

**ESTUDIO DE LAS ROCAS DE LA UNIDAD ORTONEIS EN EL MACIZO DE
SANTANDER: CONSIDERACIONES PETROLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS**

VANESSA REY LEÓN

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2015

**ESTUDIO DE LAS ROCAS DE LA UNIDAD ORTONEIS EN EL MACIZO DE
SANTANDER: CONSIDERACIONES PETROLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS**

VANESSA REY LEÓN

**Trabajo de Grado presentado como requisito para optar al título de
Geóloga**

DIRECTOR:

CARLOS ALBERTO GARCÍA RAMÍREZ

Geologo, Ph,D en Geología

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2015

DEDICATORIA

Hoy culmina quizás la mejor etapa de mi vida, llena de grandes experiencias, anécdotas, esfuerzos y sobre todo llena de grandes personas. En estos cinco años aprendí, que una de las mejores formas de vivir la vida es luchando por hacer lo que más nos gusta, sentirnos libres y vivir rodeados de personas, de muchas personas, de todas las que sean posibles, pues cada una de ellas nos enseñan grandes cosas, sobre todo a vivir de detalles, de esos pequeños detalles de los que se conforma la vida. Hoy llena de nostalgia agradezco por sobre todas las cosas a Dios, por darme una hermosa familia y ser una de sus consentidas. A mis padres por SIEMPRE apoyarme en todas las etapas de mi vida, por ser tan generosos y vivir en función de mí. A mis abuelos, algunos ya no están, pero desde hace mucho, sé que se convirtieron en mis ángeles y a la que todavía queda acá, por ser mi recompensa mayor. A mis tíos y primos, ellos también son parte fundamental en este logro. Y por último a esa persona especial y a mis amigos del alma por llegar a mi vida, estar conmigo siempre, por ser mi diversión, acompañamiento, consejeros y ayudantes como todos los demás en esta dura pero hermosa etapa de mi vida.

AGRADECIMIENTOS

- UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER.
- FONDO CORRIGAN – ACGGP – ARES CONVOCATORIA 2015.
- PROYECTO 9435. ESTRUCTURA Y EVOLUCION GEOLOGICA DEL BASAMENTO CRISTALINO DEL MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL (COLOMBIA). COLCIENCIAS, UNAL, UIS.
- GRUPO DE INVESTIGACIÓN EN GEOLOGÍA BÁSICA Y APLICADA GIGBA.
- ESTUDIANTES DE CAMPO II AÑOS 2013-2014.
- AL PROFESOR CARLOS ALBERTO GARCÍA POR SER EL MEJOR GUÍA, CONSEJERO Y UNA DE LAS MEJORES COMPAÑÍAS EN LOS ÚLTIMOS AÑOS DE CARRERA.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	16
1. OBJETIVOS	18
1.1 OBJETIVO GENERAL	18
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3. ANTECEDENTES	25
4. METODOLOGÍA	32
5. OCURRENCIA DEL ORTONEIS Y SUS RELACIONES DE CAMPO CON LAS ROCAS DEL BASAMENTO CRISTALINO	35
5.1 SECTOR DE PAMPLONA	35
5.2 SECTOR DE MUTISCUA	36
5.3 SECTOR DE BERLÍN-RANCHADERO-SILOS	38
6. PETROGRAFÍA	44
6.1 SECTOR DE PAMPLONA	44
6.1.1 Neis hornblendico	46
6.1.2 Anfibolita	49
6.1.3 Neis biotítico con moscovita	52
6.1.4 Pegmatita	56
6.2 SECTOR DE MUTISCUA	56
6.2.1 Neis Hornblendico	58
6.2.2 Anfibolita	60

