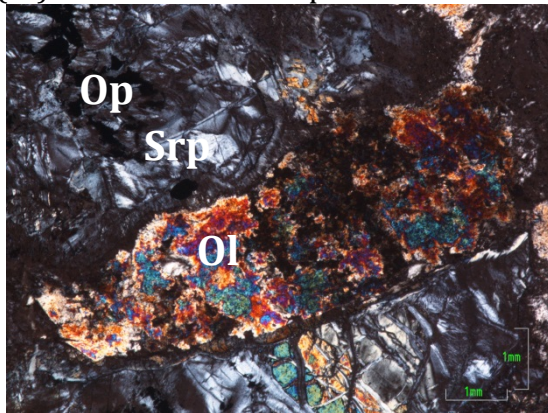
1

Nicoles X, Se aprecian cristales de olivino (Ol) con alteración a Srp.



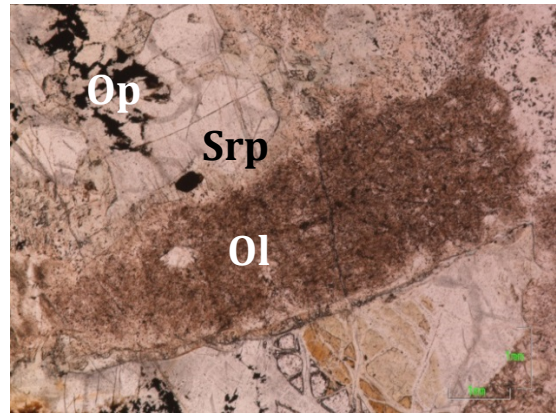
1a

Nicoles //, Se observa el alto relieve de los Ol.



2

Nicoles X, olivinos completamente reemplazados a Srp.



2a

Nicoles //, alteración a Srp.

La muestra Pp24 (ver Figura 17) macroscópicamente se observan cristales de cuarzo, plagioclasa y máficos, los tamaños de los cristales varían de fino a grueso, según la escala del departamento de geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, textura fanerítica.

Microscópicamente se observan cristales de plagioclasa, cuarzo, calcita, anfíboles (hornblenda, tremolita-actinolita y cumingtonita), clorita por alteración de la hornblenda, sericita por la alteración de la plagioclasa. Los anfíboles presentan maclas de karlsbad, lamelar y simple. La muestra posee una textura fanerítica, porfídica, hipidiomórfica y poikilitica.

A continuación se calculan todos los puntos son el 100% y se calcula el porcentaje de plagioclasa, Cuarzo y máficos.

106 puntos de plagioclasa, 19 puntos de cuarzo, 40 puntos de clorita, 81 puntos de anfíboles, 247 puntos totales.

| | | | | | | | | |
|-----|---|-----------------|-----|---|-----------------|-----|---|-----------------|
| 247 | → | 100% | 247 | → | 100% | 247 | → | 100% |
| 106 | → | 43% Pl. | 19 | → | 8% Qz | 121 | → | 49% Máficos. |

Recalculando

$$43 \times 100 / 51 = 84\% \text{ Pl.} \qquad 8 \times 100 / 51 = 16\% \text{ Qz}$$

Según diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) para la clasificación de rocas plutónicas M < 90 da como resultado una Cuarzo diorita – Cuarzo gabro.

Figura 17. Muestra Pp24 (Cuarzo diorita-Cuarzo Gabro) macroscópica y microscópicamente de la cantera Cerro Papayo.

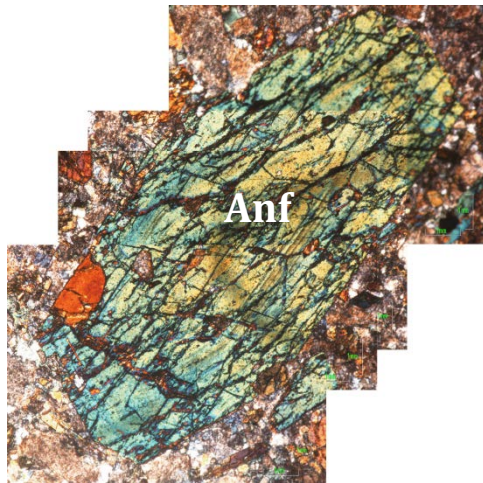


Pp24



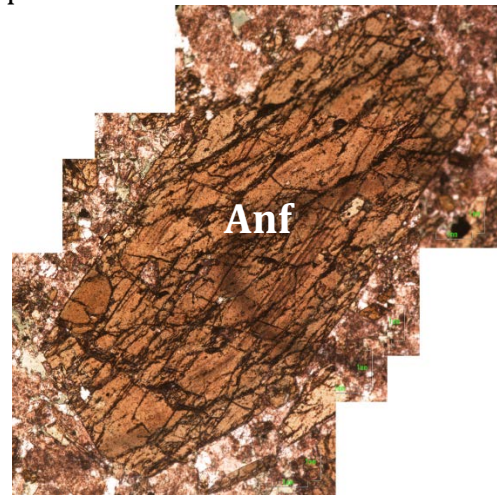
Muestra de mano de una cuarzo diorita-cuarzo gabro.

Se observan los puntos donde se obtuvieron las imágenes más representativas de la sección.



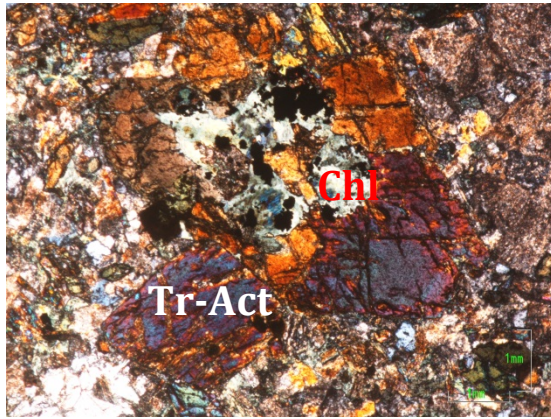
1

Nicoles X, Cum con exfoliación rombohedrica y alta birrefringencia.



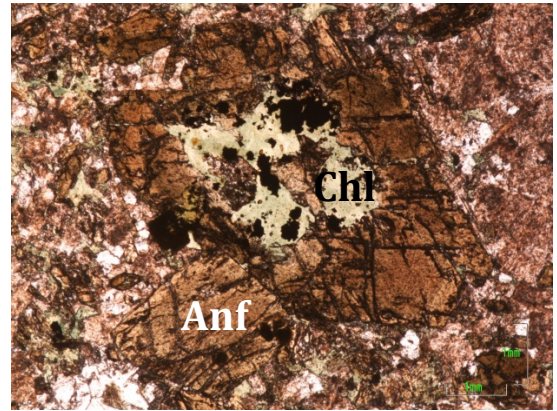
1a

Nicoles //, Se observa el carácter prismático con exfoliación rombohedrica.



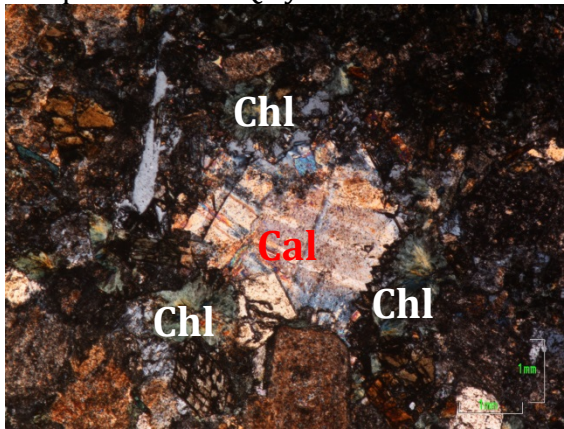
2

Nicoles X, Tremolita-actinolita (Tr-Act) con presencia de Qz y Chl.



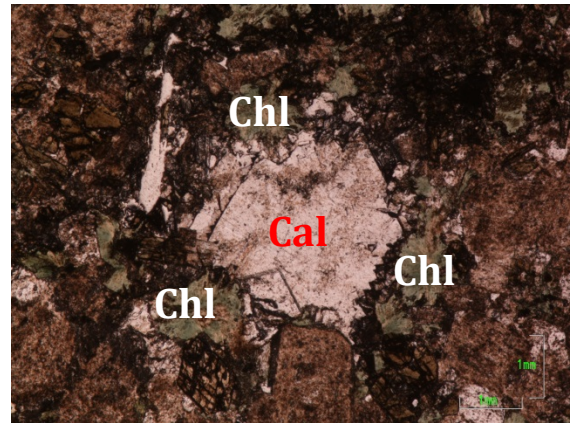
2a

Nicoles //, Tr-Act con alteración de Chl del borde al centro.



3

Nicoles X, Calcita (Cal) con maclas polisintética asociados a anfíboles con alteración a Chl.



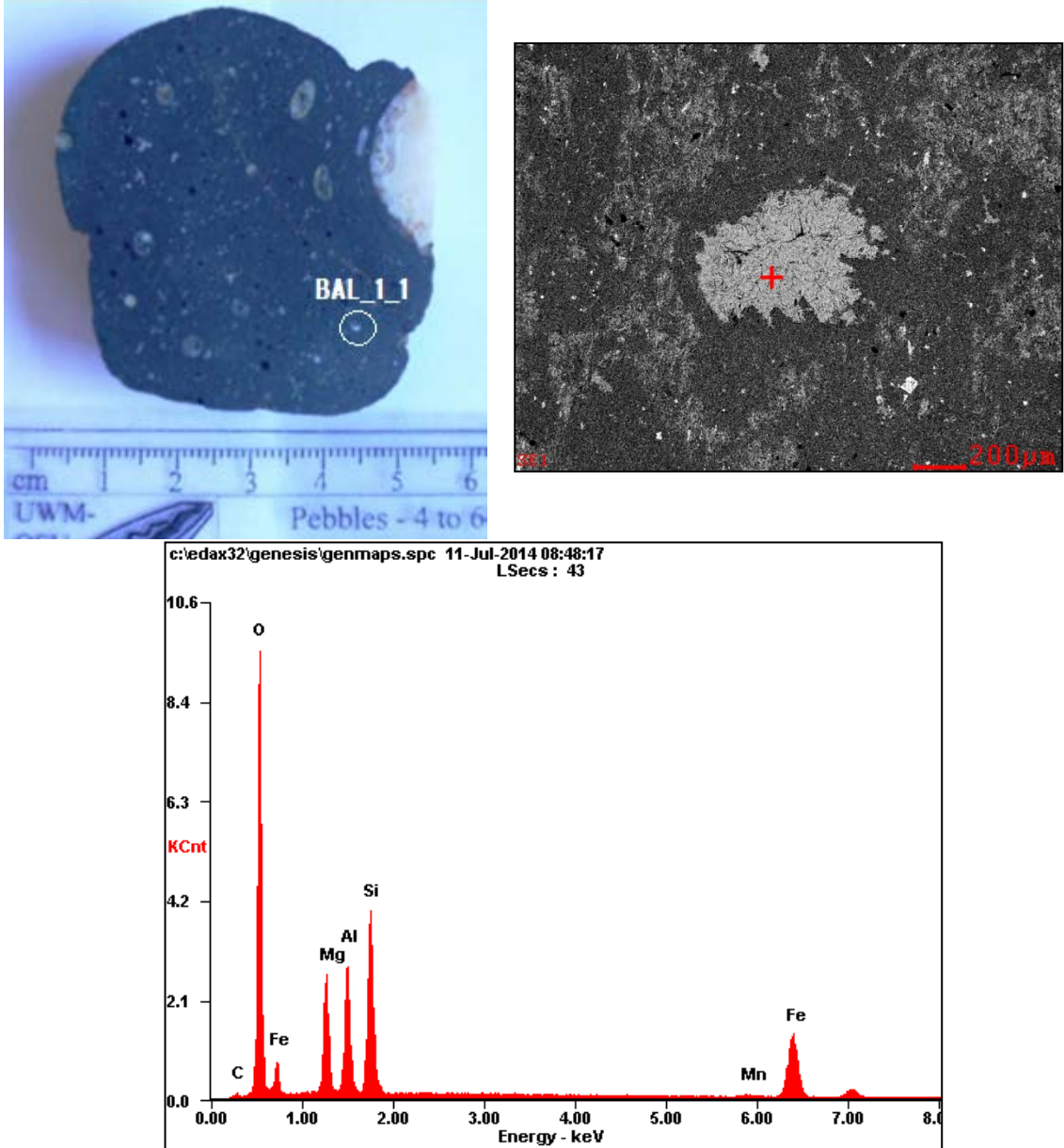
3a

Nicoles //, Cal de carácter granular de alto relieve.

5.2 MICROSONDA ELECTRONICA DE BARRIDO (SEM).

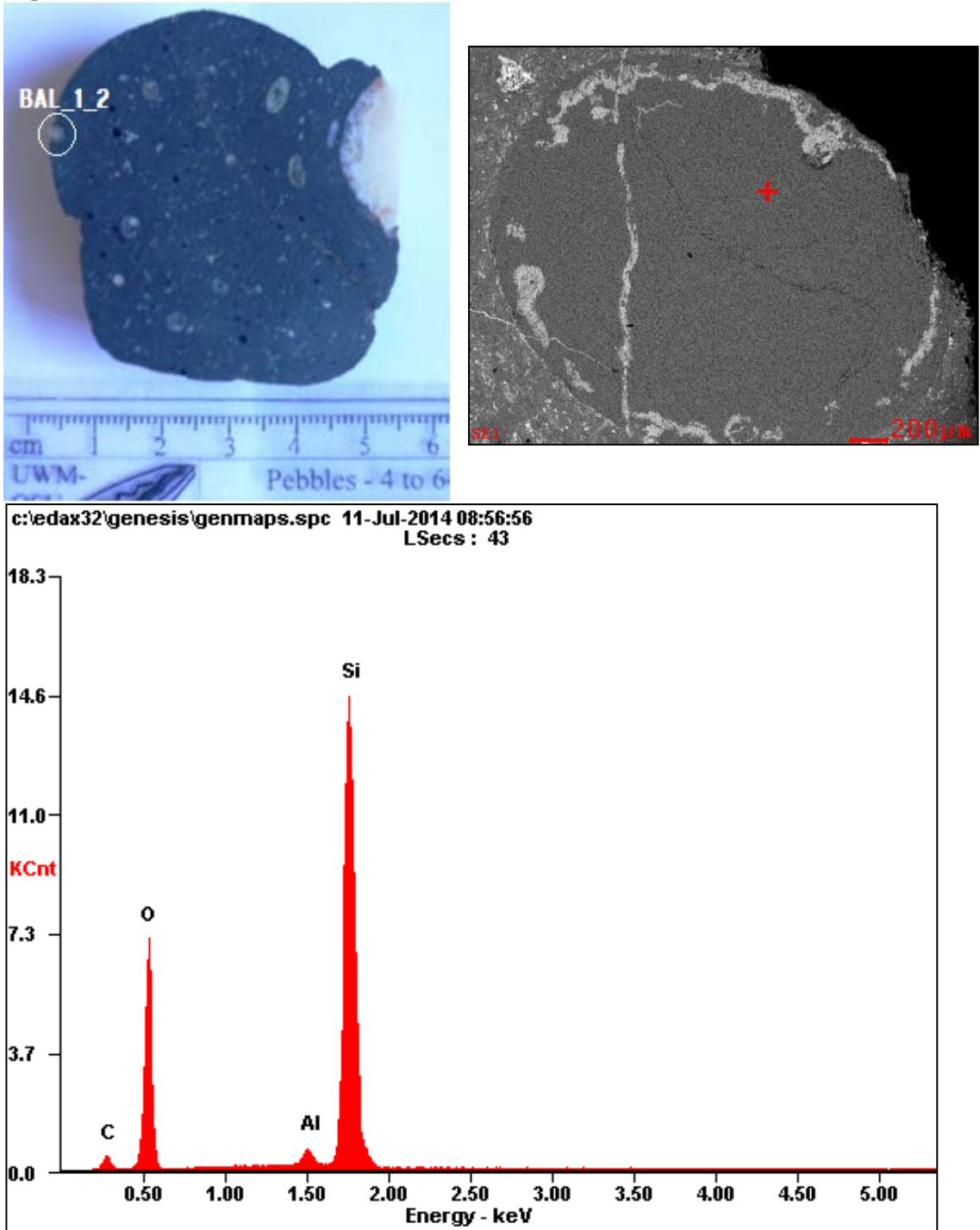
Los análisis de SEM corroboran los minerales obtenidos en la descripción de lámina delgada de la muestra Bal1 de la cantera La Balastreira anteriormente mencionada.

Figura 18. Análisis SEM EDS_BAL_1_1_001



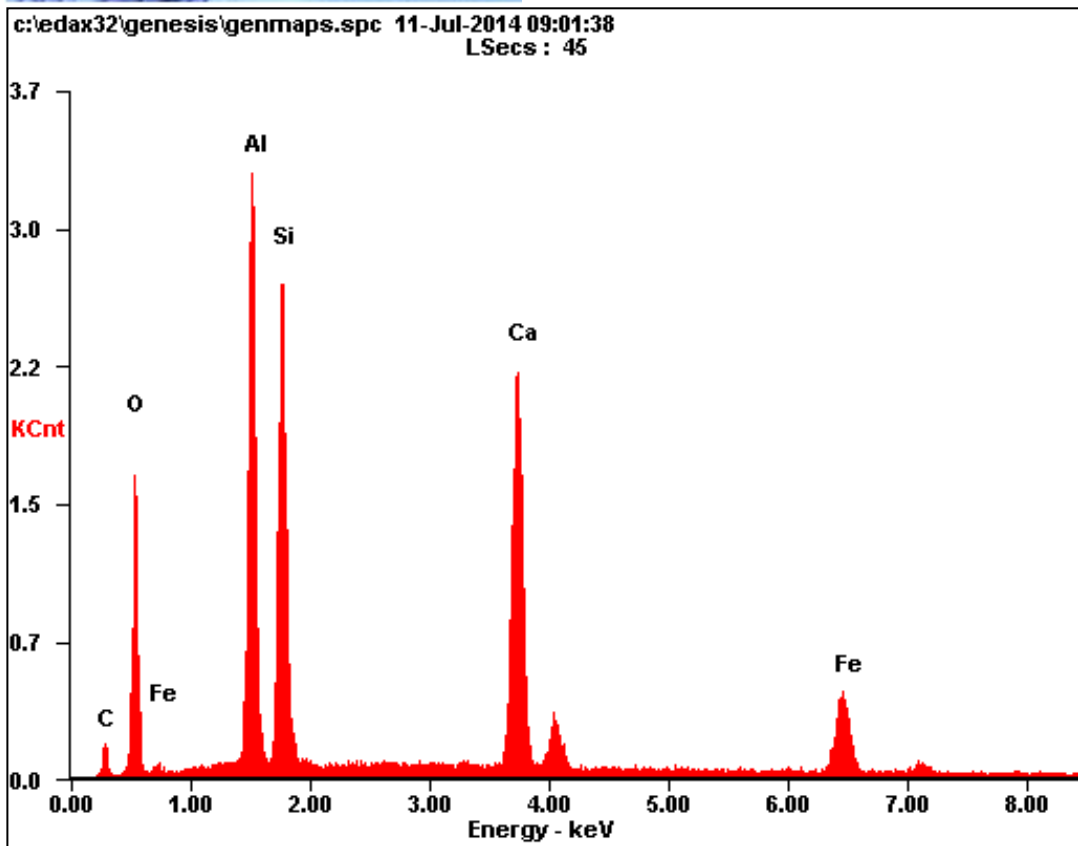
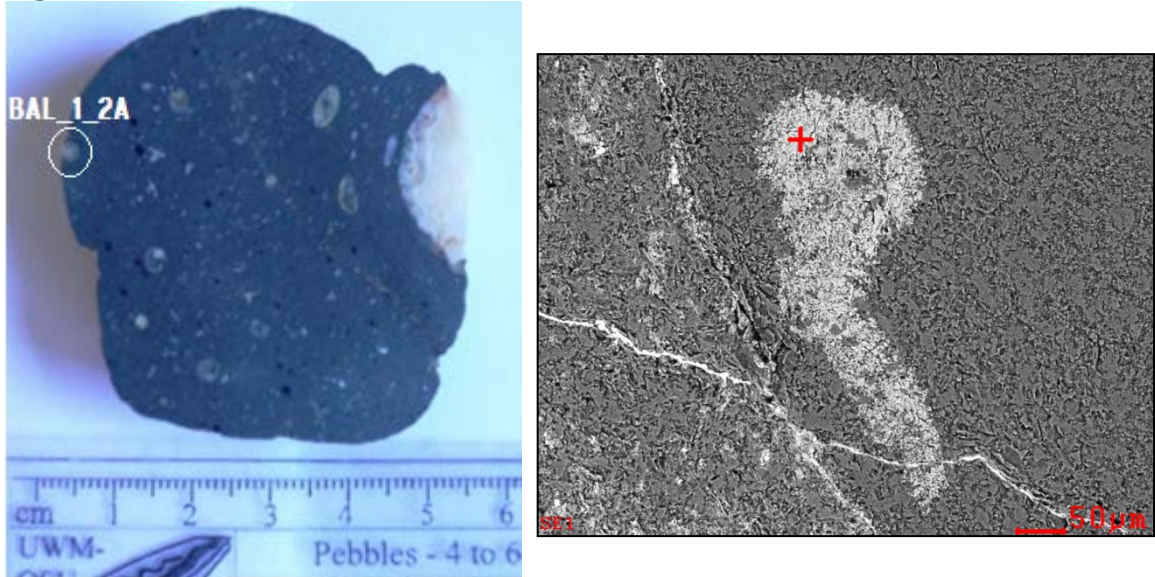
Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita

Figura 19. Análisis SEM EDS_BAL_1_2_001



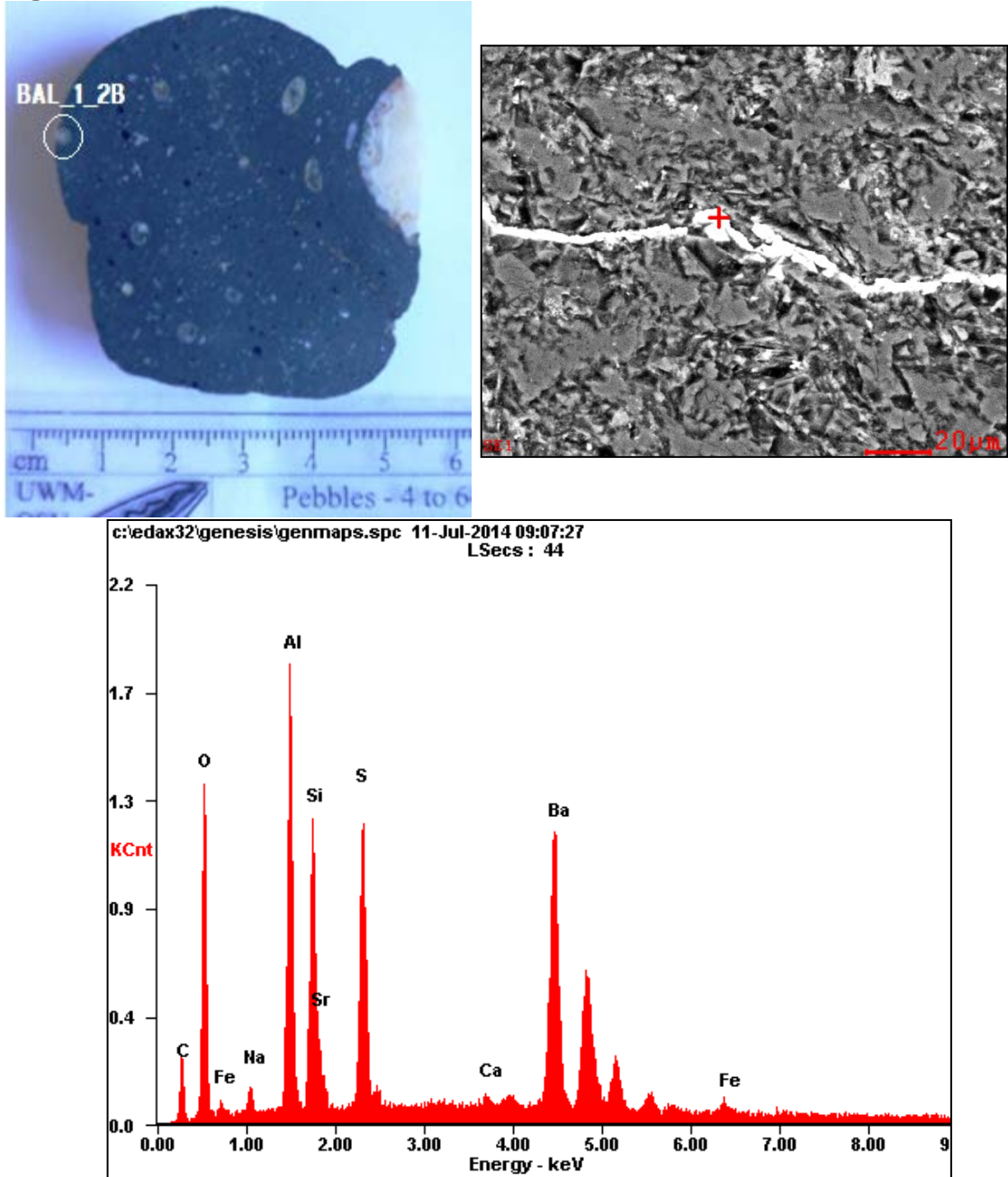
Espectro que muestra la composición de un mineral de cuarzo

Figura 20. Análisis SEM EDS_BAL_1_2A_001



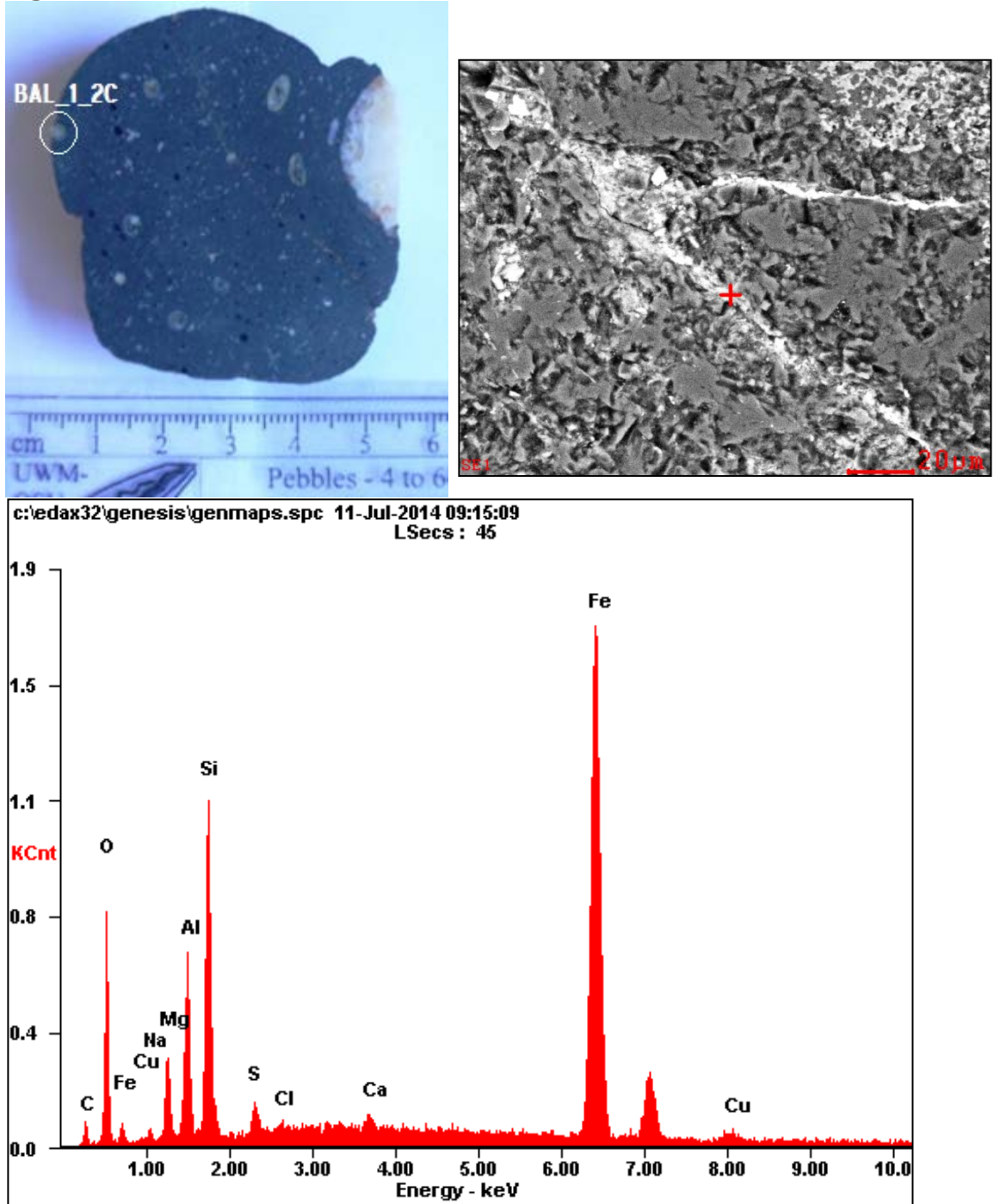
Espectro que muestra la composición de un mineral de zoicita.

Figura 21. Análisis SEM EDS_1_2B_001



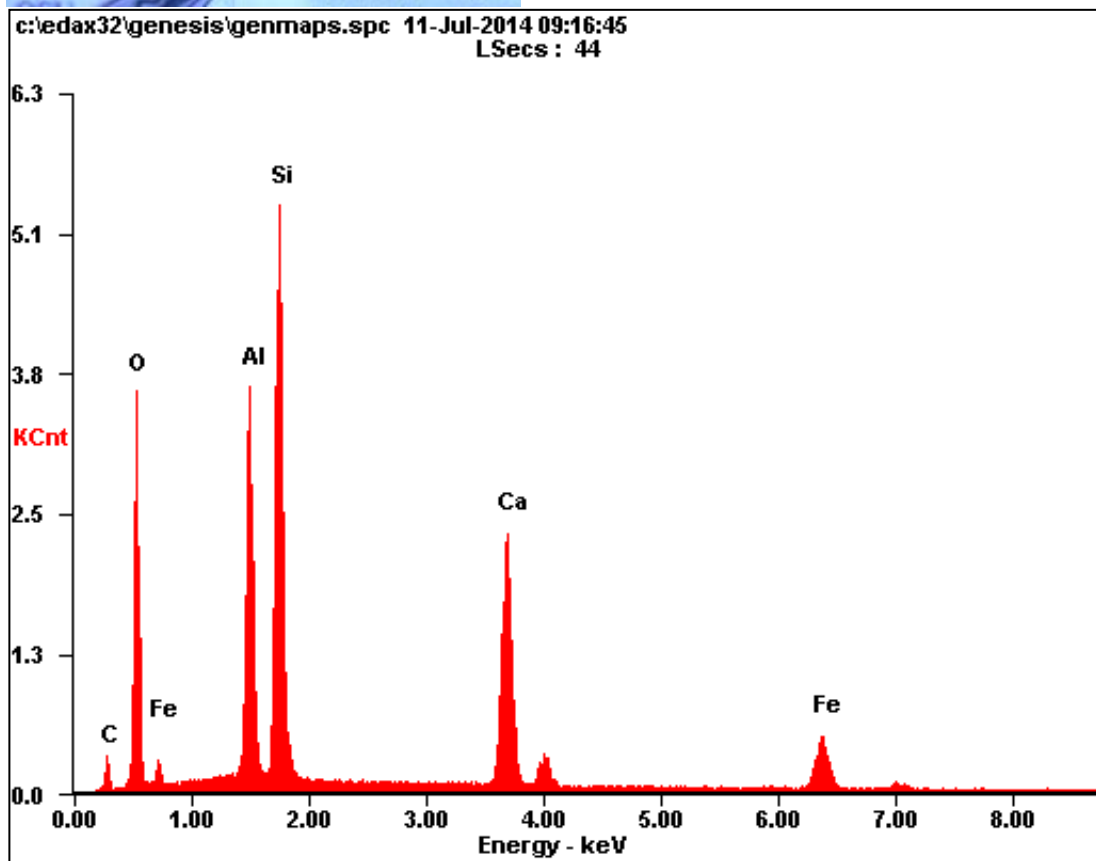
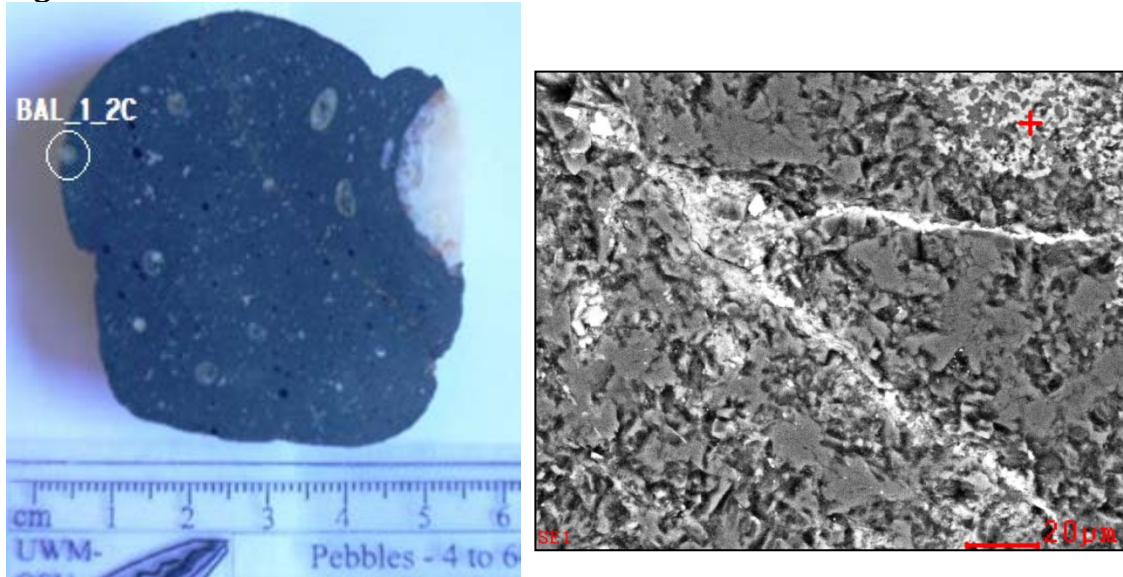
Espectro que muestra la composición de una vetilla de sulfuros (sulfato de bario). Barita.

Figura 22. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_001



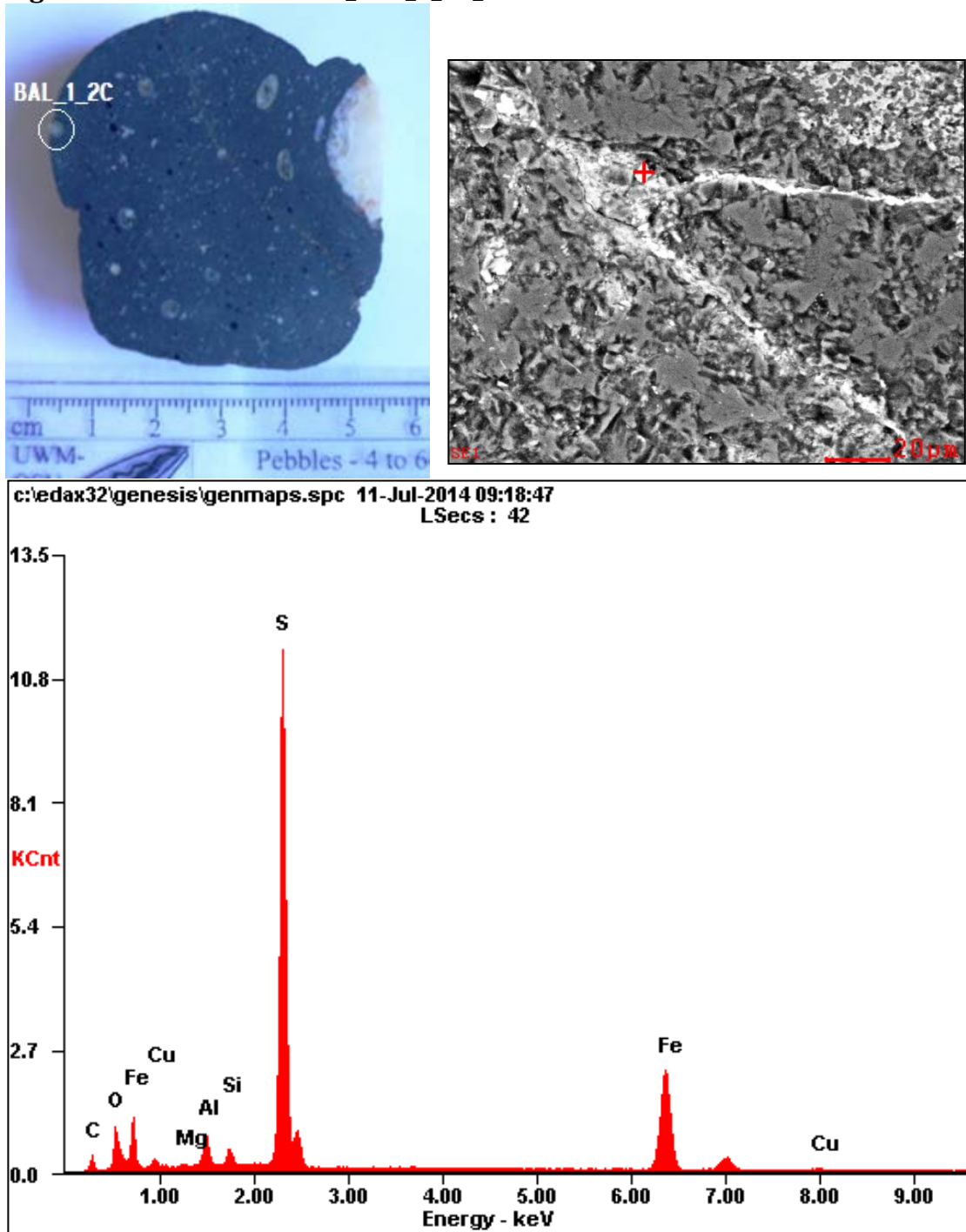
Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita-chamosita.

Figura 23. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_002



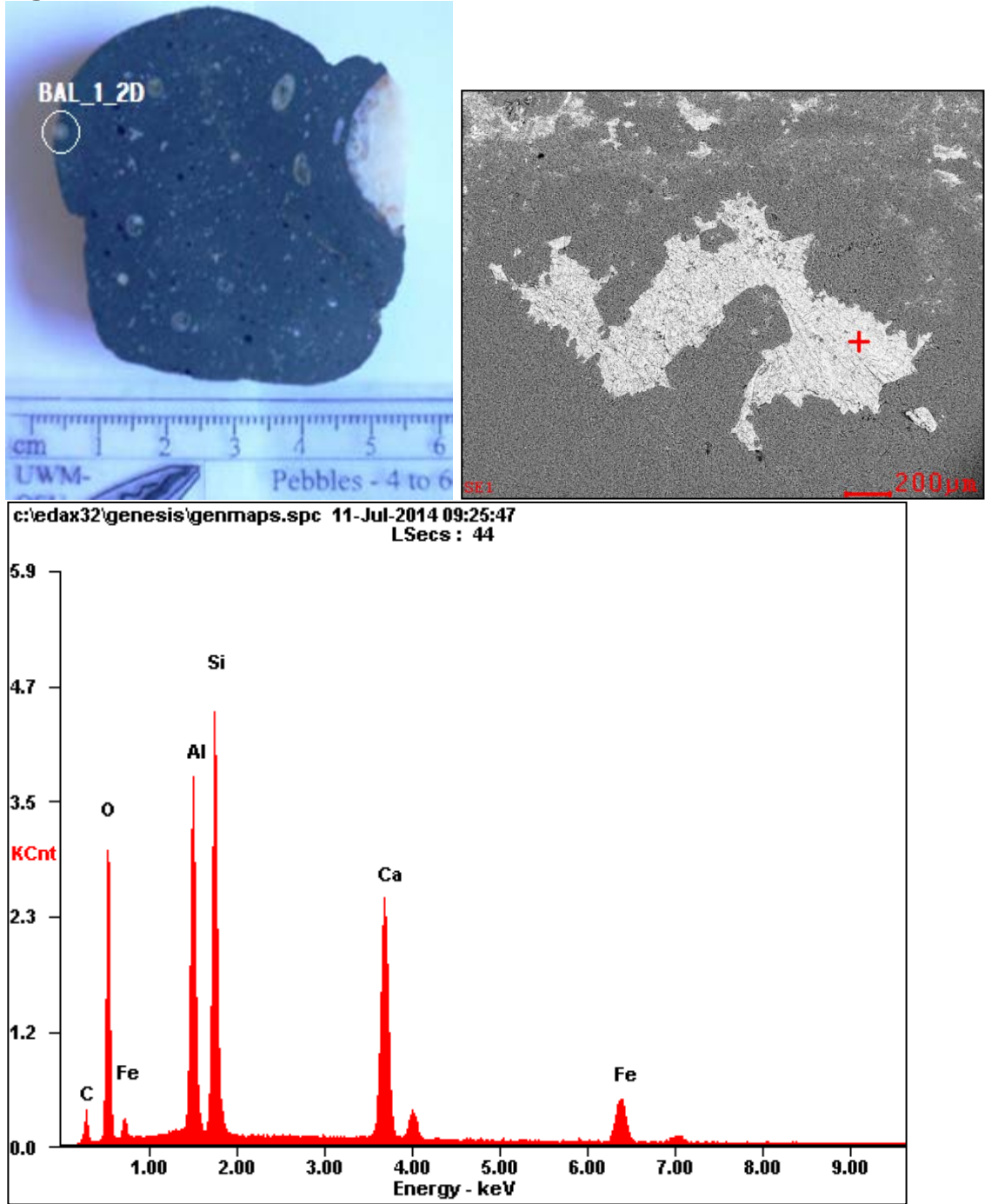
Espectro que muestra la composición de un mineral de Zoicita.

Figura 24. Análisis SEM EDS_BAL_1_2C_003



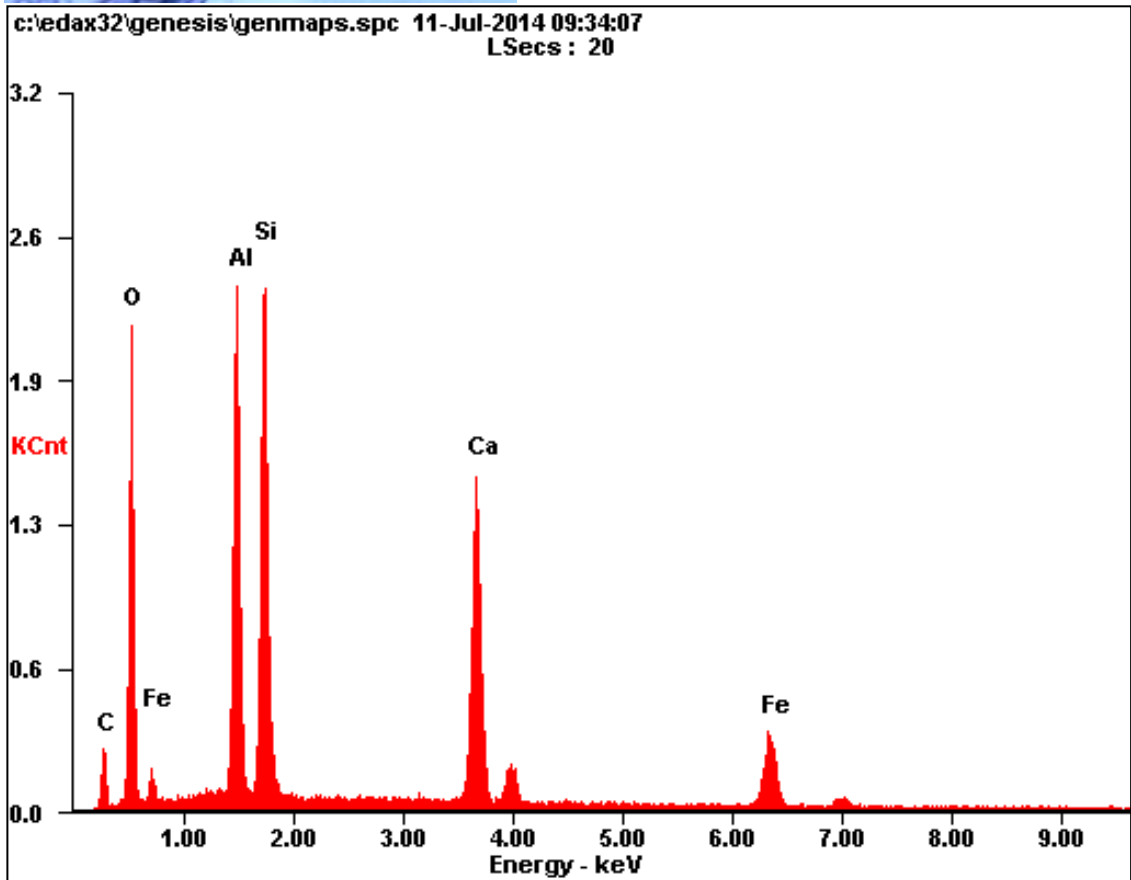
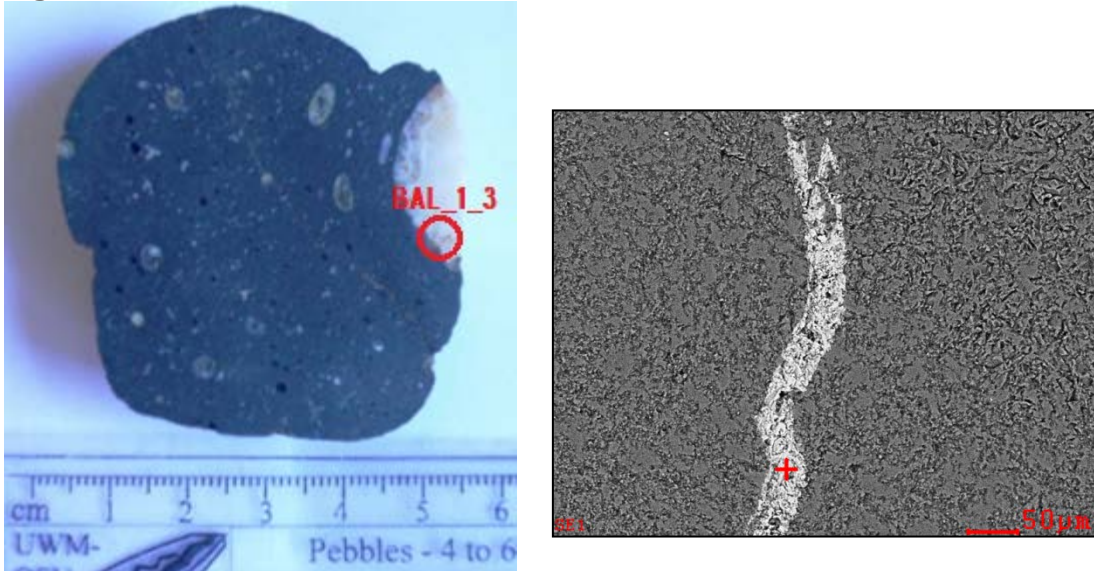
Espectro que muestra la composición de un mineral de pirita a calcopirita.