6.2.3 Neis Cuarzo-feldespático con biotita	64
6.2.4 Neis Cuarzo-feldespático	68
6.2.5 Pegmatitas	71
6.2.6 Neis biotítico	71
6.3 SECTOR DE BERLIN-RANCHADERO-SILOS	77
6.3.1 Anfibolita	79
6.3.2 Neis Cuarzo-feldespático con biotita	80
6.3.3 Neis Biotítico	83
6.3.4 Neis biotítico con hornblenda y magnetita	85
6.3.5 Neis biotítico con Sillimanita	87
7. GEOQUÍMICA	92
7.1 AMBIENTE TECTONICO DE FORMACION	100
8. METAMORFISMO	106
8.1 CONDICIONES P-T DE METAMORFISMO	109
8.2.1 Geotermometro Hbl-Pl	109
8.2.2 Geotermómetro Pl-Kfs – Reches	110
8.2 DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO DE FASE	111
8.3 TRAYECTORIA P-T	114
9. DISCUSIÓN	116
10. CONCLUSIONES	124
BIBLIOGRAFIA	126
ANEXOS	133

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Localización del área de estudio. (a) Mapa regional del Macizo de Santander (Ward et al 1973. Modificado por el autor). (b) Mapa de estaciones.	24
Figura 2. Afloramientos en el sector de Pamplona. (a) Contacto intrusivo entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Detalle de la foliación y esquistosidad.	36
Figura 3. Afloramiento del Ortoneis en el Sector de Mutiscua. (a) contacto fallado entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis en dirección de la Quebrada la Isadora. (b) Detalle de las cuarcitas plegadas.	37
Figura 4. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Berlín. (a) Dirección de foliación en dirección NW. (b) contacto fallado entre los Esquistos del Silgará y el ortoneis.	39
Figura 5 Neis biotítico con magnetita. (a) Porfidoblastos de magnetita (Mag) en neis biotítico. (b) Pegmatita intruyendo de forma concordante al Ortoneis. (Siguiendo la foliación).	40
Figura 6. Foliación en dirección NW en el sector de Silos.	41
Figura 7. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Silos. (a) contacto concordante entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Intercalaciones de Neis biotítico con Neis hornblendico. (c) Intrusión de pegmatita concordante con la foliación y esquistosidad.	42
Figura 8. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Silos, Páramo de Socotá. (a) Carácter del contacto concordante entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Xenolitos de cuarcitas en el Ortoneis.	43
Figura 9. Composición de los feldespatos del Ortoneis en el diagrama Or-Ab-An de Deer <i>et al.</i> (1966).	48

Figura 10. Clasificación del anfíbol para un neis hornblendico (muestra PCM-583) y una anfibolita (muestra PCM-638) según Leake (1997).	49
Figura 11. Texturas principales de las rocas máficas. (a) Textura nematogranoblástica en un neis hornblendico, foto en PPL y XPL. (b) Textura granonematoblástica en una anfibolita, tomada en PPL y XPL.	51
Figura 12. Principales texturas en las rocas pelíticas en el sector de Pamplona. (a) Textura lepidogranoblástica en un neis biotítico con moscovita. (b) Textura lepidogranoblástica en un neis biotítico. (c) Textura lepidogranoblástica en un neis moscovítico, foto en PPL y XPL. (d) Textura Mirmequitica (M). (e) Textura Pertítica (P) en una microclina.	55
Figura 13. Composición química de la biotita en el diagrama de Tröger., (1982).	62
Figura 14. Principales texturas en el neis máfico. (a) Textura granonematoblástica en un neis hornblendico, foto en PPL (b) Textura granonematoblástica en un neis hornblendico, foto en XPL. (c) Textura Nematoblástica en una anfibolita, foto en PPL. (d) Textura Nematoblástica en una anfibolita, foto en XPL.	64
Figura 15. Principales texturas en las rocas cuarzo-feldespáticas. (a) Textura Pertítica (P) y textura de intercrecimiento entre el cuarzo y el feldespato potásico. (b) Textura lepidogranoblástica, Pertítica (P) y Mirmequitica (M). (c) Textura Pertítica (P) y textura granoblástica.	70
Figura 16. Textura lepidogranoblástica en neises biotíticos.	77
Figura 17. Principales texturas en las anfibolitas. (a) Textura Nematoblástica, foto en PPL y XPL. (b) Textura granonematoblástica, foto en PPL y XPL.	80
Figura 18. Principales texturas en los neises cuarzofeldespáticos. (a) Textura Mirmequitica (círculo rojo) y textura Pertítica (P) (b) Textura lepidogranoblástica.	83
Figura 19. Principales texturas en neises pelíticos. (a) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico. (b) Textura Pertítica (P) y textura Mirmequitica (M). (c) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico con hornblenda y magnetita, foto en PPL y XPL (d) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico con sillimanita, foto en PPL y XPL.	90