Figura 25. Análisis SEM EDS_BAL_1_2D_001



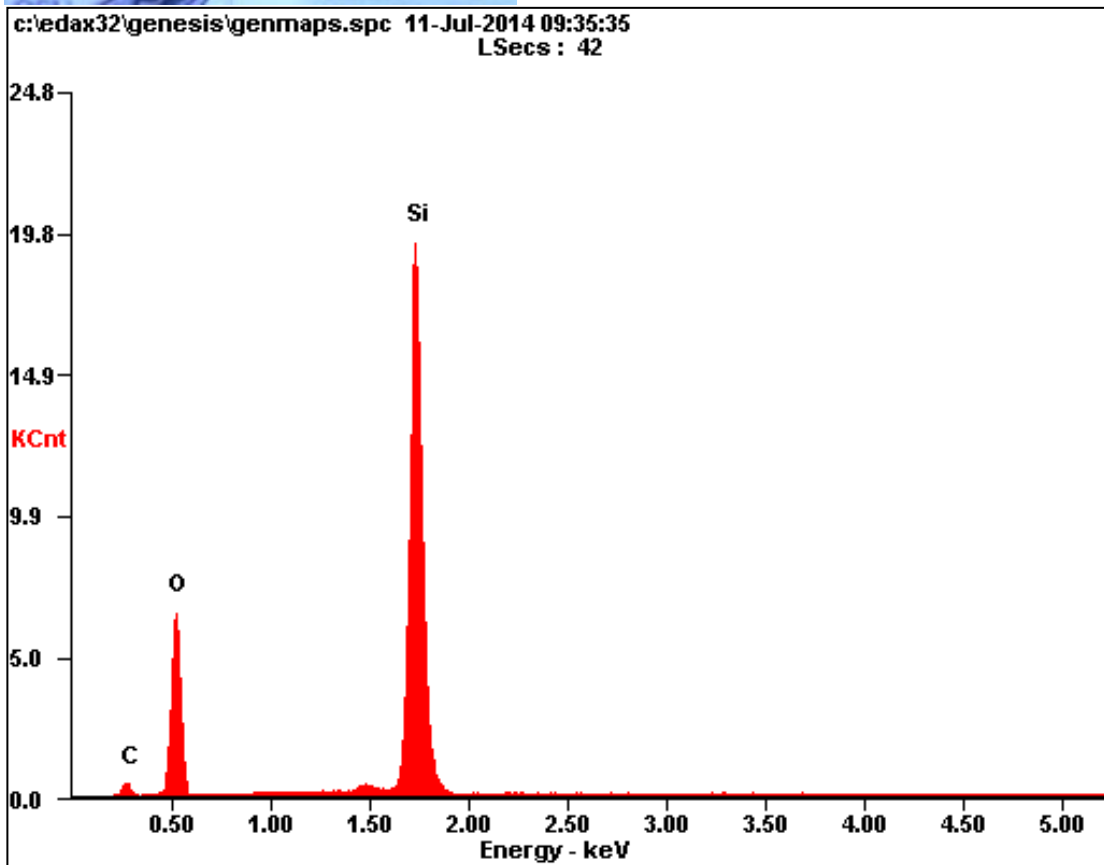
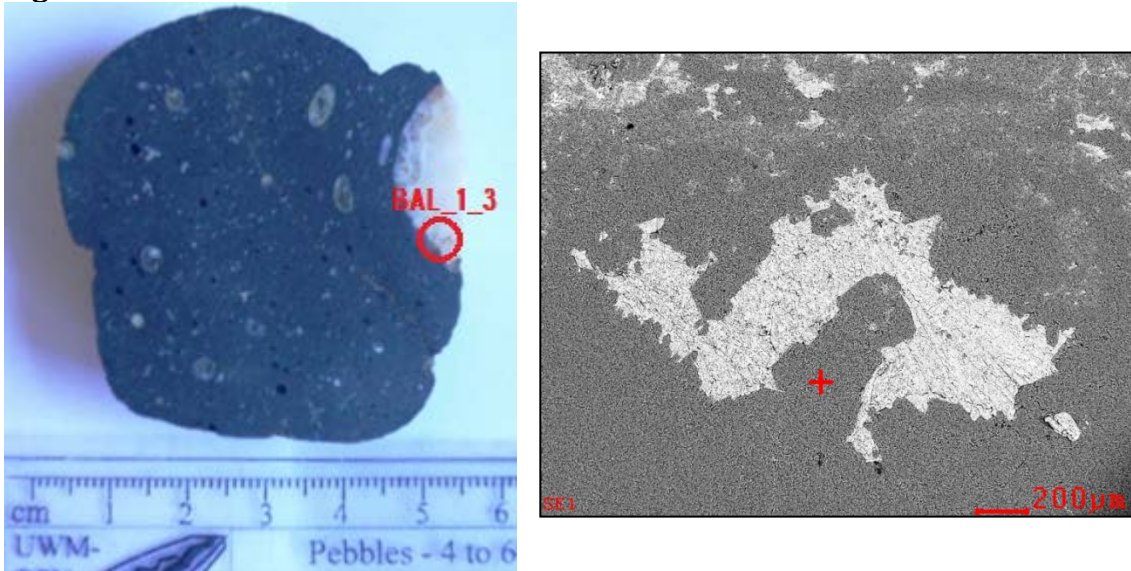
Espectro que muestra la composición de un mineral de Zoicita.

Figura 26. Análisis SEM EDS_BAL_1_3_001



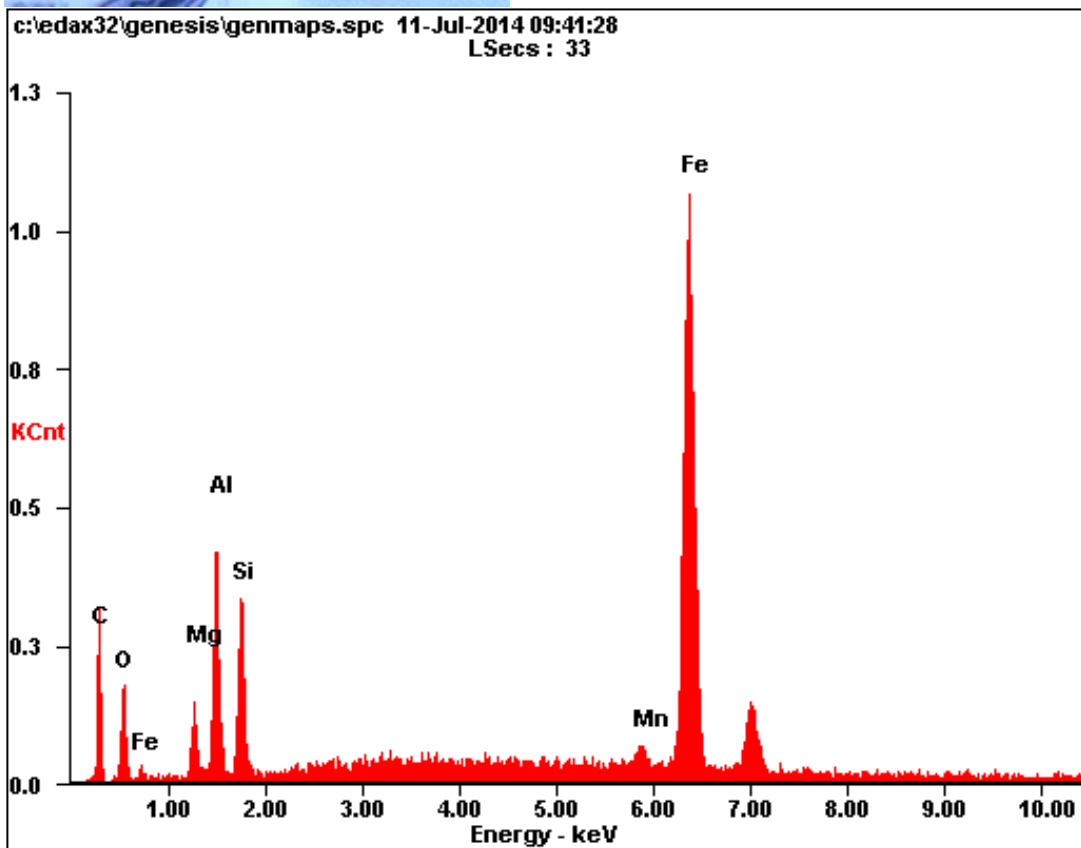
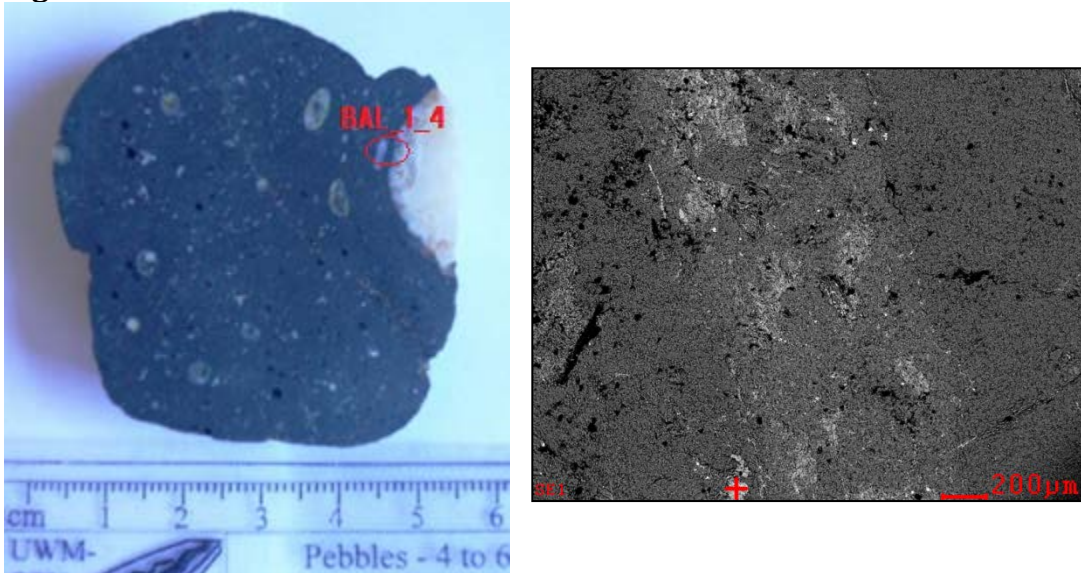
Espectro que muestra la composición de un mineral de Zoicita.

Figura 27. Análisis SEM EDS_BAL_1_3_002



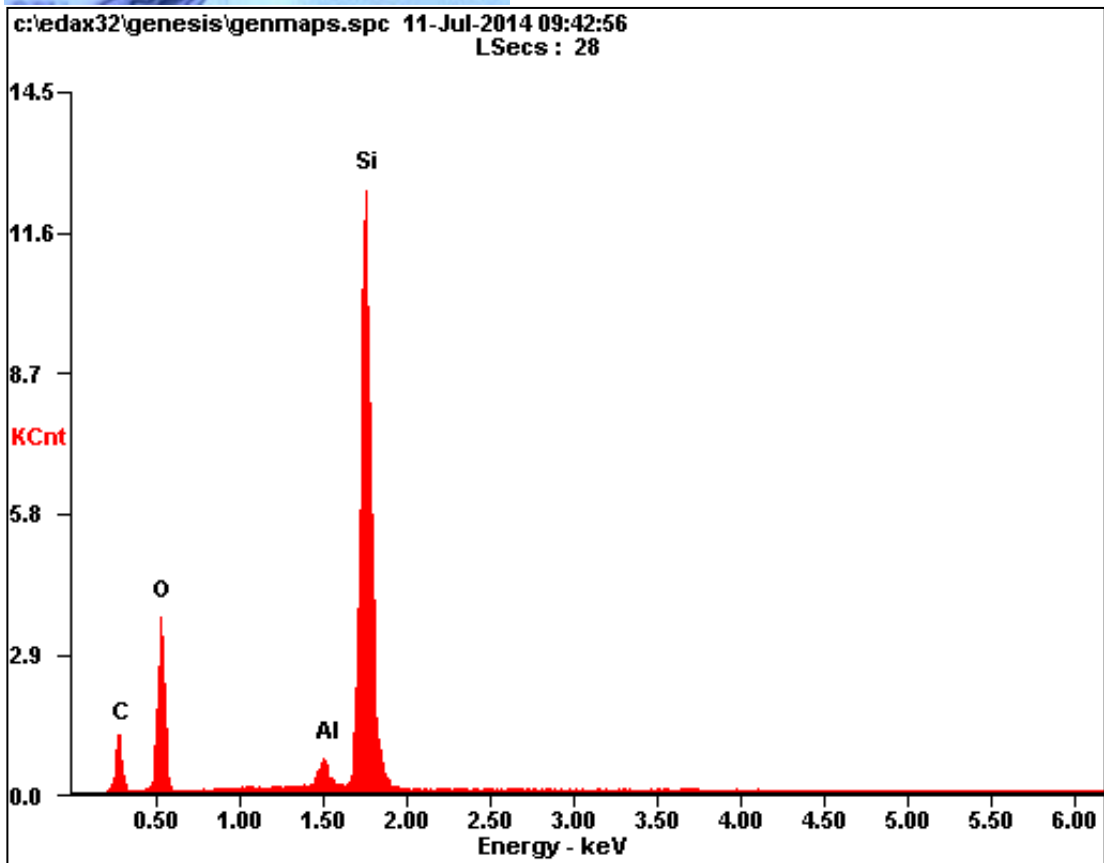
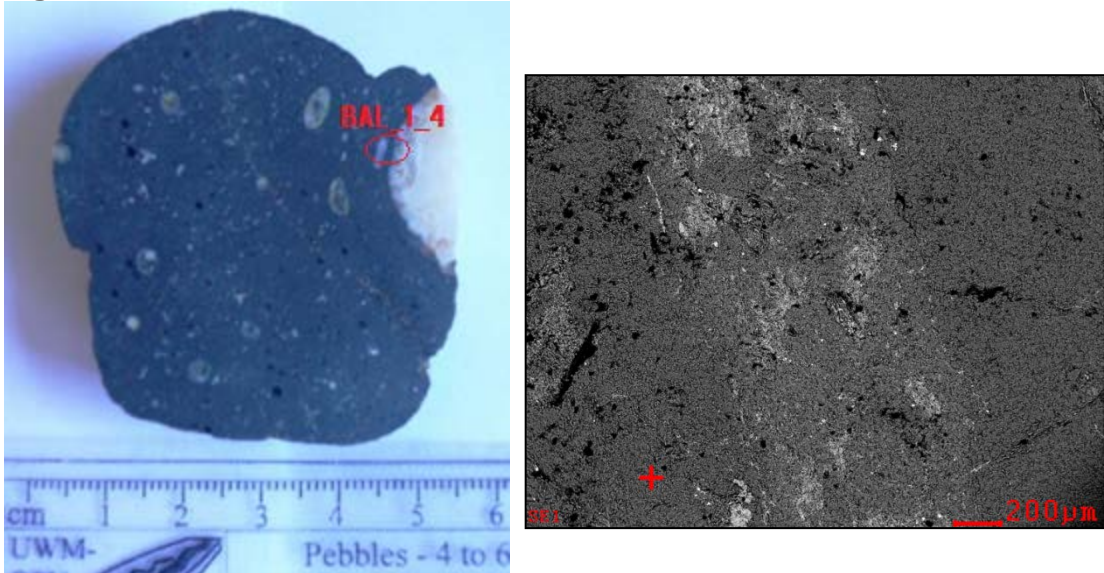
Espectro que muestra la composición de un mineral de cuarzo

Figura 28. Análisis SEM EDS_BAL_1_4_001



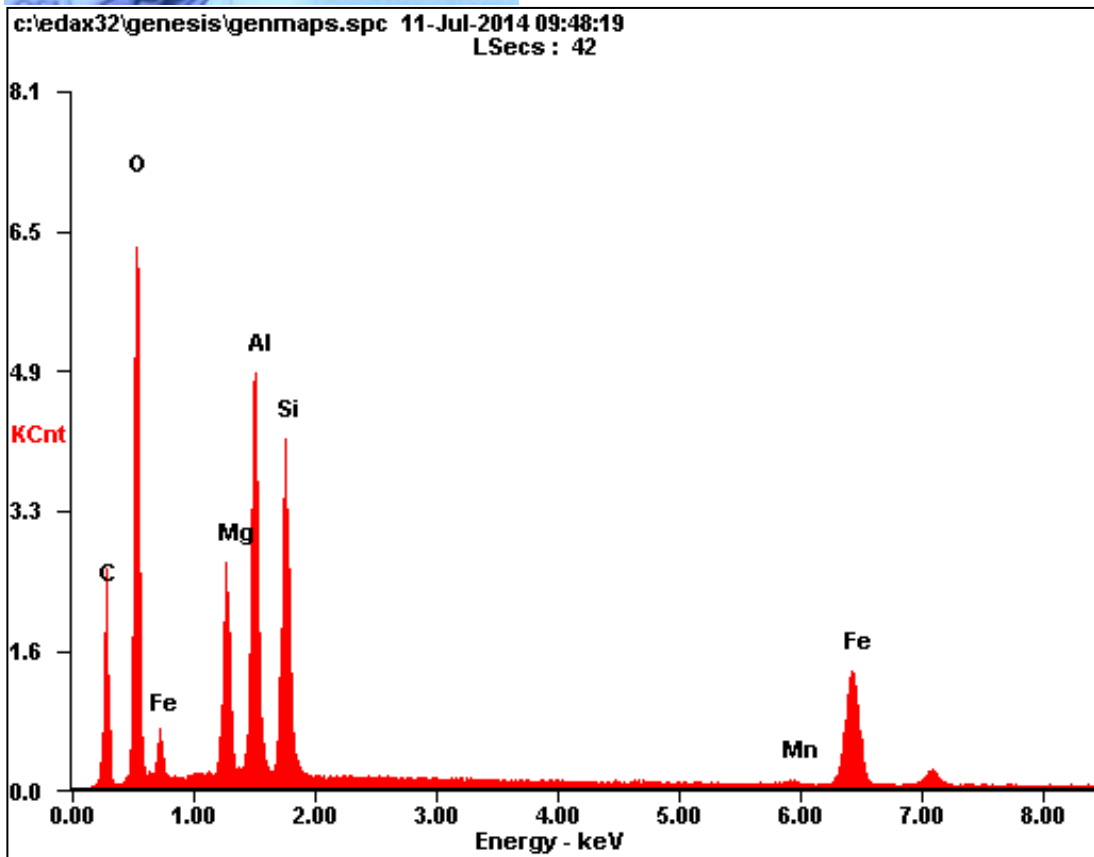
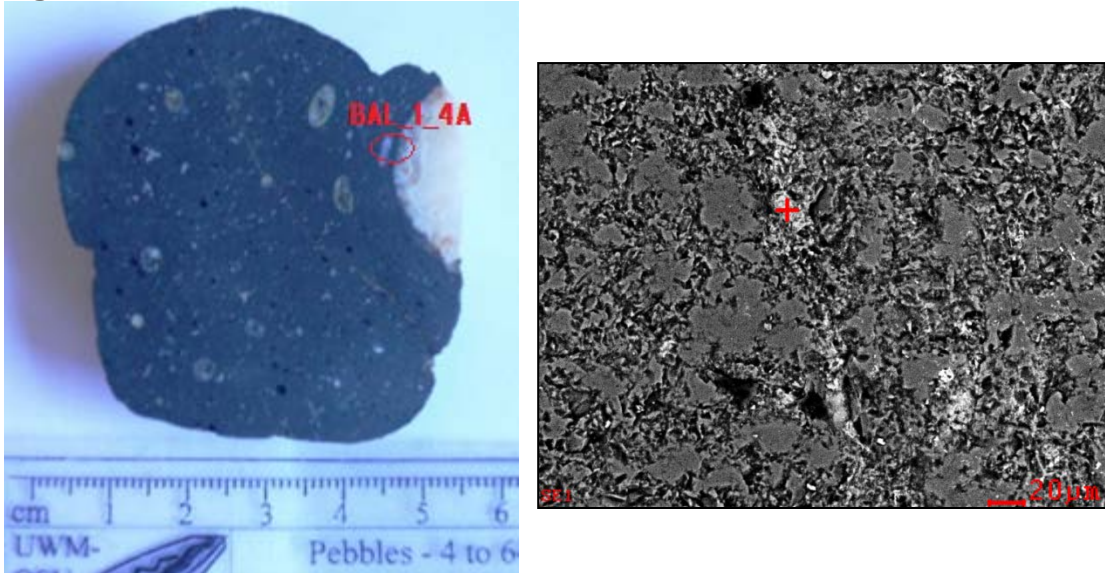
Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita-chamosita.

Figura 29. Análisis SEM EDS_BAL_1_4_002



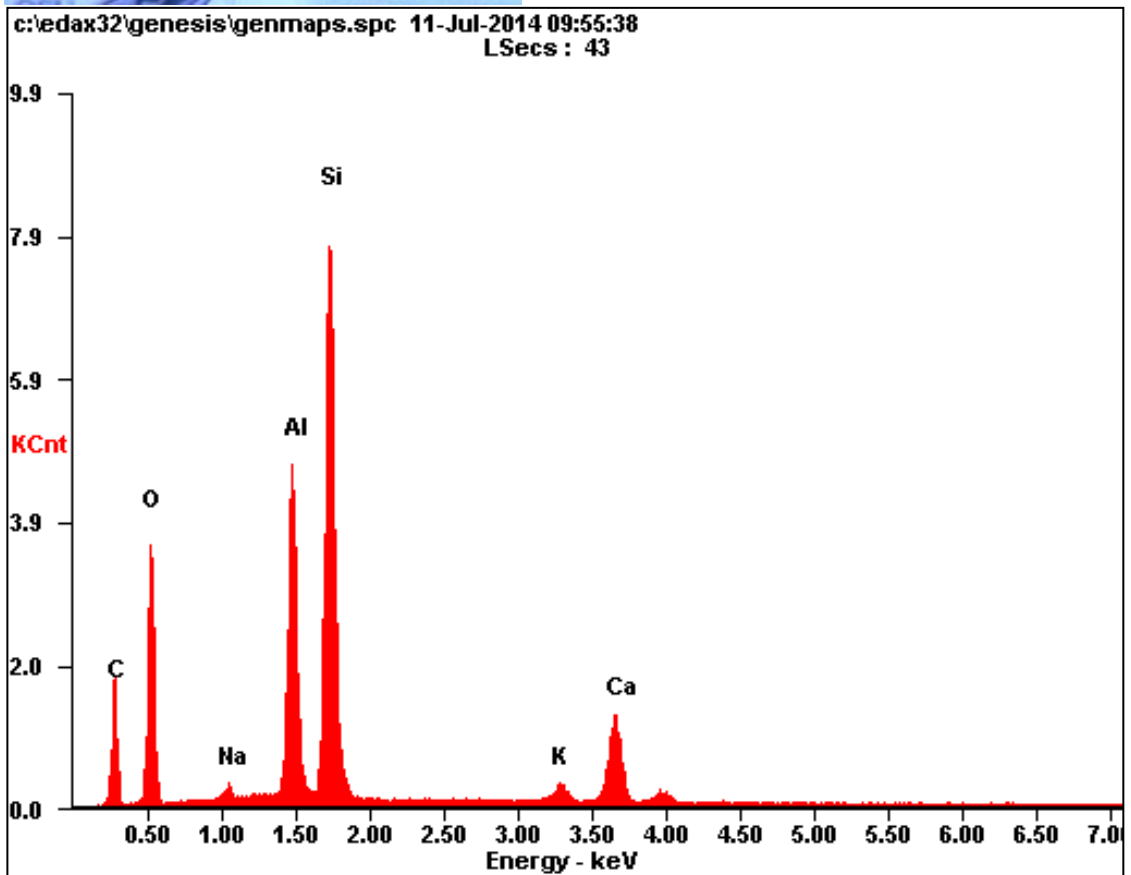
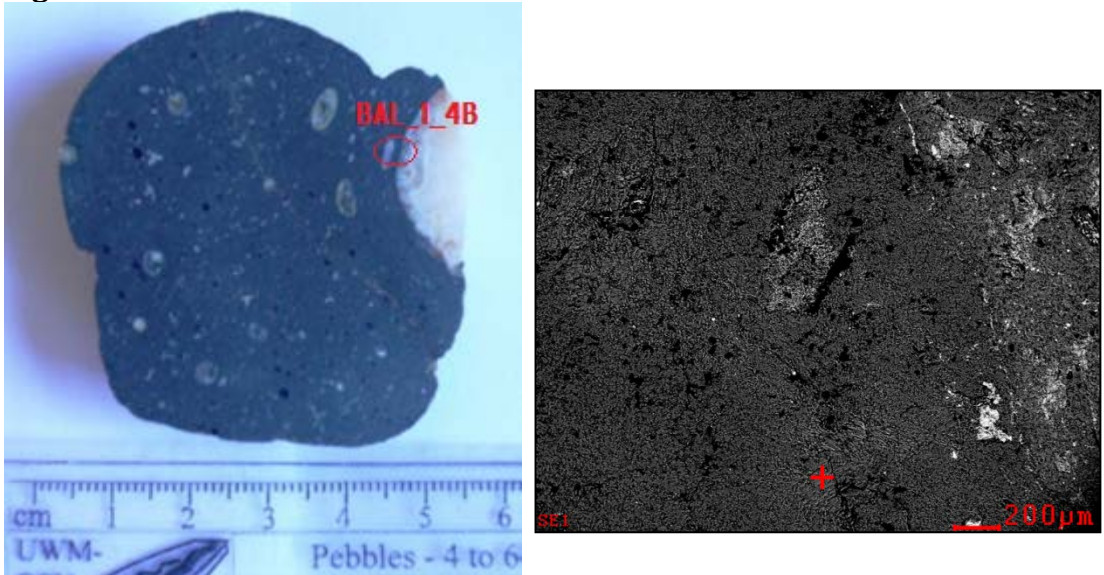
Espectro que muestra la composición de un mineral de cuarzo

Figura 30. Análisis SEM EDS_BAL_1_4A_001



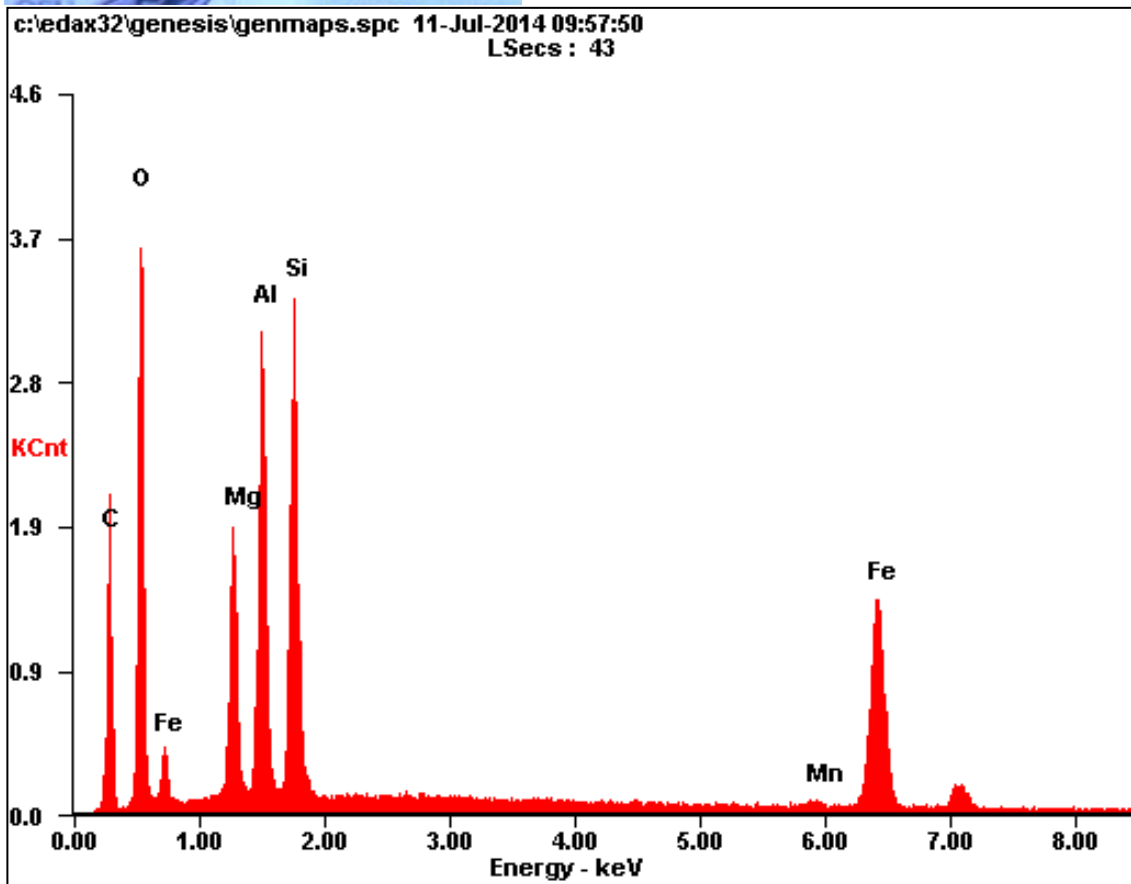
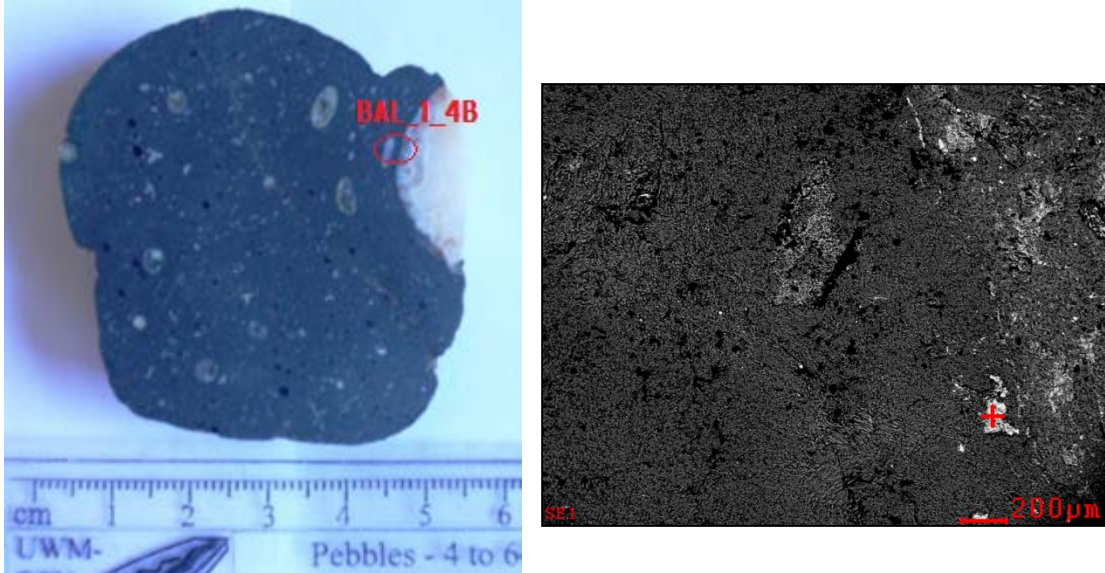
Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita.

Figura 31. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_001



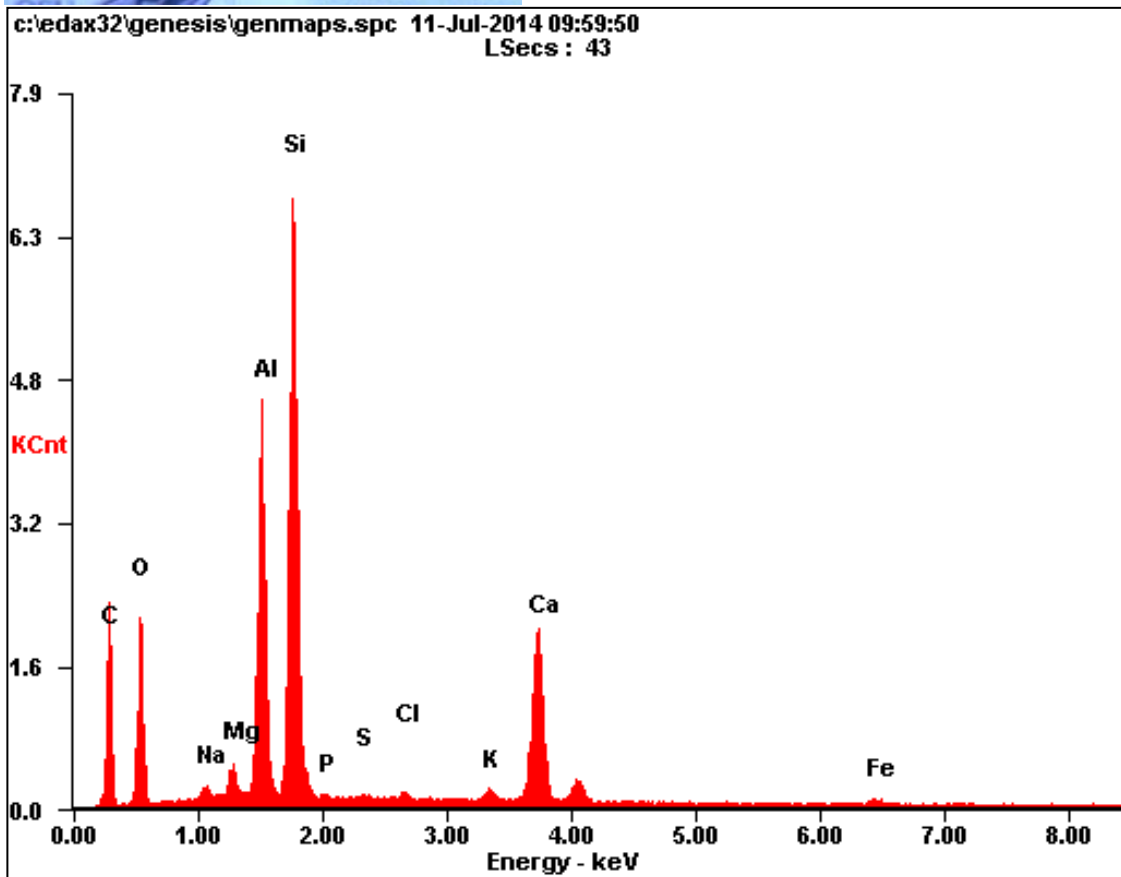
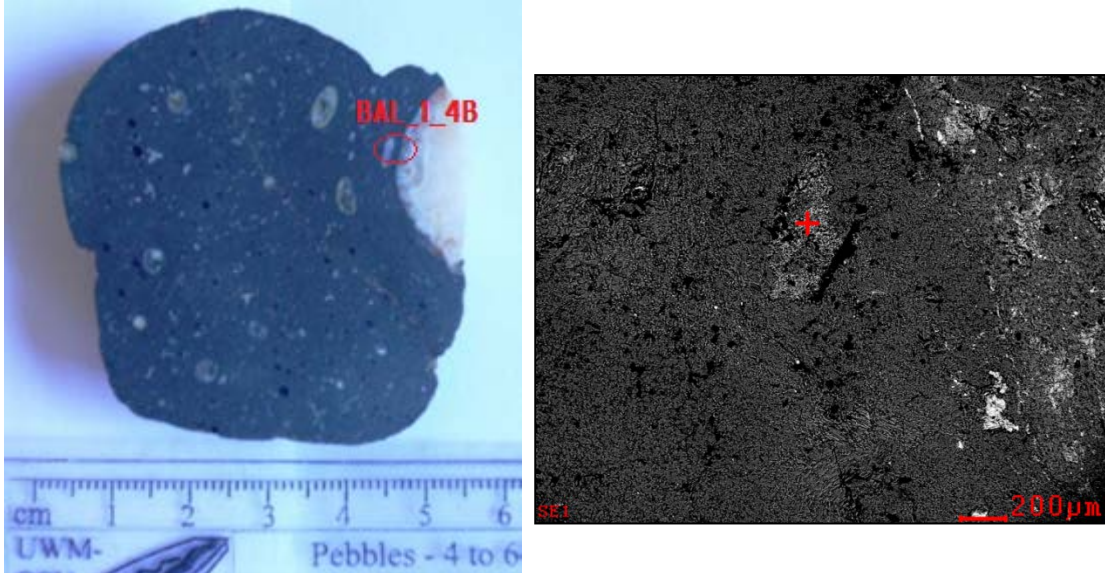
Espectro que muestra la composición de un mineral de epidota.

Figura 32. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_002



Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita.

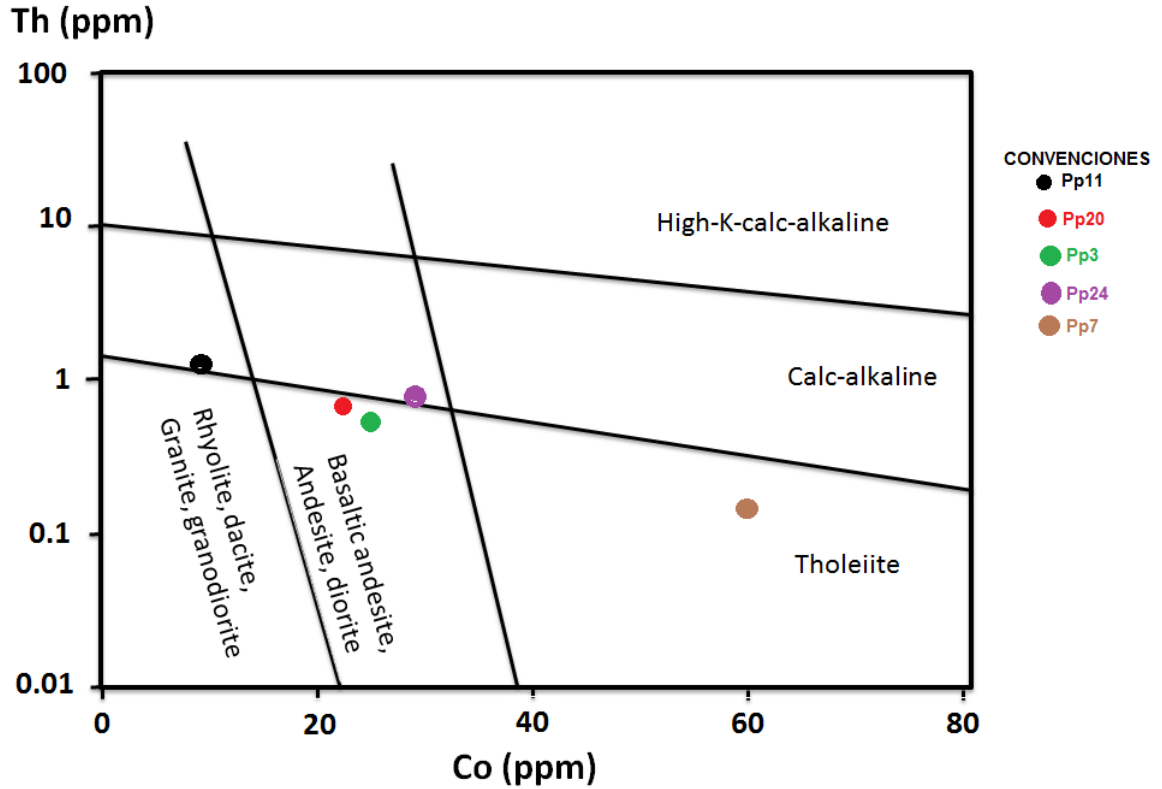
Figura 33. Análisis SEM EDS_BAL_1_4B_003



Espectro que muestra la composición de un mineral de clorita.

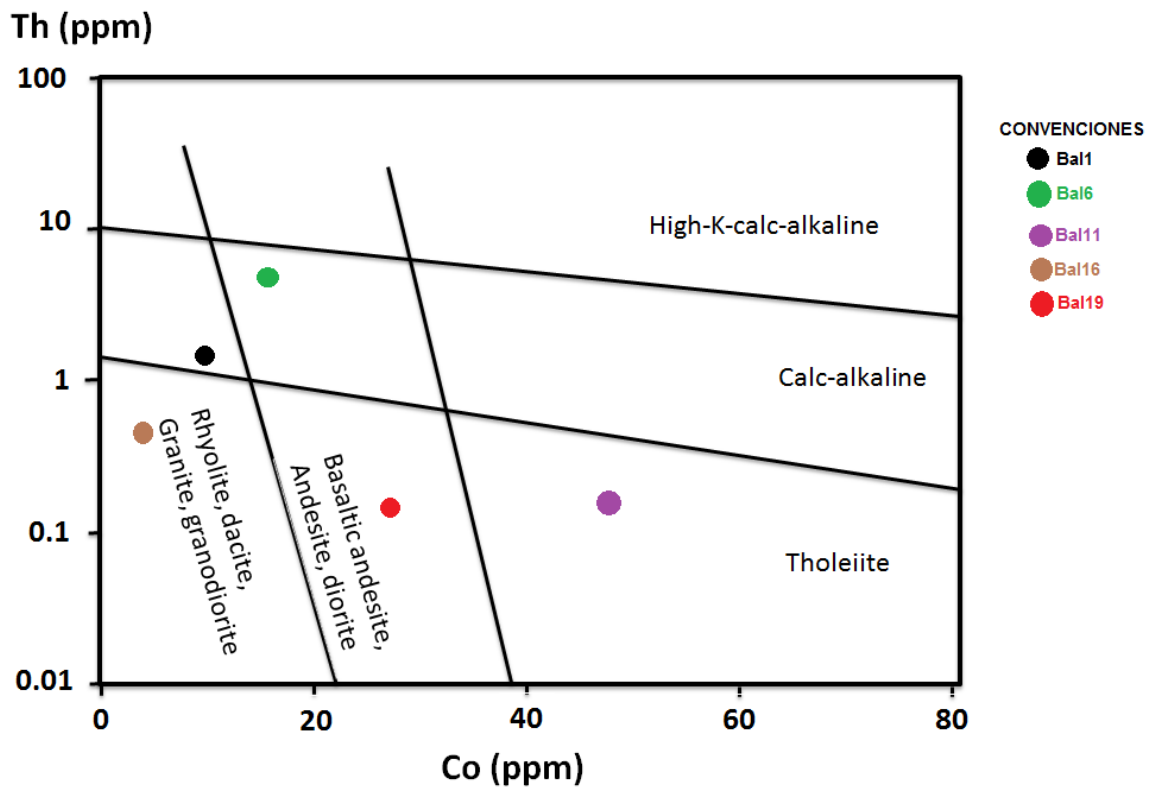
5.3 ANALISIS GEOQUÍMICO.

Figura 34. Las relaciones Th vs Co de los clastos de la cantera Cerro Papayo. (Según Hastie *et al.*, 2007).



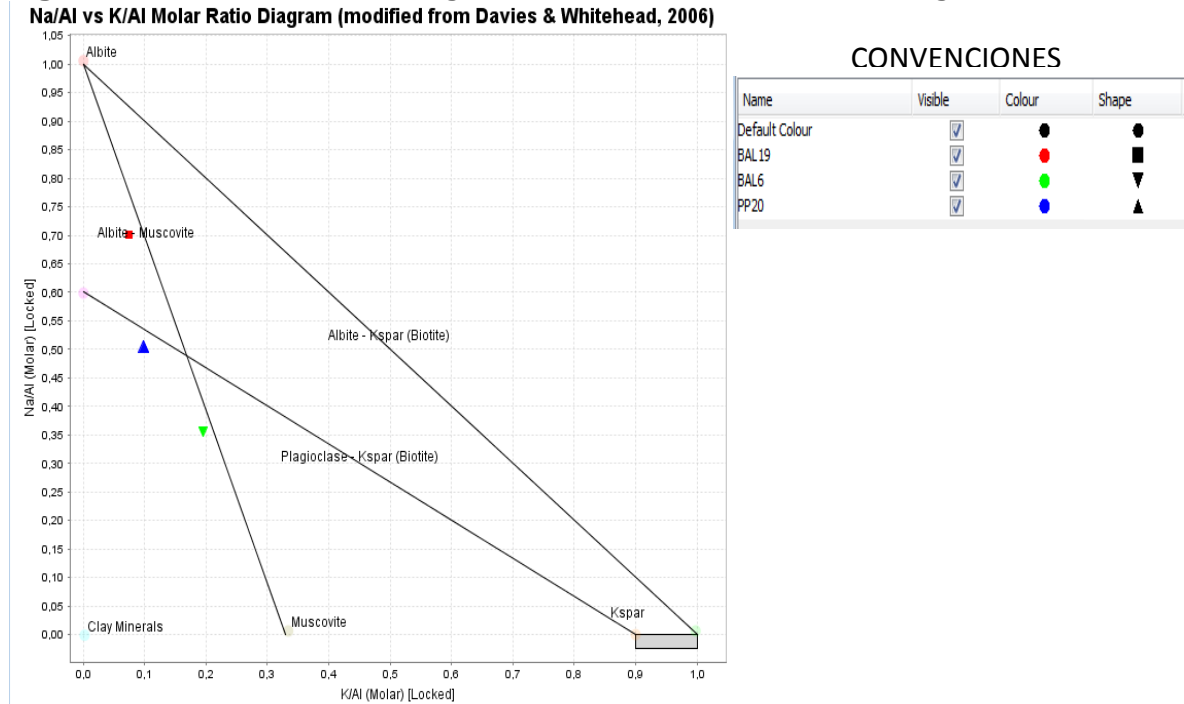
En la Figura 31. Se observa la relación Torio (Th) vs Cobalto (Co), posiblemente la muestra Pp11 se observa que es una roca félsica de corteza continental adelgazada, y las muestras Pp20, Pp3 y Pp24 posiblemente son basaltos andesíticos, andesitas o dioritas de arcos intraoceánico, a excepción de la Pp7 que se encuentra fuera del rango.

Figura 35. Las relaciones Th vs Co de los clastos de la cantera La Balastreira. (Según Hastie *et al.*, 2007).



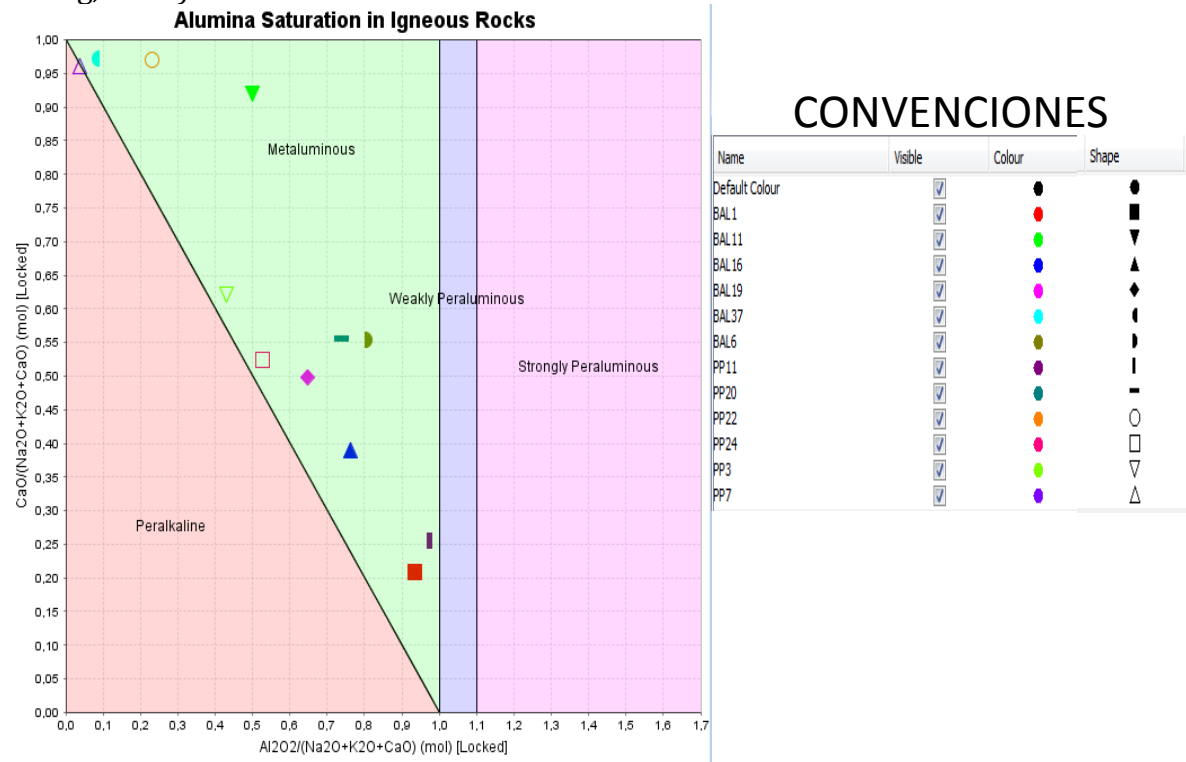
La Figura. 32. En la relación Th vs Co se observa un material más evolucionado, la muestra Bal6 es una material calco-alkalino posiblemente proviene de un margen continental engrosado, la muestra Bal1 es un material calco alkalino el cual proviene de un margen continental adelgazado, se observan que las muestras Ba16, Bal19 y Bal11 son toleíticas provenientes de un arco intraoceánico.