Figura 20. Diagrama de clasificación química para rocas plutónicas. (a) Diagrama TAS usando el contenido de total alkalis versus Silica, Cox <i>et al.</i> (1979). (b) Diagrama de serie ígnea de Pecerrillo y Taylor (1976).	96
Figura 21. Diagrama de saturación en alúmina A/CNK – A/NK (Shand 1943).	97
Figura 22. Distribución de las tierras raras en rocas del Ortoneis normalizadas al manto primitivo (McDonough and Sun 1995).	99
Figura 23. Diagrama spider de McDonough and Sun (1995) normalizado al manto primitivo.	99
Figura 24. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas del Ortoneis. (a) Pearce <i>et al.</i> (1984), (b) Harris <i>et al.</i> (1986). Syn-COLG: Granitos sin-colisionales; WPG-WP: Granitos de intraplaca; VAG-VA: Granitos de arco volcánico; ORG: Granitos de dorsal oceánica; Grupo 2: Intrusiones sin-colisionales peraluminosas; Grupo 3: Intrusiones calco-alcalinas post-colisionales.	103
Figura 25. Diagrama de composición de la biotita mostrando la clasificación de magmas Abdel-Rahman (1994). A: Granitos tipo A (alcalinos); C: Granitos de Complejos calcoalcalinos orogénicos, Tipo I formadas en ambientes tectónicos asociados a subducción; P: Granitos peraluminosas incluyendo granitos colisionales y Tipo S.	105
Figura 26. Diagramas de equilibrio de fases. (a) Neis biotítico (PCM-140); (b) Anfibolita (PCM-638); (c) Neis biotítico (PCM769); (d) Neis cuarzofeldespático.	113
Figura 27. Trayectorias P-T obtenidas para las rocas del Ortoneis y los Esquistos del Silgará.	115
Figura 28. Modelo tectonometamórfico del Paleozoico Temprano para los Andes del Norte. AF (falla Apure); CB (Bloque Caparo); MA (Andes de Mérida); SM (Macizo de Santander).	123

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Pamplona.	45
Tabla 2. Composición química de la plagioclasa y hornblenda en la muestra PCM-583.	47
Tabla 3: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Mutiscua.	57
Tabla 4. Composición química de la hornblenda, plagioclasa y biotita en la muestra PCM-638.	60
Tabla 5. Composición química de los feldespatos en las muestras PCM-140, PCM-772.	72
Tabla 6. Composición química de la biotita en las muestras PCM-140, PCM-772 y PCM-638.	74
Tabla 7: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Berlín-Ranchadero-Silos.	78
Tabla 8. Composición química de las rocas del Ortoneis en el sector de Pamplona.	92
Tabla 9. Composición química de las rocas del Ortoneis en los sectores de Mutiscua y Berlín-Ranchadero-Silos.	93
Tabla 10. Relaciones de los granitoides de acuerdo a su origen, y medio ambiente de formación, Barbarin, 1999. Modificada por el autor.	104
Tabla 11. Paragénesis minerales para las rocas del Ortoneis.	107
Tabla 12. Valores de temperatura obtenidos para un neis biotítico del sector de Mutiscua.	110
Tabla 13. Edades del Ortoneis en el Macizo de Santander.	121

ABREVIATURAS

Listado de abreviaciones minerales usadas en el presente trabajo. Recomendado por la Subcomisión sistemática de rocas metamórficas IUGS: Versión web 01.02.07. Jaakko Siivola and Rolf Schmid.