Figura 36. Test de alteración según Davies and Whitehead, 2006. Iogas



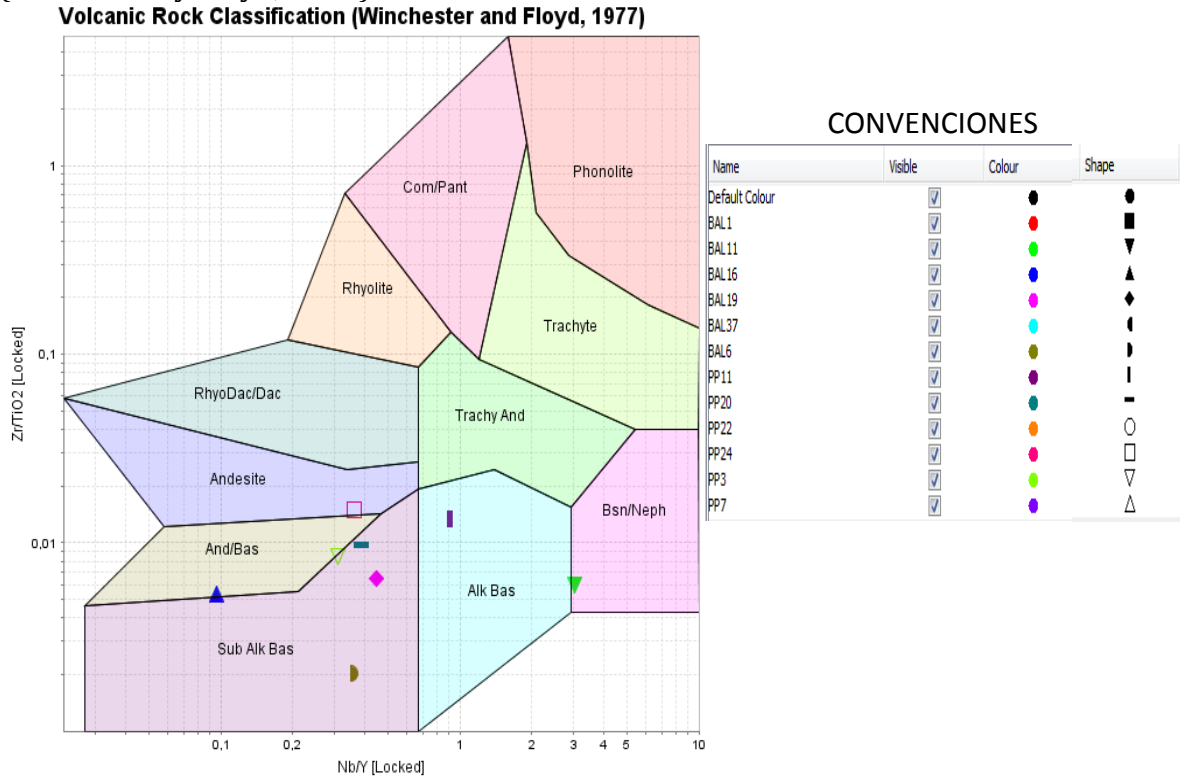
En el diagrama de alteración (Figura 33.) se observan las muestras de los clastos ígneos las cuales están alteradas, la muestra Bal19, se encuentra en el campo de albita-moscovita y poseen alteración propilítica, las muestras Bal6, y Pp20 se encuentran en el campo de los minerales arcillosos y pueden tener alteración Argílica; es decir estas muestras tienen una clara alteración argilica y propilítica.

Figura 37. Diagrama de la saturación de alúmina en los clastos analizados (Barton y Young, 2002).



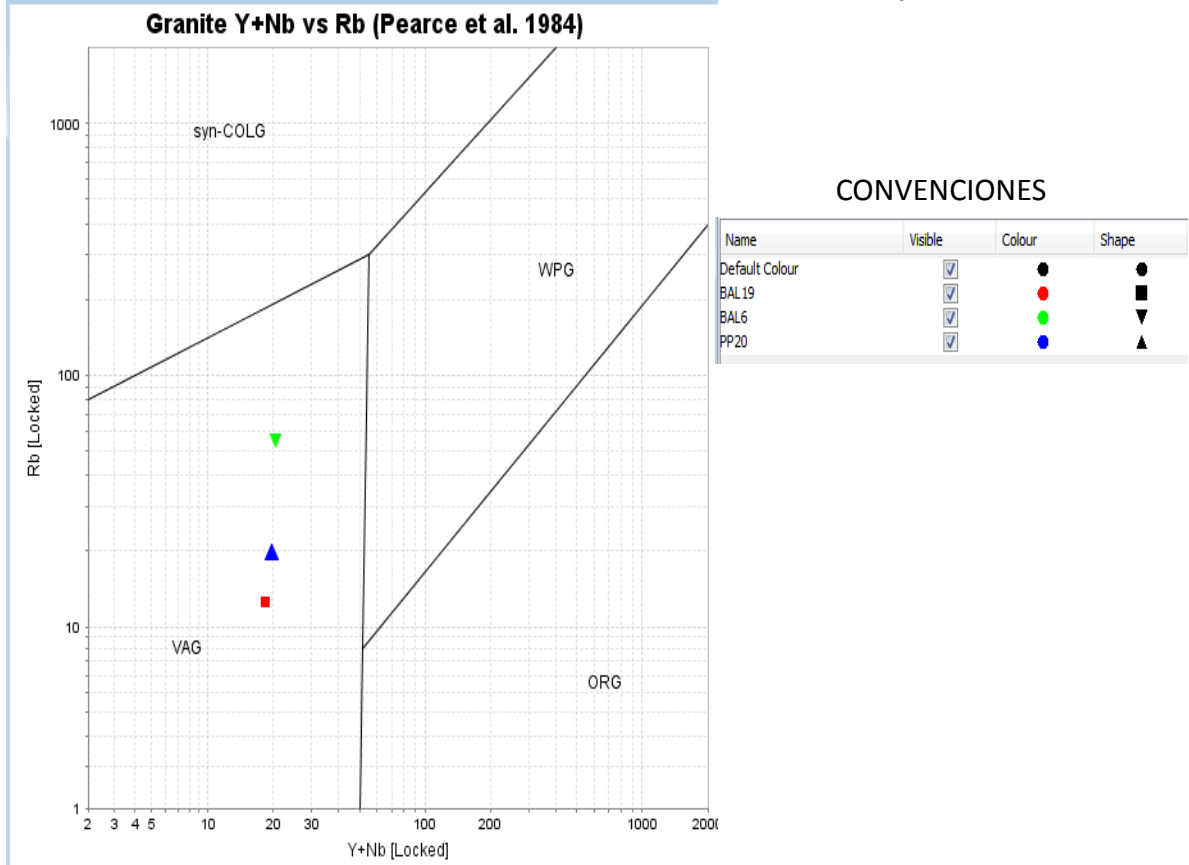
La saturación de alúmina en rocas ígneas (Figura 34.) de las muestras indican que la muestra Pp7 es peralcalina y las muestras Bal1, Bal11, Bal16, Bal19, Bal37, Bal6, Pp11, Pp20, Pp22, Pp24, Pp3 su saturación es Metalumínica.

Figura 38. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas, relación Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977).



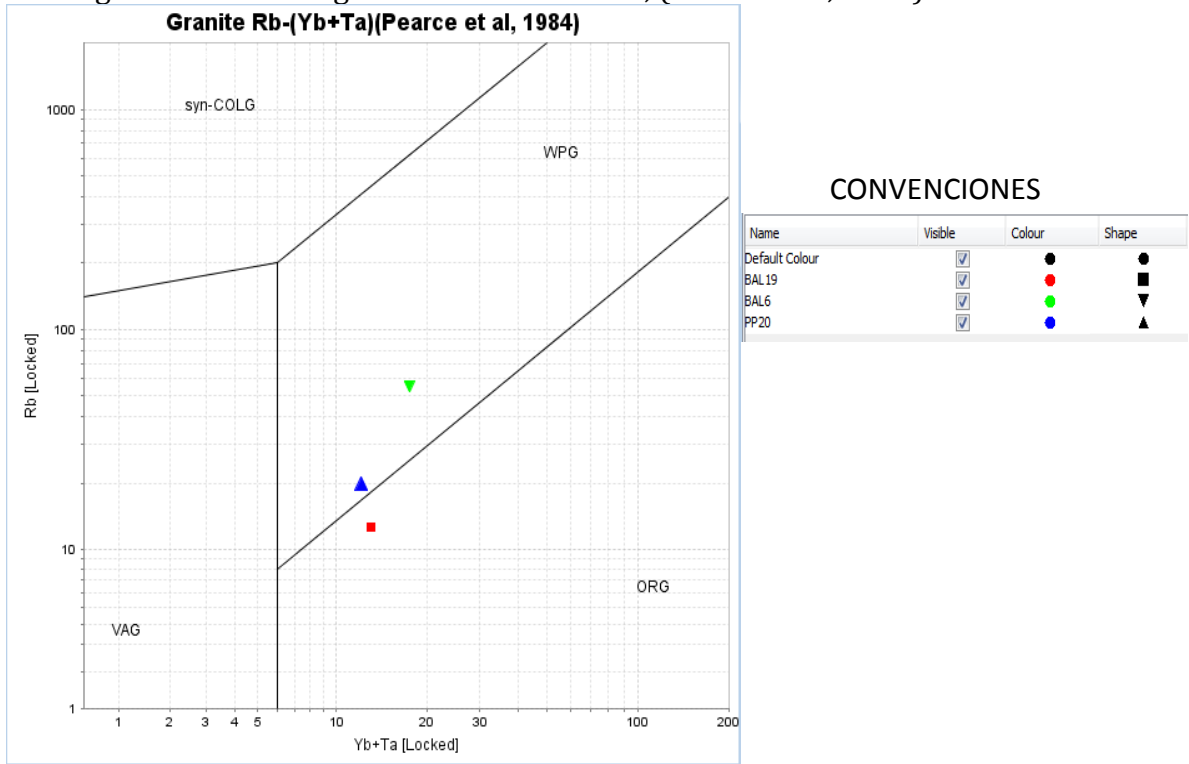
El diagrama de clasificación de rocas volcánicas relacionando Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Figura 35.) se observa que la muestra Bal16, Pp3 está en el medio del campo del Basalto/Andesita y el Basalto Subalcalino, la Pp24 cae en el campo de la Andesita, las muestras Pp20, Bal19, y Bal6 caen en el campo de los basaltos subalcalinos, la muestra Pp11 se encuentra en el campo de los basaltos alcalinos y la muestra Bal11 cae en el campo de Basanita/Nefelinita.

Figura 39. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Rb vs Y + Nb, (Pearce et al, 1984).



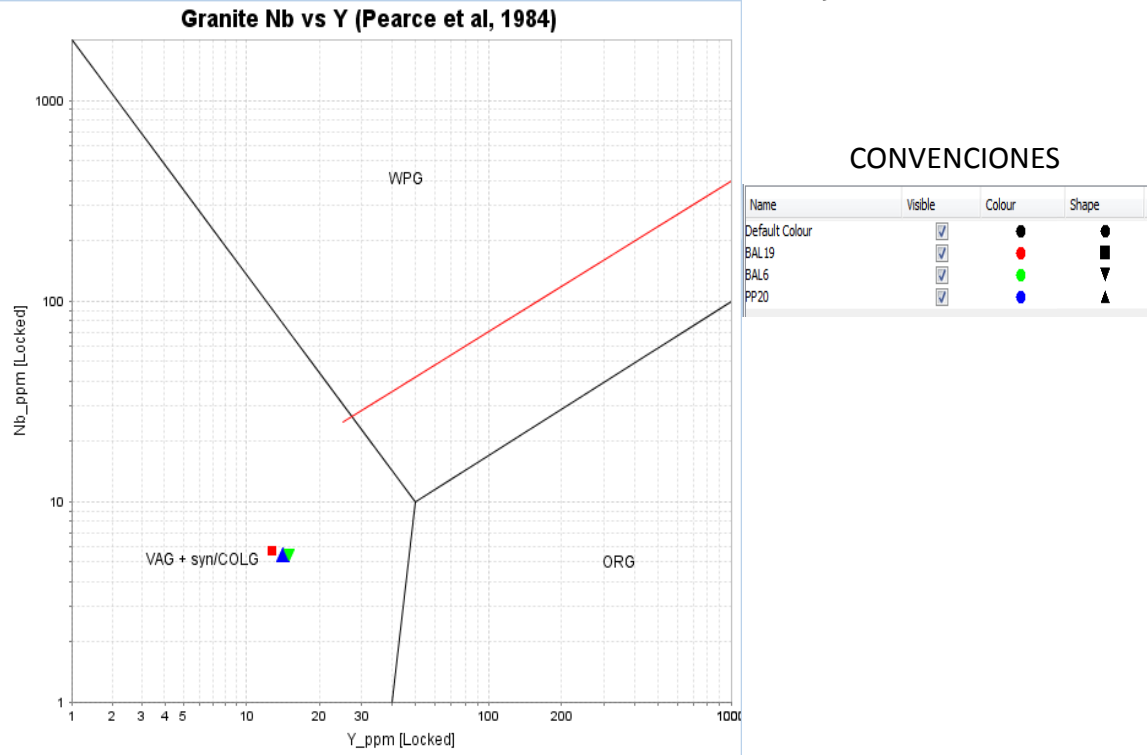
En el diagrama de discriminación del ambiente tectónico Rb vs Y + Nb según Pearce et al 1984 (Figura 36.) las muestras Bal6, Bal19, PP20 el ambiente tectónico establecido es de granitoides de arcos volcánicos (VAG).

Figura 40. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Rb vs Yb + Ta, (Pearce et al, 1984).



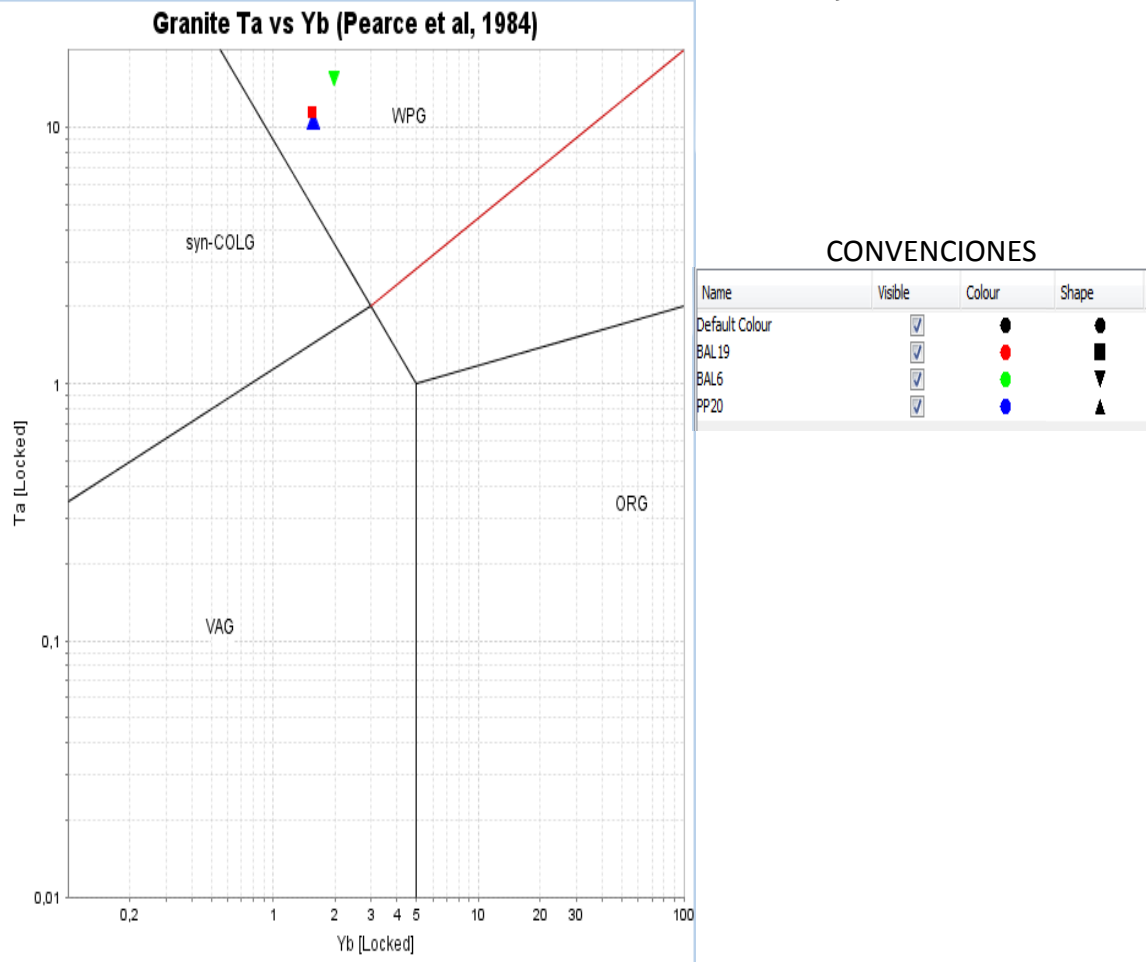
El diagrama de discriminación del ambiente tectónico Rb vs Yb + Ta según Pearce et al 1984 (Figura 37.) las muestras Bal6, y Pp20 el ambiente tectónico al que se asimilan es de granitos de intraplaca (WPG), mientras que la muestra Bal19, se encuentra en el campo de ambiente tectónico de Granitos de Dorsales Oceánicas (ORG).

Figura 41. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Nb vs Y, (Pearce et al, 1984).



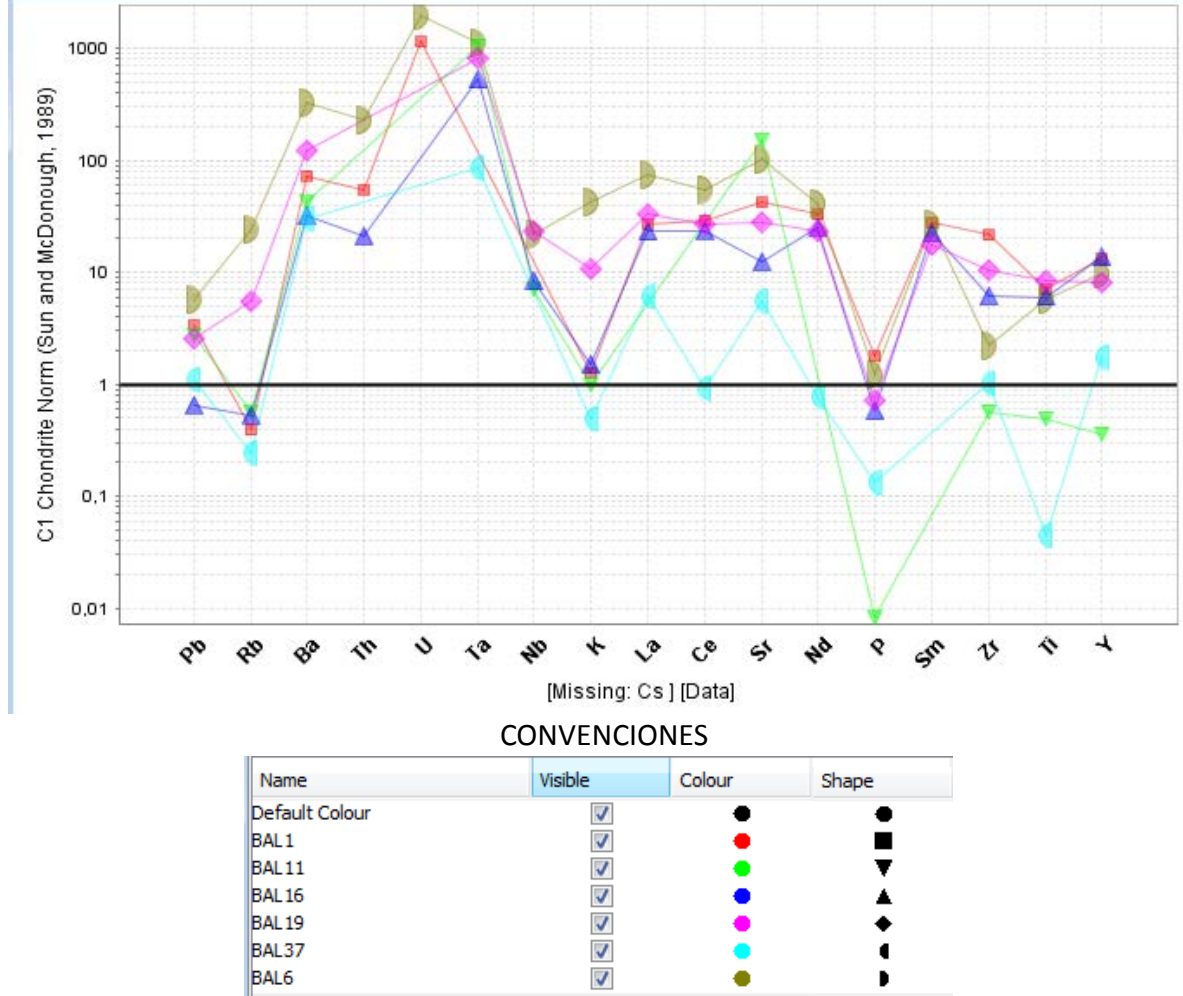
El diagrama de discriminación del ambiente tectónico Nb vs Y según Pearce et al 1984 (Figura 38.) las muestras, Pp20, Bal19, Bal6 están en el campo de ambiente tectónico de granitoides de arcos volcánicos y granitos sin colisión.

Figura 42. Diagrama de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica Ta vs Yb, (Pearce et al, 1984).



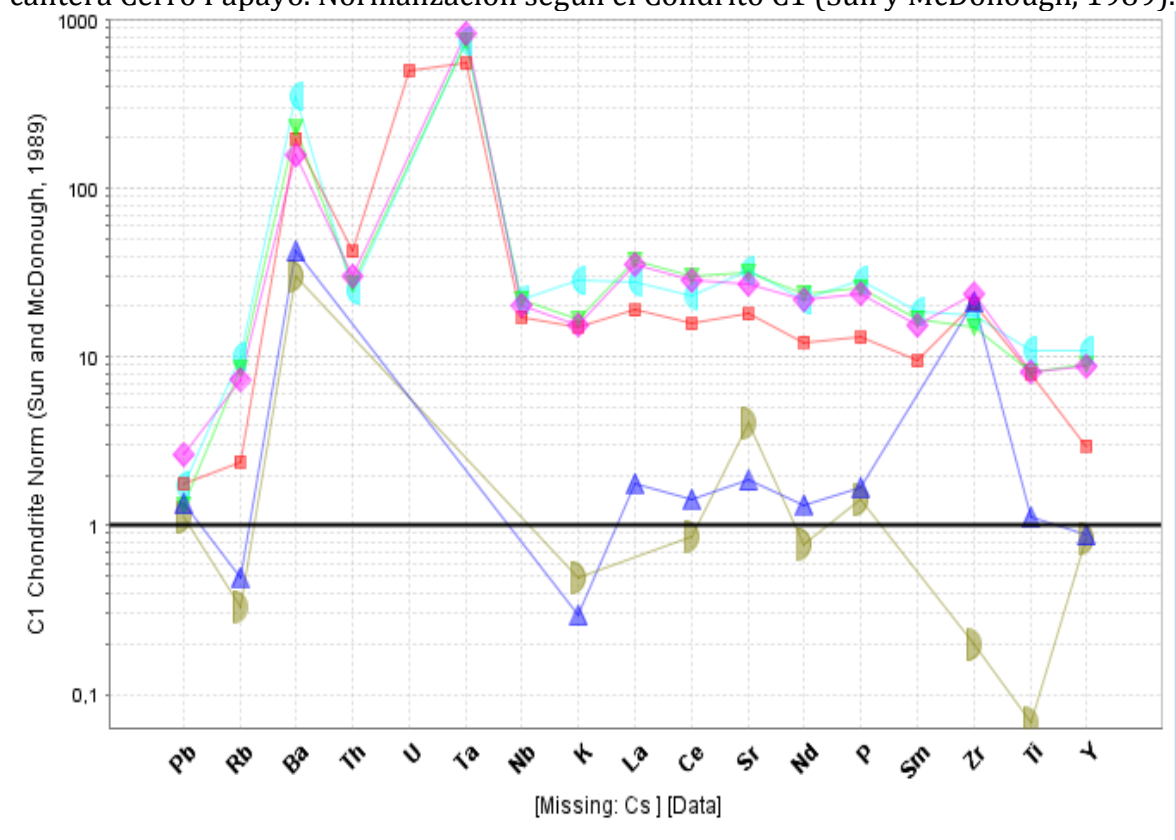
El diagrama de discriminación del ambiente tectónico Ta vs Yb según Pearce et al 1984 (Figura 39.) las muestras, Pp20, Bal19, Bal6 están en el campo de ambiente tectónico de granitos de intraplaca.

Figura 43. Patrones de Tierras Raras obtenidos a partir de clastos ígneos de la cantera La Balastrea. Normalización según el Condrito C1 (Sun y McDonough, 1989).



Según los patrones de Tierras Raras según el Condrito C1 (Figura 38). Se observa una anomalía negativa en el Potasio (K) y el Ti y Nb lo cual nos indica que es de un ambiente de subducción.

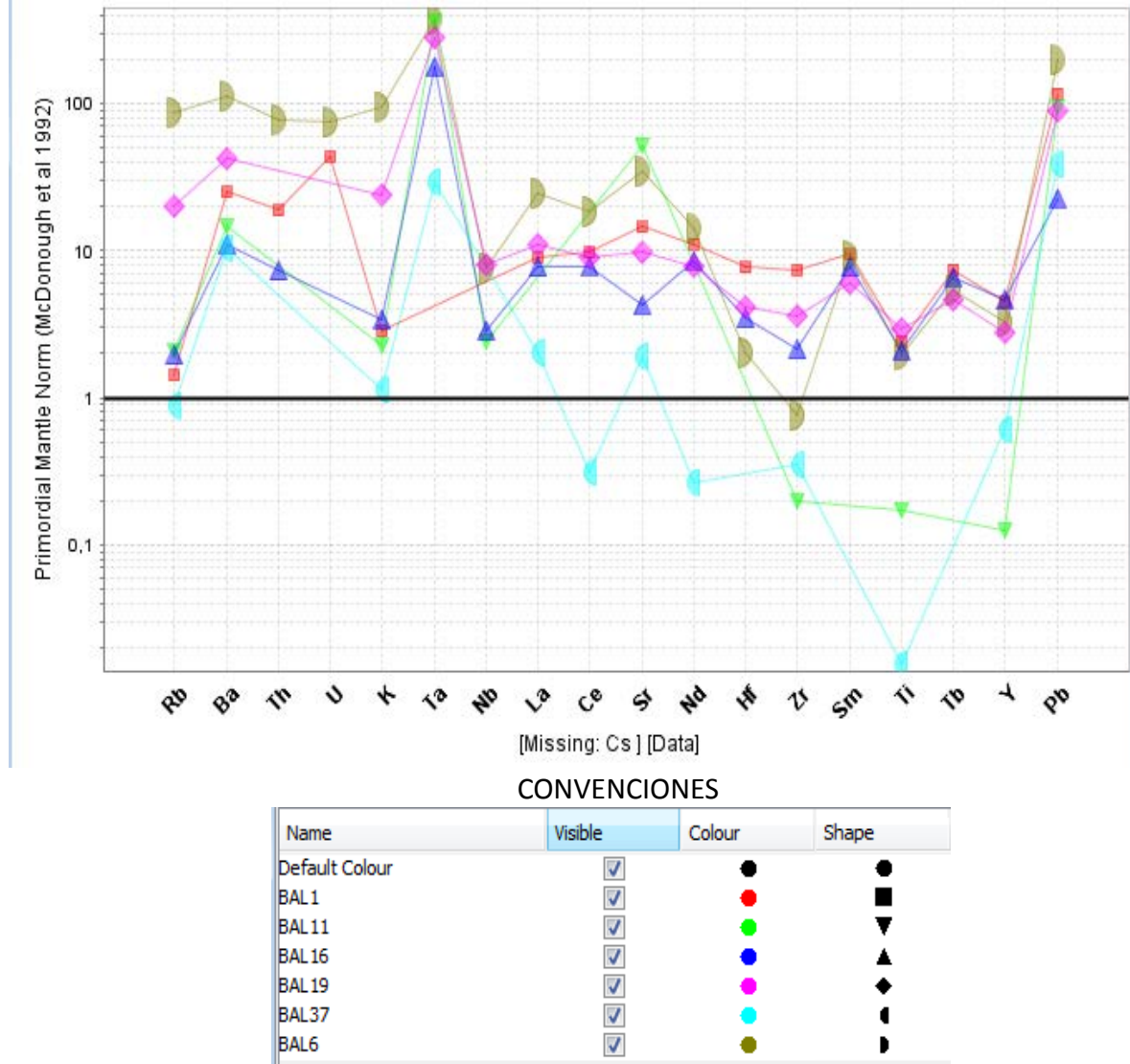
Figura 44. Patrones de Tierras Raras obtenidos a partir de clastos ígneos de la cantera Cerro Papayo. Normalización según el Condrito C1 (Sun y McDonough, 1989).



CONVENCIONES

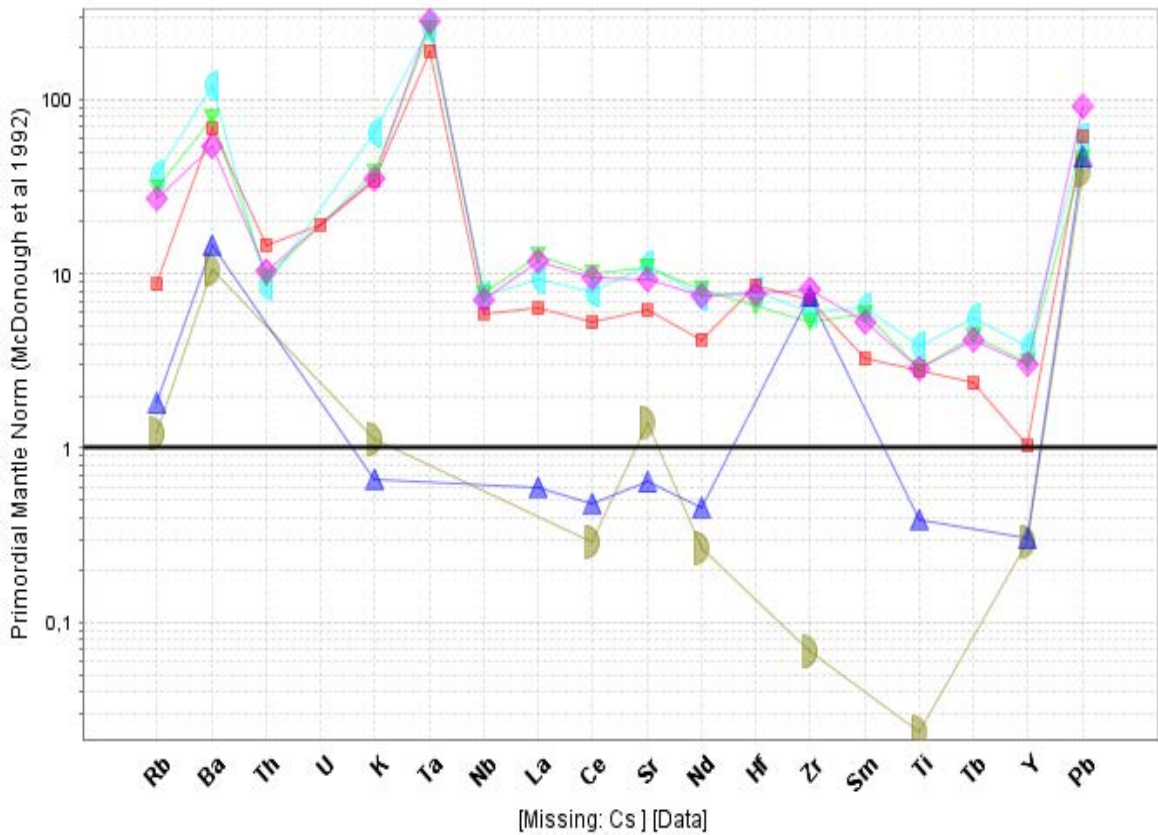
| Name | Visible | Colour | Shape |
|----------------|-------------------------------------|--------|-------|
| Default Colour | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ● |
| PP11 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ■ |
| PP20 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▼ |
| PP22 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▲ |
| PP24 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◆ |
| PP3 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◐ |
| PP7 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◑ |

Figura 45. Aracnigrama de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, para los clastos ígneos analizados de la cantera La Balastrea (McDonough et al., 1992).



En el Aracnigrama de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, las muestras Bal11, Bal16, Bal6 y Bal19 se observa una anomalía negativa de Niobio (Nb) y Titanio (Ti) lo cual nos indica que es una zona de subducción y se puede determinar que el manto primitivo no es un manto con granate es posiblemente un manto con plagioclasa-espinela.

Figura 46. Aracnigrama de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, para los clastos ígneos analizados de la cantera Cerro Papayo. (McDonough, et al., 1992).

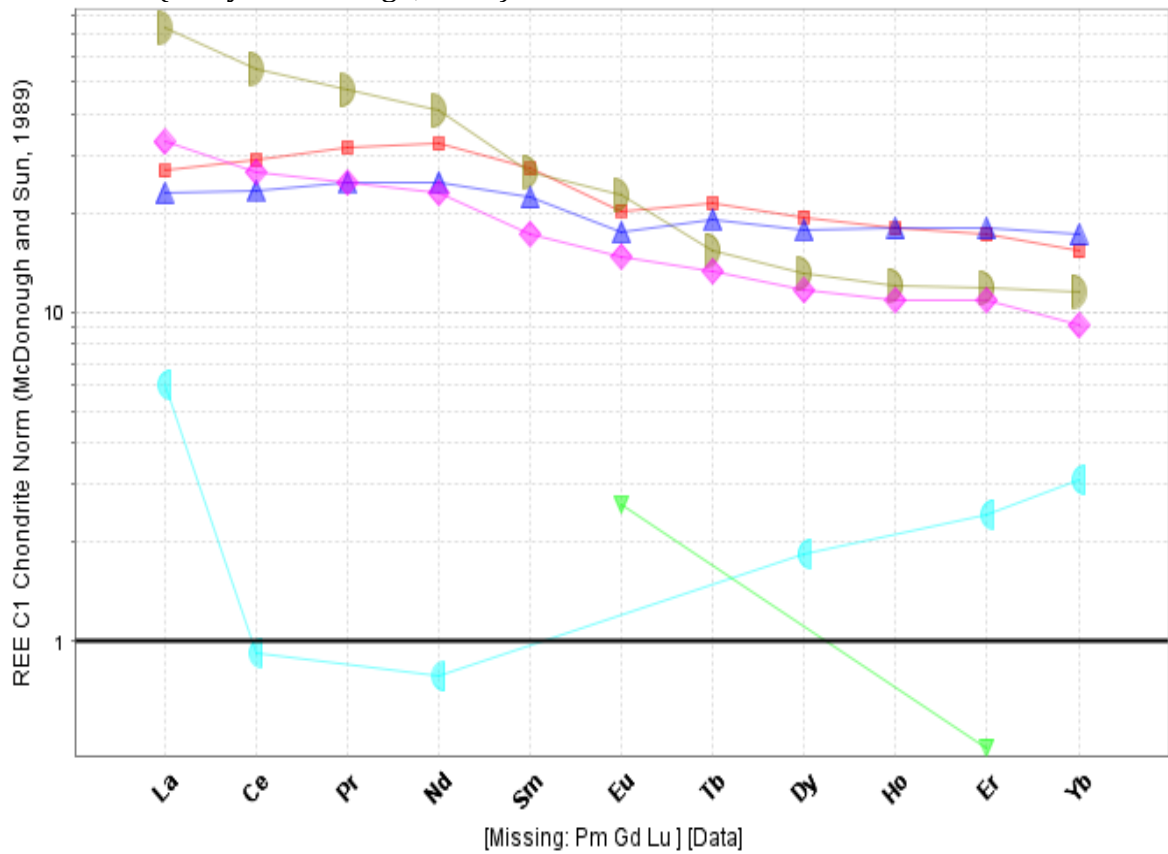


CONVENCIONES

| Name | Visible | Colour | Shape |
|----------------|-------------------------------------|--------|-------|
| Default Colour | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ● |
| PP11 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ■ |
| PP20 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▼ |
| PP22 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▲ |
| PP24 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◆ |
| PP3 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◄ |
| PP7 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◄ |

En el Aracnigrama de los elementos traza, normalizados según el Manto Primitivo, se observa una anomalía negativa de Niobio (Nb) y Titanio (Ti) en las muestras Pp3, Pp20, Pp24 y Pp11 indicando que son de un ambiente de subducción (arco intraoceánico, arco de islas, tras arco de suprasubducción o margen continental).

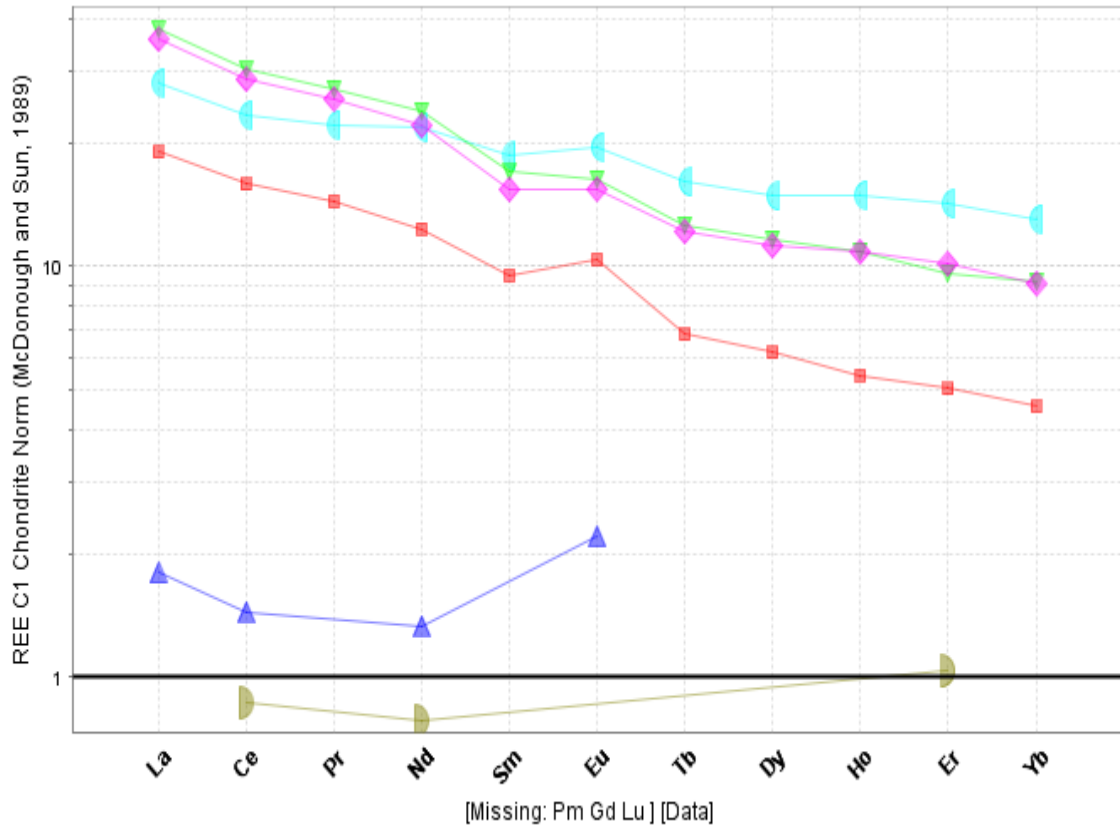
Figura 47. Diagrama de relaciones entre elementos de Tierras Raras de la cantera La Balastreira. (Sun y McDonough, 1989).



CONVENCIONES

| Name | Visible | Colour | Shape |
|----------------|-------------------------------------|--------|-------|
| Default Colour | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ● |
| BAL 1 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ■ |
| BAL 11 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▼ |
| BAL 16 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▲ |
| BAL 19 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◆ |
| BAL 37 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◐ |
| BAL 6 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◑ |

Figura 48. Diagrama de relaciones entre elementos de Tierras Raras de la cantera Cerro Papayo. (Sun y McDonough, 1989).

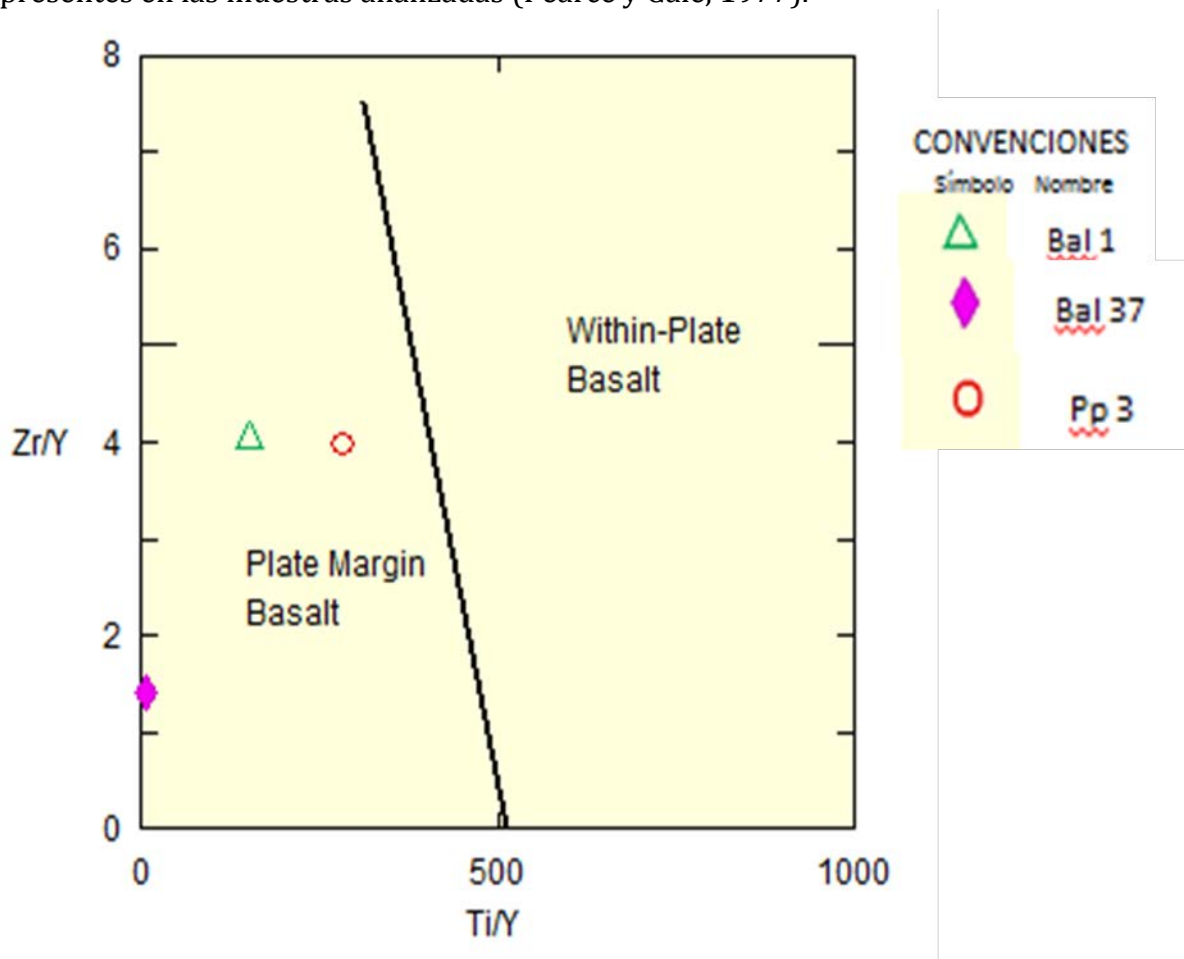


CONVENCIONES

| Name | Visible | Colour | Shape |
|----------------|-------------------------------------|--------|-------|
| Default Colour | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ● |
| PP11 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ■ |
| PP20 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▼ |
| PP22 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ▲ |
| PP24 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◆ |
| PP3 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ○ |
| PP7 | <input checked="" type="checkbox"/> | ● | ◐ |

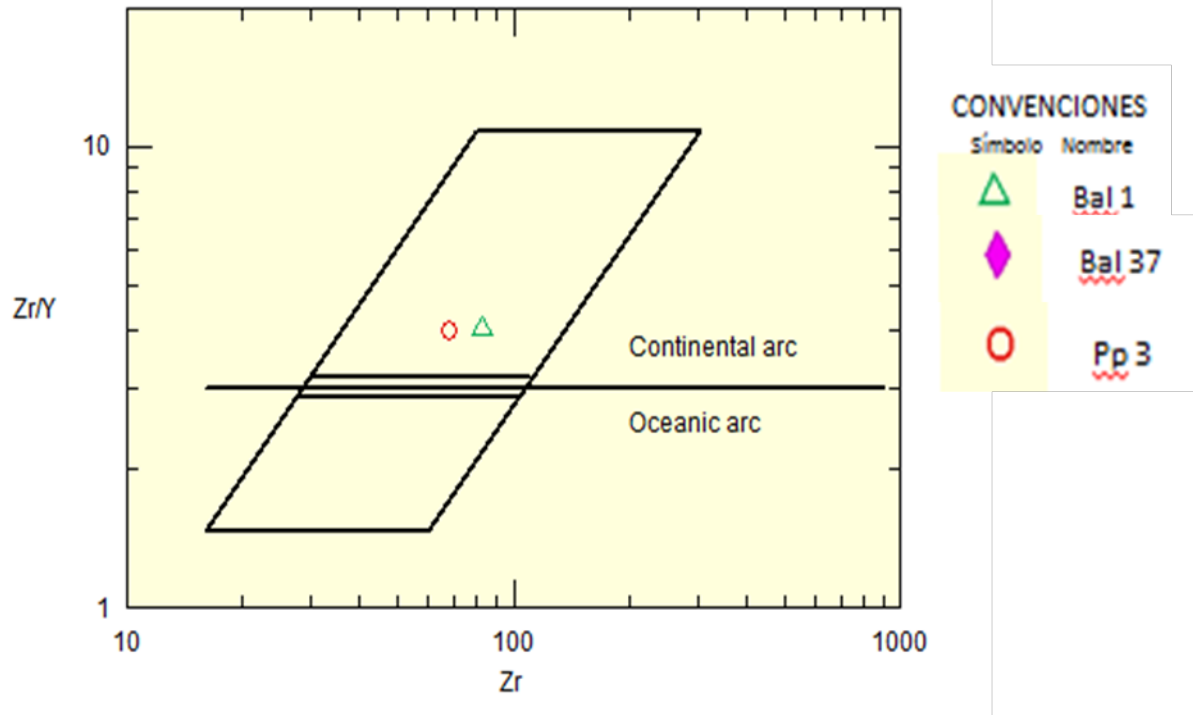
En el diagrama de Tierras raras normalizados al condrito C1 (Figura 45) se observa una anomalía positiva de Europio en las muestras Pp11, Pp24, Pp20 y Pp3 lo que indica que posiblemente sean rocas adakiticas.

Figura 49. Diagrama geoquímico Zr/Y vs Ti/Y para la discriminación de basaltos, para determinar el ambiente tectónico de formación de los clastos ígneos máficos presentes en las muestras analizadas (Pearce y Gale, 1977).



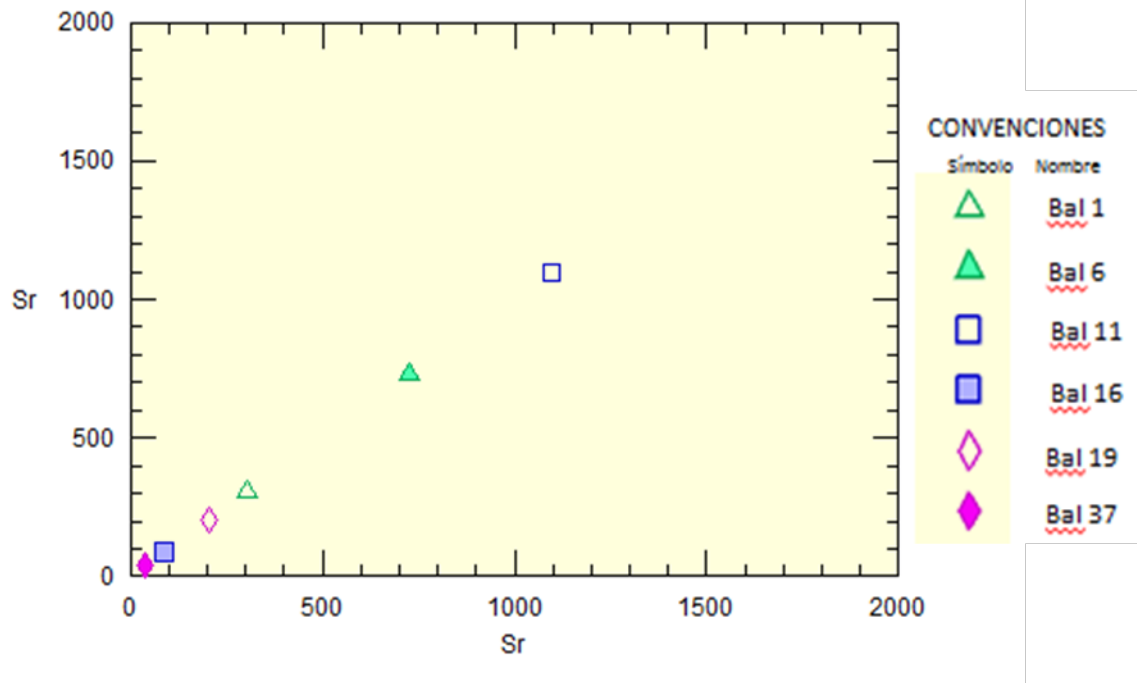
En el diagrama geoquímico Zr/Y vs Ti/Y para la discriminación de basaltos para determinar el ambiente tectónico según Pearce y Gale, 1977 (Figura 46.) las muestras Bal1, Pp3, Bal37, se encuentran dentro del campo de basaltos de margen de placa.