MINERAL	ABREVIATURA
APATITO	Ap
BIOTITA	Bt
CIRCÓN	Zrn
CUARZO	Qtz
CLINOZOICITA	Czo
EPIDOTA	Ep
MAGNETITA	Mag
MICROCLINA	Mc
MOSCOVITA	Ms
HORNBLENDA	Hbl
FELDESPATO POTÁSICO	Kfs
PLAGIOCLASA	Pl
OPACOS	Op
TITANITA	Ttn
TURMALINA	Tur

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO DE LAS ROCAS DE LA UNIDAD ORTONEIS EN EL MACIZO DE SANTANDER: CONSIDERACIONES PETROLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS*

AUTORA: REY LEÓN VANESSA**

PALABRAS CLAVE: Petrología, Geoquímica, Ortoneis, Macizo de Santander

DESCRIPCION

Las rocas del Ortoneis aflorantes en los sectores de Pamplona, Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos presentan variaciones petrográficas, texturales y estructurales. Las observaciones de campo, muestran que el Ortoneis es suprayacido inconformemente por rocas de la Formación Floresta y corta en contacto intrusivo o fallado las rocas del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará, siendo concordantes las foliaciones en estas unidades metamórficas. Los tipos composicionales predominantes en el Ortoneis son: neis pelítico, neis cuarzo-feldespático y neis máfico.

Los diagramas de clasificación de rocas plutónicas, muestran un protolito proveniente de un magma félsico, que varía en composición desde granito a cuarzo diorita-granodiorita. La serie ígnea principalmente es calco-alcalina alta en potasio, con una relación de saturación en Alúmina con valores por lo general mayores a uno (1). El patrón de distribución de las Tierras Raras (TR) normalizado al manto primitivo, permitió diferenciar tres tipos de rocas: 1) ortoneises biotíticos altamente diferenciados; 2) ortoneises cuarzo-feldespáticos altamente diferenciados pero empobrecidos en TR y, 3) Anfibolitas poco diferenciadas. Los diagramas multielementos, normalizados al manto primitivo, muestran un enriquecimiento en elementos LILE en comparación con los HFSE con anomalías de Nb-Ta características de un ambiente cortical. Los diagramas de discriminación tectónica indican un protolito formado en arcos continentales de márgenes activos, producto de la orogenia Famatiniana, la cual localmente se conoce como Quetame-Caparonensis.

Las paragénesis y las condiciones P-T de metamorfismo (presiones entre 3,6 y 8,5 Kb y temperaturas entre 540 y 700°C), definidas en las rocas del Ortoneis, indican que estas sufrieron un metamorfismo regional en condiciones de facies Anfibolita, zonas de la Estaurolita-Cianita y Sillimanita. La profundidad promedio de emplazamiento de 19 a 27 km. De acuerdo con estos datos, el protolito del Ortoneis se emplazó en los Esquistos del Silgará de forma sintectónica en condiciones del pico metamórfico de esta unidad.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Carlos Alberto García Ramírez

ABSTRACT

TITLE: STUDY OF THE ORTHOGNEISS UNIT ROCKS IN THE SANTANDER MASSIF: PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL CONSIDERATIONS *

AUTHOR: REY LEÓN VANESSA**

KEY WORDS: Petrology, Geochemistry, Orthogneiss, Santander Massif.

DESCRIPTION

The Orthogneiss outcropping rocks in the Pamplona, Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silo sectors have petrographic, textural and structural variations. The field observations, show that Orthogneiss is unconformably overlain by rocks of the Floresta Formation and cut in intrusive or failed contact the rocks of Bucaramanga Gneiss and the Silgará Formation, being consistent metamorphic foliations in these units. The predominant compositional types in Orthogneiss are: pelitic gneiss, quartz-feldspar gneiss and mafic gneiss.