Figura 50. Diagrama geoquímico Zr/Y vs Zr para la discriminación de basaltos, para determinar el ambiente tectónico de formación de los clastos ígneos máficos presentes en las muestras analizadas (Pearce, 1983).



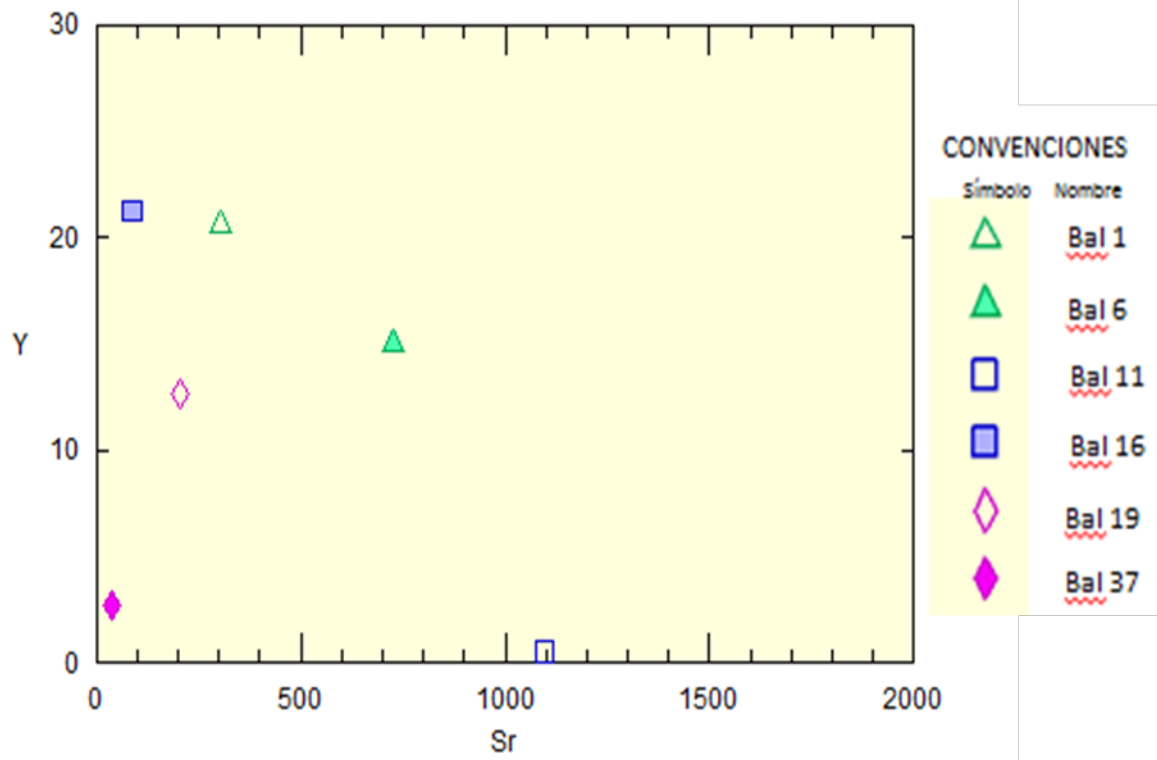
En el diagrama geoquímico Zr/Y vs Zr para la discriminación de basaltos para determinar el ambiente tectónico según Pearce 1983 (Figura 47.) las muestras Pp3, y Bal1 se encuentran en el campo de arco continental.

Figura 51. Relación Sr vs Sr de la cantera La Balastrera



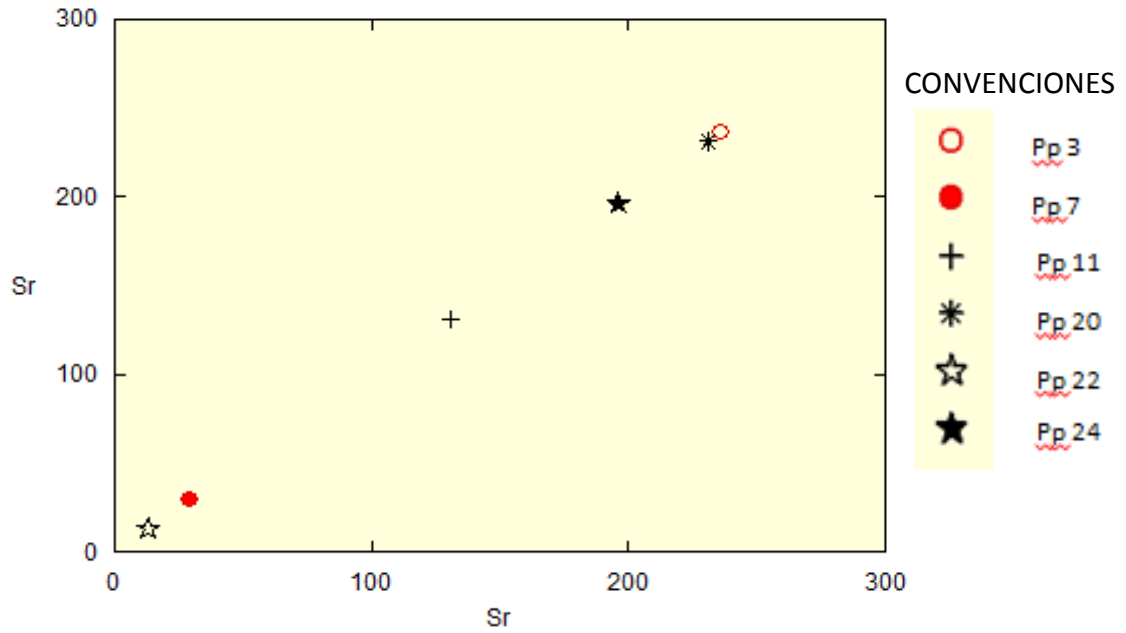
En la relación de estroncio (Sr) (Figura 48.) se observan las muestras Bal1, Bal6, y Bal11 de la cantera La Balastrera, con un contenido de estroncio mayor a 300ppm nos indica que estas muestras son clasificadas como Adakitas según Castillo P., (2006).

Figura 52. Relación Y vs Sr de los clastos ígneos de la cantera La Balastreira.



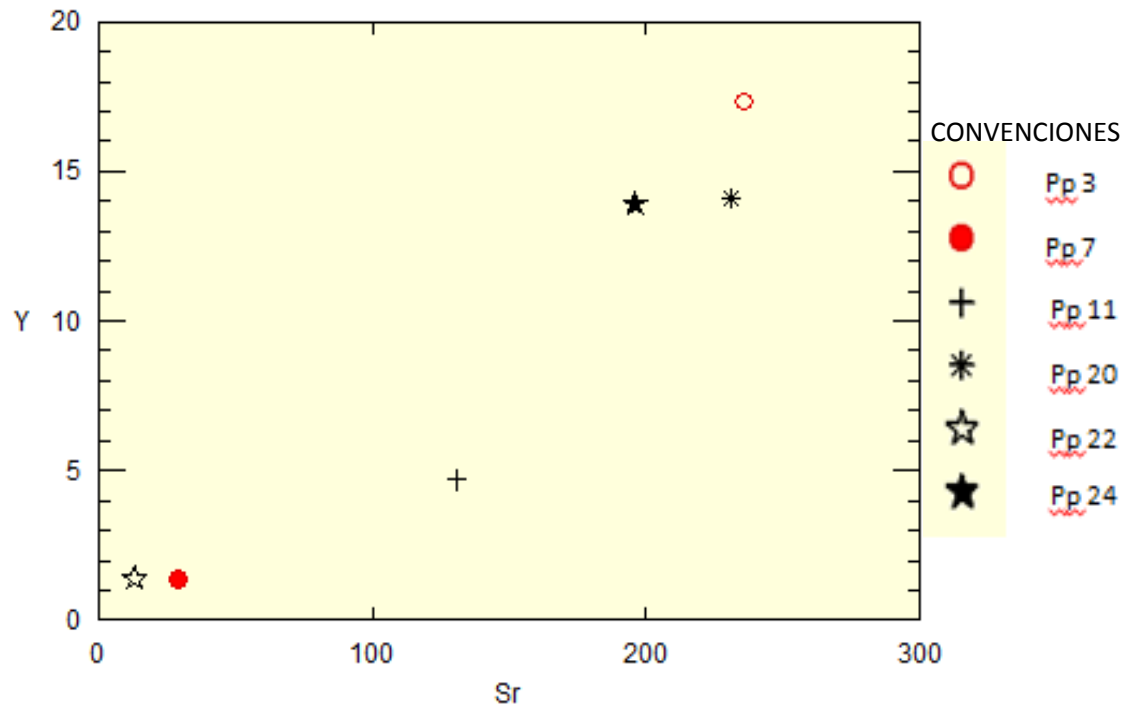
En la relación de estroncio (Sr) (Figura 49.) se observa que las muestras Bal1 y Bal6 se pueden clasificar como rocas adakíticas ya que el contenido de itrio es mayor a 15 y el de estroncio es mayor a 300ppm, según Castillo P., 2006.

Figura 53. Relación Sr vs Sr de la cantera Cerro Papayo.



En la relación de estroncio (Sr) (Figura 50.) se observan que las muestras de la cantera cerro papayo pertenecen a una subducción más oceánica que continental ya que el contenido de estroncio es menor a 300ppm, según Castillo P., 2006.

Figura 54. Relación Y vs Sr de los clastos ígneos de la cantera Cerro Papayo.



En la relación estroncio (Sr) vs itrio (Y), (Figura 51.) se observa que las muestras Pp24, Pp20 y Pp3 se podrían clasificar como rocas adakíticas por el contenido de itrio (Y) es mayor a 15ppm, pero por su bajo contenido en estroncio se descartan, según Castillo P., 2006.

En los análisis solo se tomaran en cuenta los elementos inmóviles ya que los resultados de análisis geoquímico muestran un alto contenido en sílice lo cual pudo suceder por alteración hipógena de los minerales hidratados ya que al someter las muestras a temperaturas de 1000°C dan como resultado esta alteración y posibles vetillas de cuarzo que tenían, por esta razón no es recomendable tomar todos los datos.

Figura 55. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal1 perteneciente a la cantera La Balastrera.

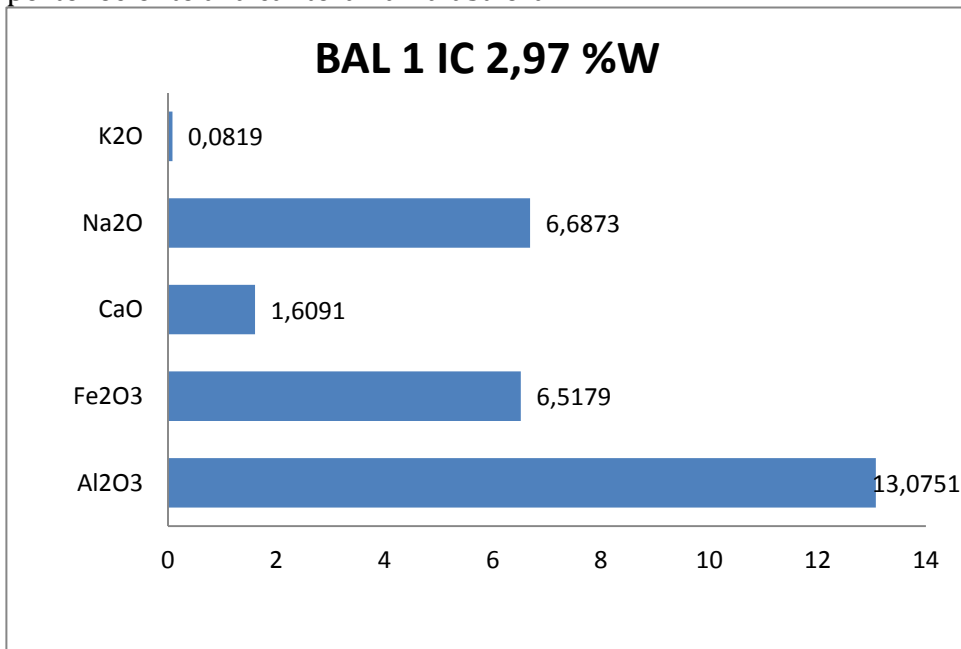


Figura 56. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal6 perteneciente a la cantera La Balastrera.

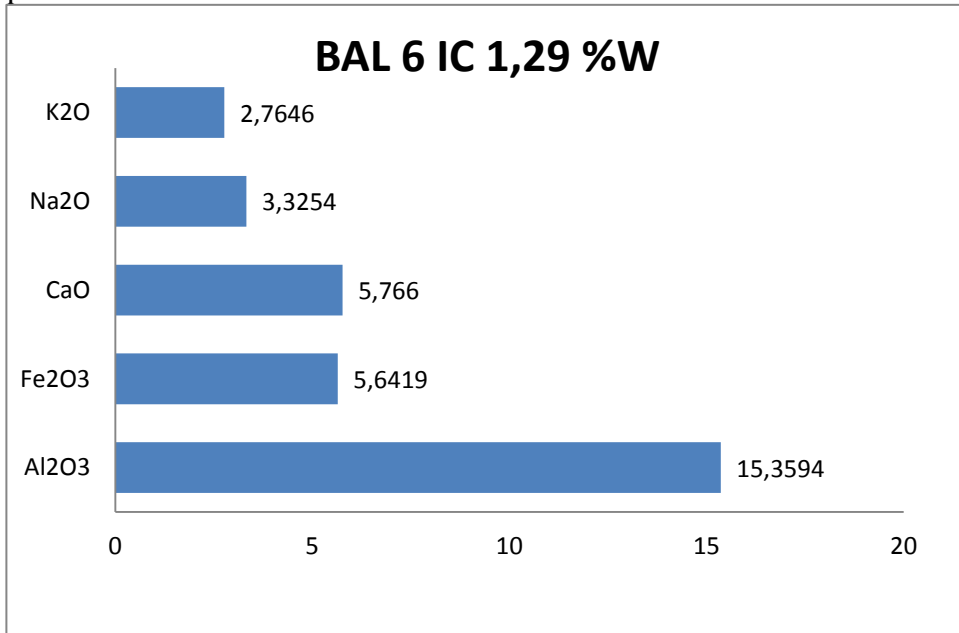


Figura 57. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal11 perteneciente a la cantera La Balastrera.

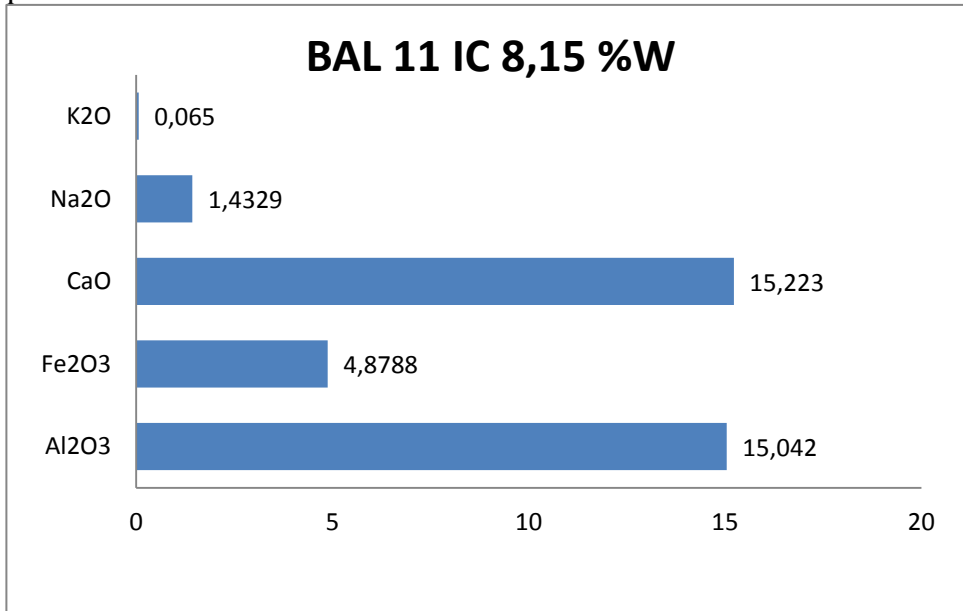


Figura 58. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal16 perteneciente a la cantera La Balastrera.

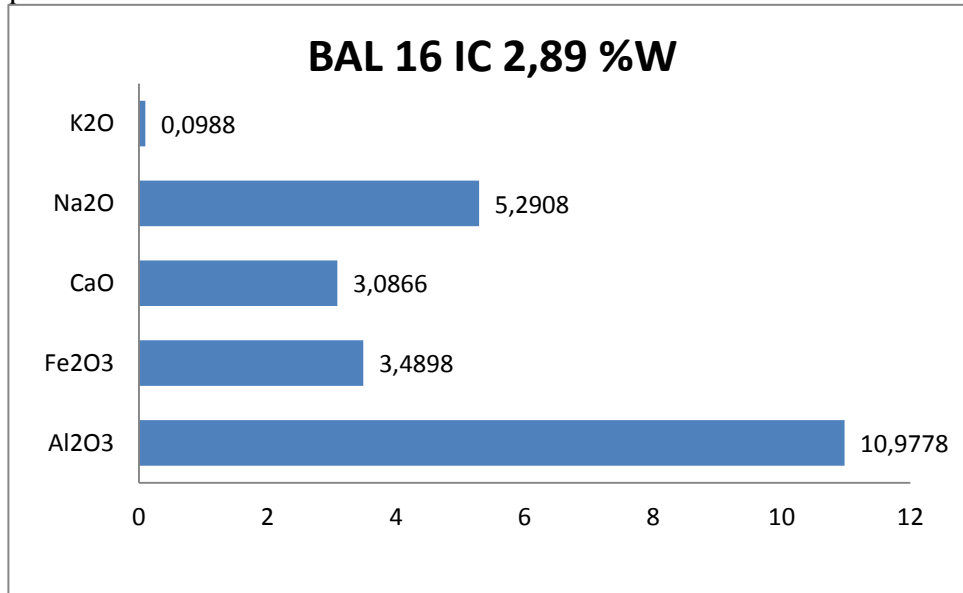


Figura 59. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal19 perteneciente a la cantera La Balastrera.

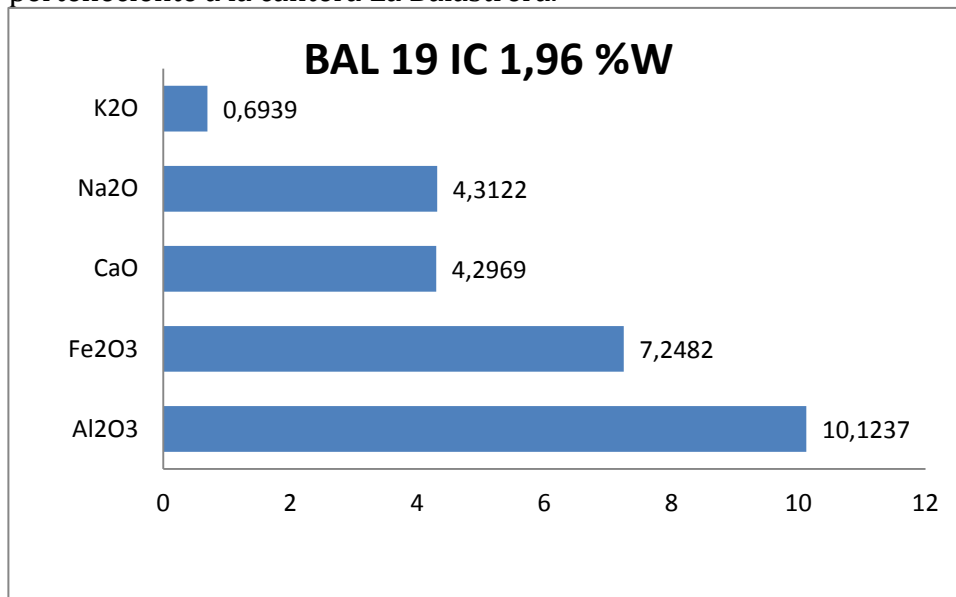


Figura 60. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Bal37 perteneciente a la cantera La Balastrera.

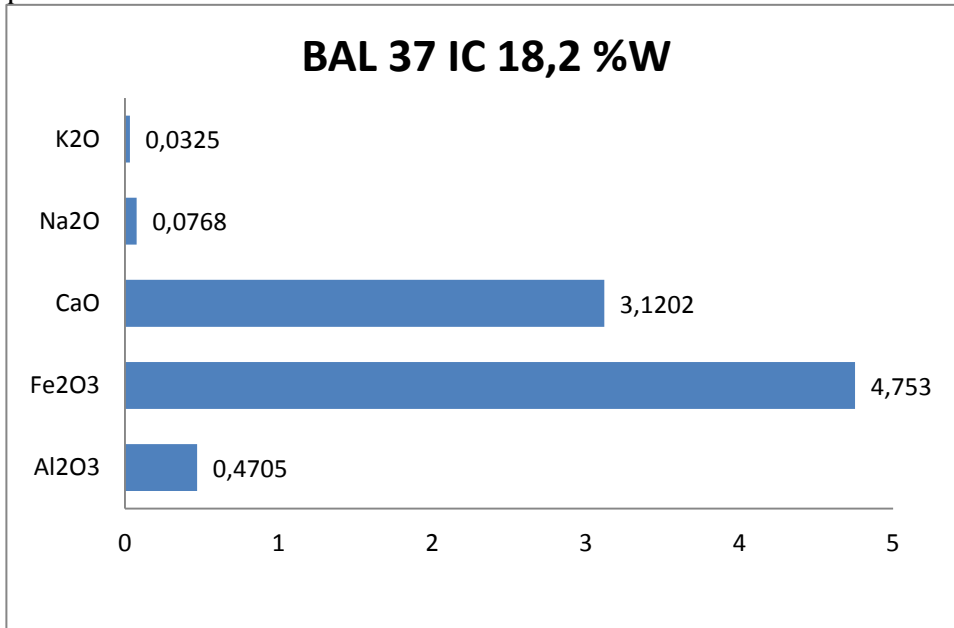


Figura 61. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp3 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.

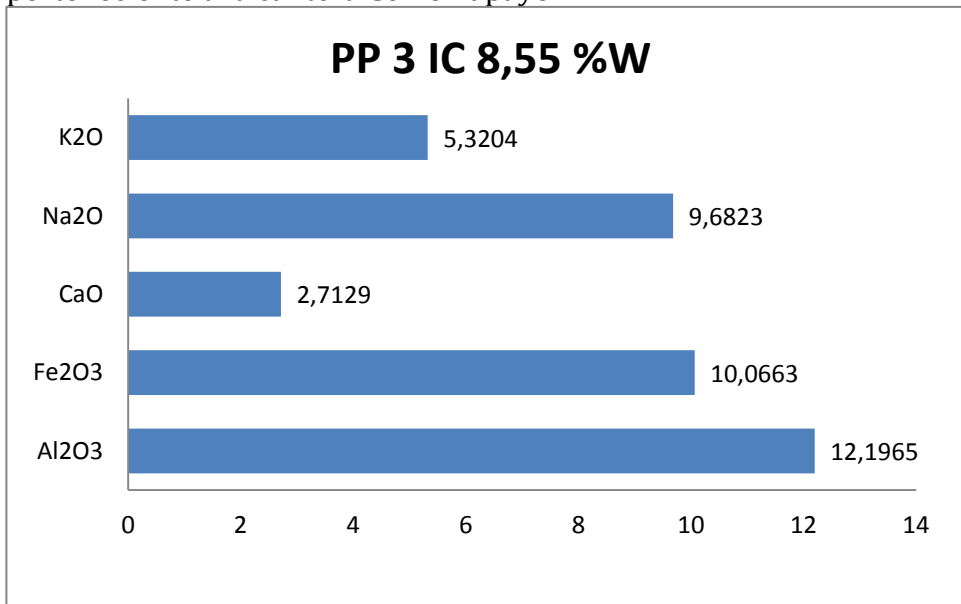


Figura 62. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp7 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.

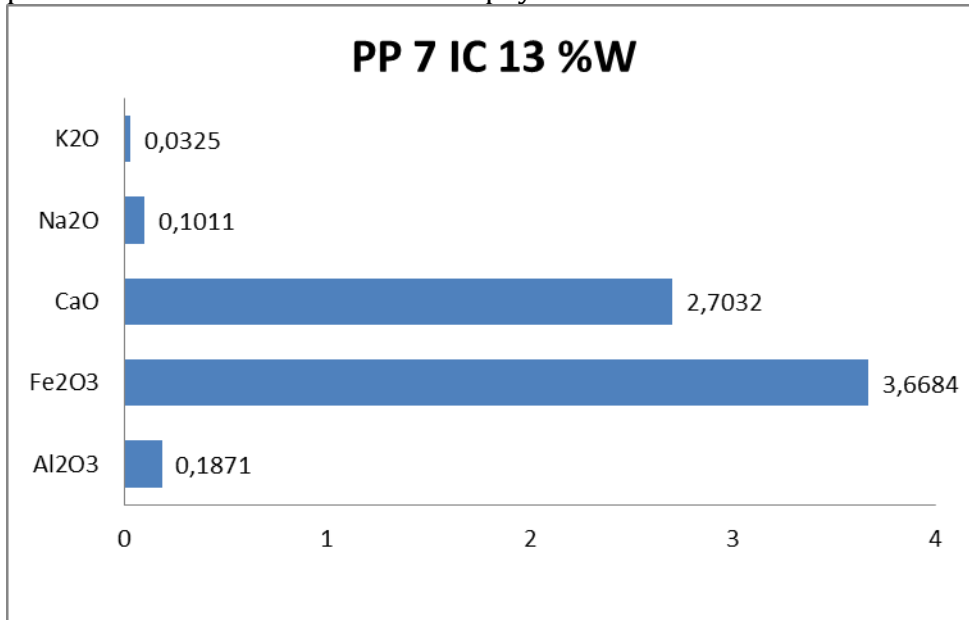


Figura 63. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp11 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.

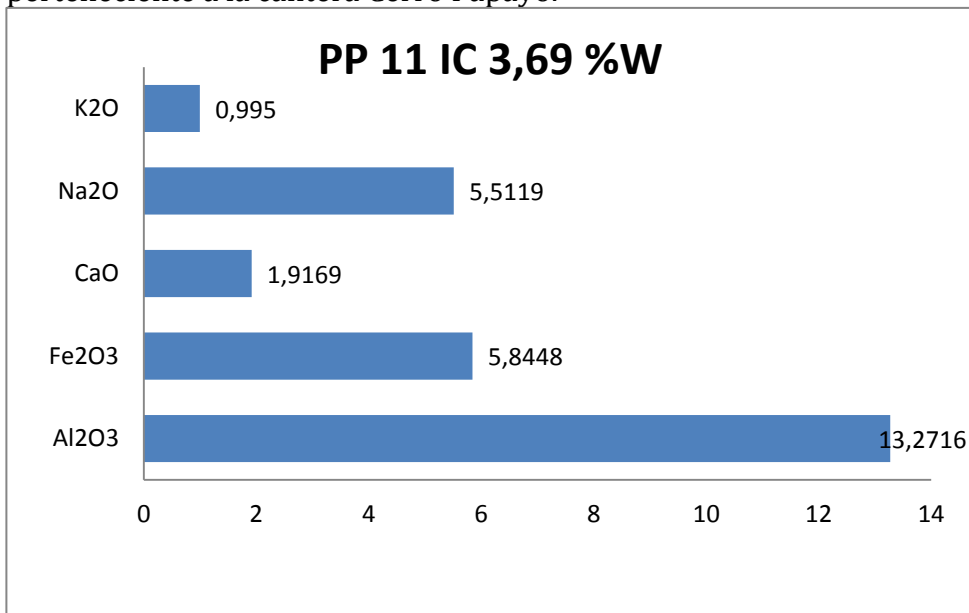


Figura 64. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp20 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.

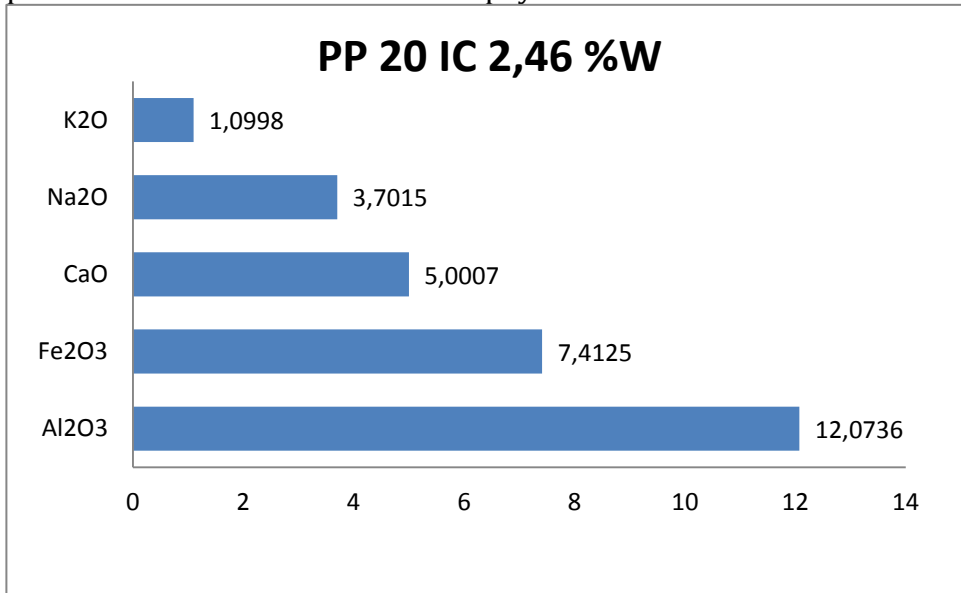


Figura 65. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp22 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.

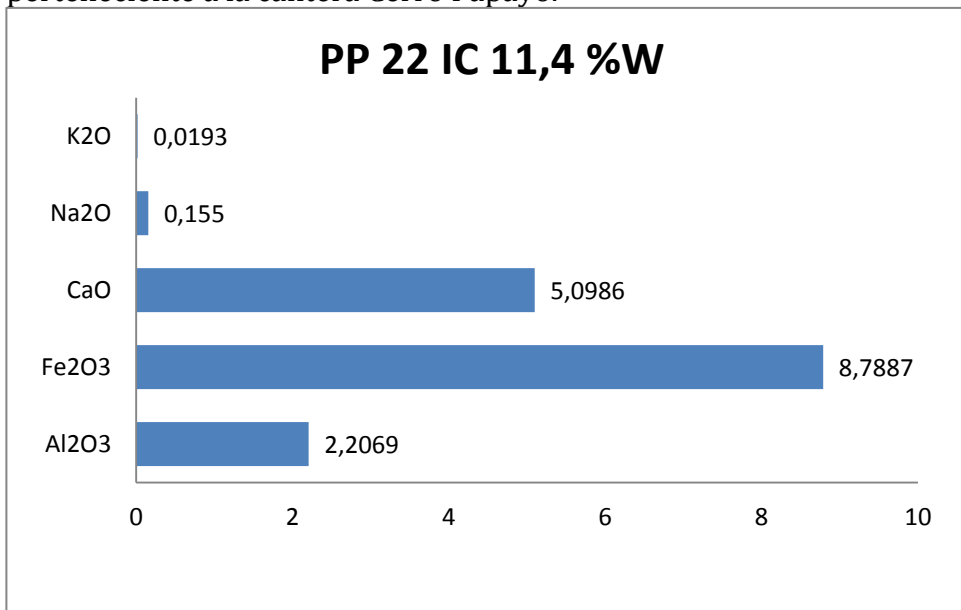
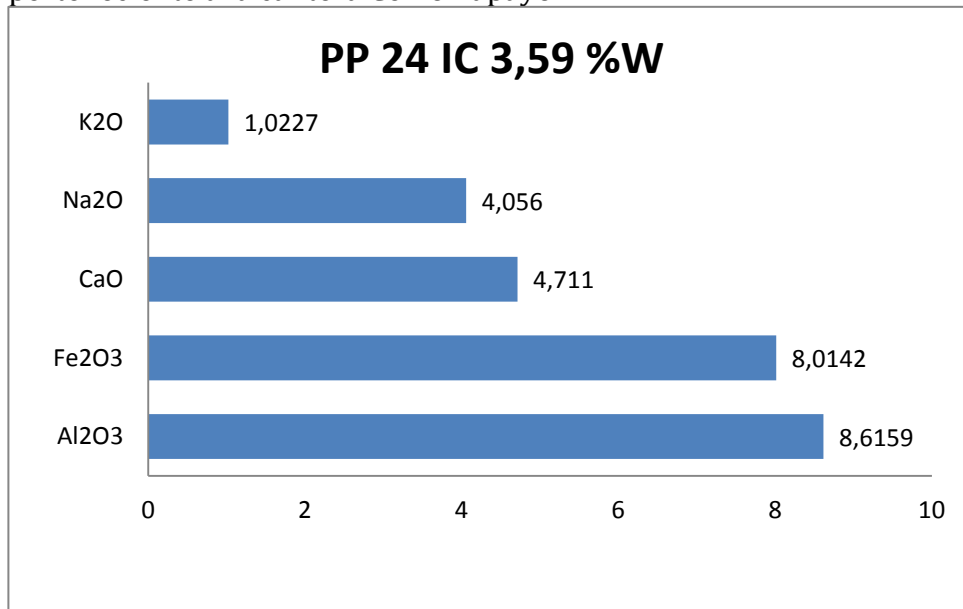


Figura 66. Índice de calcinación vs porcentaje en peso de la muestra Pp24 perteneciente a la cantera Cerro Papayo.



Los índices de calcinación realizados por ICP-OES y ICP-MS indican que entre más alto es el índice de calcinación, menor contenido de aluminio presentan las muestras, se observa que en la muestra que presenta mayor índice de calcinación (Figura 52.) disminuyen los contenidos de aluminio y el potasio, al aumentan el calcio y el hierro, de lo cual se deduce que la muestra posiblemente tenía un alto contenido de epidota, lo cual indica una alteración propilítica corroborando lo que da en el diagrama de Davis y Whitehead, 2006.

6 CONCLUSIONES.

A partir de las muestras presentes en la formación San Cayetano se encontraron clastos de Rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, las cuales fueron descritas como Tonalitas, Cuarzo Diorita-Cuarzo Gabro, Basaltos, Peridotitas, Cuarzo arenitas, micritas, Serpentinita y Cataclasita en general.

Mediante la microscopia electrónica de barrido (SEM) realizada a la muestra de la Cantera La Balastrea (Bal1), se concluye que la clasificación composicional de las vacuolas están dadas por clorita, cuarzo, zoicita, clorita-chamosita, calcopirita y algunas vetillas de barita de aproximadamente 1mm de espesor.

A partir de los resultados obtenidos mediante la relación Cobalto (Co) vs Torio (Th), según la gráfica de Hastie *et al.*, (2007), se determinó que los magmas que dieron origen a estos clastos son de tipo Toleítico, Calco-Alcalino y ricos en Potasio Calco-Alcalinos, estos se asociaron a márgenes intraoceánicos, margen continental adelgazado y margen continental engrosado respectivamente.

A partir del diagrama de alteración según Davis and Whitehead, (2006). Para los clastos de tonalitas se concluye que los clastos de la cantera La Balastrea (Bal6) y Cerro Papayo (Pp20) poseen alteración Argílica y Bal19 (Cantera La Balastrea) presenta alteración Propilitica.

Para la discriminación del ambiente tectónico para lo granitos según las gráficas de Pearce *et al.*, (1984) Rb vs Yb + Ta y Ta vs Yb para las muestras de la cantera La Balastrea (Bal6 y Bal19) coinciden que el ambiente tectónico al que pertenecen es de granitos de intraplaca (WPG). Las gráficas de Rb vs Y + Nb y Nb vs Y, la muestra de la cantera Cerro Papayo (Pp20), el ambiente tectónico es granitoides de arcos volcánicos (VGA).

Según el diagrama de Pearce y Gale (1977), discriminación de basaltos para determinar el ambiente tectónico de la formación de clastos ígneos máficos, los basaltos de las canteras La Balastrea (Bal1 y Bal37) y Cerro Papayo (Pp3) indican que estos son de ambiente de margen de placa.

Según la geoquímica analizada para los elementos traza de las canteras La Balastrea y Cerro Papayo, se observó una anomalía negativa de Niobio (Nb) y Titanio (Ti), indicando que estos provienen de ambientes de subducción (arco intraoceánicos, arcos de islas, tras-arco de suprasubducción o márgenes continentales), complementando estos datos con los resultados de Torio (Th) y Cobalto (Co), se concluye que las posibles áreas fuentes de los clastos ígneos de los márgenes continentales adelgazados, engrosados y arcos intraoceánicos son provenientes del Valle Inferior del Magdalena, de la Cordillera Central y de la acreción de la Placa Caribe con la Placa Suramericana respectivamente.

7 RECOMENDACIONES.

Se recomienda un estudio más detallado de los clastos presentes en la Formación San Cayetano ya que estos se reportaban solo en los límites relacionados a arcos de islas acrecionados al norte del país, según este estudio es posible que la ventana para hallar hidrocarburos se extienda un poco más hacia el centro del país y sea nueva ventana para la exploración de hidrocarburos.

BIBLIOGRAFÍA.

BARRERA, Rodolfo. Geología de las planchas 16-17 Galerazamba y Barranquilla. Memoria explicativa., INGEOMINAS. 2001.

BARRERA, Rodolfo, et al. Geología de la plancha 31 Campo de la Cruz. Memoria explicativa. INGEOMINAS. 2001.

CARDONA, Agustin, *et al.* From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean-South America plate boundary. *Tectonophysics*. (2012).

CEDIEL, Fabio; SHAW, Robert P., CACERES, Carlos. Tectonic assembly of the Northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. AAPG Memoir, vol. 79, 2003. p. 815-848.

Clavijo, Jairo. Mapa geológico de Colombia, Plancha 75 – Aguachica, Memoria explicativa. INGEOMINAS. Bucaramanga, 1996. pp. 1-48.

CLAVIJO, Jairo; BARRERA, Rodolfo. Geología de las Planchas 44 Sincelejo y 52 Sahagún. Instituto de Investigaciones e información Neocientífica, minero-ambiental y nuclear. INGEOMINAS. 2001.

FRISCH, Wolfgang; MESCHÉDE, Martin; BLAKEY, Ronald. *Plate Tectonics*. Springer Science. 2011. p 88, 89.

GANSSEER, Augusto. Facts and theories on the Andes Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 1973, vol. 129, no 2, p. 93-131.

GEOTEC Ltda. Geología de los cinturones Sinú-San Jacinto, Memoria explicativa. INGEOMINAS. 2003.

GONZÁLEZ, Humberto; LONDOÑO, Ana Cristina. Mapa Geológico Departamento de Córdoba. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. 2001.

GUZMÁN, Guzmán, GÓMEZ, Ernesto, SERRANO, Beatriz. Geología de los cinturones del Sinú, San Jacinto y borde Occidental del Valle Inferior del Magdalena, Caribe Colombiano. *Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá*, 2004. p. 134.

HASTIE, Alan, et al. Clasification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*. Vol., 48 No 12 (Oct-Sep 2007): p. 2341-2357.

JORGE, Susana; MELGAREJO, Joan-Carles; ALFONSO, Pura. Asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos. Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada: Barcelona, España, Edicions Universitat de Barcelona, 1997, p. 287-308.

MACKENZIE, William Scott; GUILFORD, C. Atlas de petrografía: minerales formadores de rocas en lámina delgada. Masson, 1996.

MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos. Guía de Laboratorio de petrología ígnea. Bucaramanga, 2003.

MANTILLA-PIMIENTO, Adriana Maria. Crustal Structure of the Southwestern Colombian Caribbean Margin: Geological interpretation of geophysical data. 2007. Tesis Doctoral. PhD thesis. Vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena.

RESTREPO, Jorge Julián, *et al.* Terrenos, Complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. *Ingeniería Investigación y Desarrollo*, vol. 9, no 2. 2012.

REYES, Germán, *et al.* Geología de las planchas 23 Cartagena y 29-30 Arjona. Memoria explicativa. INGEOMINAS. 2001.

REYES, German., ZAPATA, Gilberto. Geología de la plancha 24 Sabanalarga. Memoria explicativa. INGEOMINAS. 2001.

RÍOS REYES, Carlos Alberto. CASTELLANOS ALARCÓN, Oscar Mauricio. Atlas de minerales vistos bajo el microscopio de luz transmitida. Bucaramanga: Ediciones UIS, 2005.

ROLLINSON, Hugh R., *Using Geochemical Data*, England, Pearson Education Limited, 1993. Pp 137, 138, 142-145.

TARBUCK, Edward J., LUTGENS, Frederick K., *Ciencias de la Tierra*. 8 edición. Universidad Autónoma de Madrid 2005. Pp. 24, 92, 93, 108-114, 117, 122, 125, 128, 129, 130.

RECURSOS VIRTUALES.

CASTILLO, Paterno R., Chinese Science Bulletin. Volume 51. Chinese Academy of Sciences, National Natural Science Foundation of China. Pp 257-268. {En línea} {06 Abril de 2015} disponible en: (<http://www.geo.mtu.edu/EHaz/ConvergentPlatesClass/macpherson/PRCastillo-adakitespec.pdf>).

MONTIJO G., Alejandra. Petrología de rocas detríticas {En línea} {10 marzo de 2015} disponible en: (<http://gaia.geologia.uson.mx/academicos/amontijo/detríticas/temario.htm>).

ANEXO

Anexo A. Tablas Análisis de SEM.

Tabla 1 EDS_BAL_1_1_001

| EDS_BAL_1_1_001 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 01.35 | 02.58 |
| OK | 39.21 | 56.15 |
| MgK | 10.45 | 09.85 |
| AlK | 11.45 | 09.72 |
| SiK | 15.53 | 12.67 |
| MnK | 00.61 | 00.26 |
| FeK | 21.41 | 08.78 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 2 EDS_BAL_1_2_001

| EDS_BAL_1_2_001 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 08.95 | 14.40 |
| OK | 44.03 | 53.19 |
| AlK | 01.79 | 01.28 |
| SiK | 45.23 | 31.12 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 3 EDS_BAL_1_2A_001

| EDS_BAL_1_2A_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 04.49 | 09.23 |
| OK | 25.87 | 39.93 |
| AlK | 18.55 | 16.98 |
| SiK | 17.39 | 15.29 |
| CaK | 21.08 | 12.99 |
| FeK | 12.63 | 05.58 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 4 EDS_BAL_1_2B_001

| EDS_BAL_1_2B_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 06.50 | 18.73 |
| OK | 13.39 | 28.99 |
| NaK | 00.99 | 01.49 |
| AlK | 13.59 | 17.45 |
| SiK | 08.47 | 10.45 |
| SrL | 03.86 | 01.53 |
| SK | 08.60 | 09.29 |
| CaK | 00.52 | 00.45 |
| BaL | 42.64 | 10.75 |
| FeK | 01.43 | 00.88 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 5 EDS_BAL_1_2C_001

| EDS_BAL_1_2C_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 02.87 | 08.41 |
| OK | 09.35 | 20.54 |
| NaK | 00.54 | 00.83 |
| MgK | 03.33 | 04.82 |
| AlK | 06.78 | 08.83 |
| SiK | 11.88 | 14.87 |
| SK | 01.07 | 01.17 |
| ClK | 00.40 | 00.40 |
| CaK | 00.69 | 00.60 |
| FeK | 60.69 | 38.20 |
| CuK | 02.40 | 01.33 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 6 EDS_BAL_1_2C_002

| EDS_BAL_1_2C_002 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 05.39 | 10.20 |
| OK | 33.13 | 47.07 |
| AlK | 14.02 | 11.81 |
| SiK | 22.61 | 18.30 |
| CaK | 15.65 | 08.88 |
| FeK | 09.20 | 03.75 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 7 EDS_BAL_1_2C_003

| EDS_BAL_1_2C_003 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 08.40 | 21.06 |
| OK | 07.81 | 14.70 |
| MgK | 00.29 | 00.36 |
| AlK | 02.85 | 03.18 |
| SiK | 01.17 | 01.26 |
| SK | 41.76 | 39.21 |
| FeK | 36.20 | 19.52 |
| CuK | 01.51 | 00.72 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 8 EDS_BAL_1_2D_001

| EDS_BAL_1_2D_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 05.82 | 11.12 |
| OK | 31.70 | 45.50 |
| AlK | 14.93 | 12.71 |
| SiK | 20.43 | 16.71 |
| CaK | 17.32 | 09.93 |
| FeK | 09.80 | 04.03 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 9 EDS_BAL_1_3_001

| EDS_BAL_1_3_001 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 08.36 | 15.40 |
| OK | 33.15 | 45.85 |
| AlK | 15.14 | 12.42 |
| SiK | 17.22 | 13.57 |
| CaK | 15.41 | 08.51 |
| FeK | 10.72 | 04.25 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 10 EDS_BAL_1_3_002

| EDS_BAL_1_3_002 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 08.93 | 14.69 |
| OK | 39.98 | 49.38 |
| SiK | 51.09 | 35.94 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 11 EDS_BAL_1_4_001

| EDS_BAL_1_4_001 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 15.92 | 39.60 |
| OK | 04.01 | 07.48 |
| MgK | 02.95 | 03.63 |
| AlK | 08.69 | 09.62 |
| SiK | 05.74 | 06.11 |
| MnK | 02.12 | 01.15 |
| FeK | 60.58 | 32.41 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 12 EDS_BAL_1_4_002

| EDS_BAL_1_4_002 | | |
|------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 25.39 | 37.51 |
| OK | 32.02 | 35.53 |
| AlK | 01.97 | 01.30 |
| SiK | 40.62 | 25.67 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 13 EDS_BAL_1_4A_001

| EDS_BAL_1_4A_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 23.61 | 37.36 |
| OK | 30.12 | 35.78 |
| MgK | 06.76 | 05.28 |
| AlK | 12.46 | 08.77 |
| SiK | 10.68 | 07.23 |
| MnK | 00.44 | 00.15 |
| FeK | 15.93 | 05.42 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 14 EDS_BAL_1_4B_001

| EDS_BAL_1_4B_001 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 24.61 | 37.37 |
| OK | 29.98 | 34.17 |
| NaK | 00.68 | 00.54 |
| AlK | 12.76 | 08.62 |
| SiK | 24.38 | 15.83 |
| KK | 01.17 | 00.55 |
| CaK | 06.42 | 02.92 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 15 EDS_BAL_1_4B_002

| EDS_BAL_1_4B_002 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 25.68 | 41.88 |
| OK | 23.95 | 29.32 |
| MgK | 06.70 | 05.40 |
| AlK | 11.19 | 08.12 |
| SiK | 11.19 | 07.80 |
| MnK | 00.62 | 00.22 |
| FeK | 20.68 | 07.25 |
| Matrix | Correction | ZAF |

Tabla 16 EDS_BAL_1_4B_003

| EDS_BAL_1_4B_003 | | |
|-------------------------|------------|------------|
| Element | Wt% | At% |
| CK | 30.51 | 46.35 |
| OK | 21.49 | 24.51 |
| NaK | 00.48 | 00.38 |
| MgK | 00.99 | 00.75 |
| AlK | 12.21 | 08.25 |
| SiK | 21.64 | 14.06 |
| PK | 00.10 | 00.06 |
| SK | 00.15 | 00.09 |
| ClK | 00.28 | 00.14 |
| KK | 00.62 | 00.29 |
| CaK | 10.57 | 04.81 |
| FeK | 00.96 | 00.31 |
| Matrix | Correction | ZAF |

**{NOTA: ESTOS ANEXOS SE PUEDEN SER CONSULTADOS EN
LA BIBLIOTECA UIS- SALA BASE DE DATOS.}**