The Diagrams of classification of plutonic rocks, show protolith from a felsic magma, which varies in composition from granite to quartz diorite-granodiorite. The Igneous series is mainly calc-alkaline high potassium, with a saturation ratio values Alumina usually greater than one (1). The distribution pattern of rare earth (TR) normalized to the primitive mantle, allowed to distinguish three types of rocks: 1) biotite orthogneisses highly differentiated; 2) quartz-feldspar orthogneisses highly differentiated but impoverished TR and 3) poorly differentiated Amphibolites. The multielement diagrams, normalized to the primitive mantle, show an enrichment in LILE elements HFSE compared with Nb-Ta anomalies characteristics of a cortical environment. The tectonic discrimination diagrams indicate (a) protolith formed in arches of active continental margins, in consequence of the Famatinian orogeny, which is known as Quetame-Caparonensis.

The assemblages and metamorphic P-T conditions (pressures between 3,6 and 8,5 Kb and temperatures between 540 and 700°C), defined in the orthogneiss rocks, indicate that this suffered a regional metamorphism in conditions of Amphibolite facies, zone of the Staurolite-Kyanite and Sillimanite. Average depth of emplacement of 19 to 27 km. According to these data, the protolith of Orthogneiss was emplaced in the schists of Silgará in Syntectonic type in peak metamorphic conditions of this unit.

* Degree Work

** Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Carlos Alberto García Ramírez

INTRODUCCIÓN

Este trabajo de grado presenta los resultados de estudios realizados en la unidad Ortoneis en el Macizo de Santander en los sectores Pamplona, Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos.

Las investigaciones comprendieron el análisis en campo del modo de ocurrencia y relación del Ortoneis con las unidades Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará. Mediante estudios petrográficos se pudo determinar las composiciones mineralógicas principales de las rocas del Ortoneis para cada sector, mediante análisis geoquímicos de roca total, se pudo determinar las características del emplazamiento del Ortoneis y mediante estudios geotermobarométricos se determinaron las condiciones P-T de metamorfismo a las cuales fueron afectadas estas rocas.

Diferencias mineralógicas, texturales, composicionales y estructurales fueron reconocidas a lo largo de las observaciones en campo en los diferentes sectores estudiados en el Macizo de Santander, las cuales ayudaron a caracterizar cada uno de los sectores.

El trabajo de grado se desarrolló en modalidad investigación y forma parte del proyecto 9435 ESTRUCTURA Y EVOLUCION GEOLOGICA DEL BASAMENTO CRISTALINO DEL MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL (COLOMBIA)., el cual se ejecuta con la Universidad Nacional de Colombia, con el apoyo financiero de COLCIENCIAS, UNAL y la UIS.

Parte de los resultados fueron presentados en el XV Congreso Colombiano de Geología, realizado en la ciudad de Bucaramanga del 31 de agosto al 5 de

septiembre en la ponencia titulada “PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL ORTONEIS EN EL MACIZO DE SANTANDER” y publicada en las memorias del evento ISBN: 978-958-57950-1-3.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Establecer las condiciones de formación, relación y metamorfismo de los diferentes cuerpos de Ortoneis aflorantes en el Macizo de Santander.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar las variedades de Ortoneis aflorantes en la zona de estudio, de acuerdo con sus características composicionales, estructurales y texturales.
- Establecer mediante geoquímica de elementos traza y tierras raras el tipo de magma, protolito del Ortoneis y sus condiciones de formación.
- Realizar el estudio paragenético y termobarométrico de las rocas del Ortoneis para conocer las condiciones de presión y temperatura de metamorfismo.
- Definir las condiciones de emplazamiento del Ortoneis según su relación con la roca encajante y el grado de metamorfismo.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Macizo de Santander es la continuación norte de la Cordillera Oriental de Colombia y forma la margen sureste del bloque triangular de Maracaibo. Hacia el norte de Bucaramanga esta margen occidental está bien definida por el sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta a lo largo de una dirección NNW (Van der Lelij *et al.* 2015)¹ y hacia el límite este, se encuentra definido por el sistema de fallas Pamplona – Cubogón – Mercedes. (García *et al* 2005)².

El complejo basamento del Macizo de Santander comprende rocas metamórficas de Edad pre-Devónico, que son intruídas por rocas ígneas de edad Triásico al Cretácico (Goldsmith, 1971³; Boinet *et al.*1985)⁴ Las rocas metamórficas de este basamento se han dividido en unidades de más antigua a más joven: Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Ortoneis y Metasedimentitas de bajo grado, las cuales se han agrupado en unidades informales como las Metasedimentitas de Guaca, Formación la Virgen, Floresta Metamorfoseada, Formación Mogotes entre

¹ VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: April 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

² GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto; RÍOS REYES, Carlos Alberto and CASTELLANOS, Oscar. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología* [online] 2005. Vol. 27 N° 2 [cited: 6 april 2014] p. 43 – 68.

³ GOLDSMITH, Richard; MARVIN F, Richard; MEHNERT, Harald H. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes, cited by GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto; RÍOS REYES, Carlos Alberto and CASTELLANOS, Oscar. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología* [online] 2005. Vol. 27 N° 2 [cited: 6 april 2014] p. 43 – 68.

⁴ BOINET, T. *et al.* Age et repartition du magmatisme Prémesozoïque des Andes de Colombie. 1985, cited by GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto; RÍOS REYES, Carlos Alberto and CASTELLANOS, Oscar. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología* [online] 2005. Vol. 27 N° 2 [cited: 6 april 2014] p. 43 – 68

otras. Estas últimas unidades, se encuentran de forma dispersa y restringida a lo largo del Macizo. (García *et al* 2005⁵; Mantilla *et al.* 2016 (en imprenta)⁶.

La unidad Neis de Bucaramanga, está constituida por rocas pelíticas (neis biotítico con granate y sillimanita, neis biotítico); Metabasitas (neis hornblendico y anfíbolita); rocas cuarzo-feldespáticas (neis cuarzo-feldespáticos y cuarcitas), rocas calcocilicatadas (mármoles) y cuerpos de migmatitas. Las rocas del Neis de Bucaramanga han sido metamorizadas en condiciones de facies anfíbolita zona de la sillimanita. (García *et al* 2005⁷; Amaya 2012)⁸.

Suprayaciendo el Neis de Bucaramanga, se encuentra la unidad Esquistos del Silgará, sin embargo este contacto no se ha establecido con exactitud y en muchos sectores del Macizo de Santander está cubierto. Litológicamente comprenden rocas pelíticas (esquistos biotíticos, esquistos cuarzo-micáceos con granate (estauroлита, andalucita, cianita y sillimanita)); rocas máficas (esquistos anfíbolíticos y anfíbolitas), rocas cuarzo-feldespáticas (esquistos cuarzo-feldespáticos y cuarcitas), rocas calcocilicatadas (mármol y granofelsas). Las máximas condiciones de metamorfismo para estas rocas está en la facie anfíbolita, zona de la sillimanita. (García *et al* 2005⁹; Ríos *et al* 2003)¹⁰.

Ortoneises de diferente composición se han emplazado de forma sintectónica en el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.

⁵ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

⁶ MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos; GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto y VALENCIA, V.A. En prensa. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. Boletín de Geología [En línea] 2016.

⁷ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

⁸ AMAYA FERREIRA Sergio. Caracterización Petrográfica y Petrológica de los Neises, Migmatitas y Granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander. Tesis de Maestría. Bogotá D.C.: Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, 2012. 130p.

⁹ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

¹⁰ RÍOS REYES, Carlos Alberto; GARCÍA RAMIREZ, Carlos Alberto; TAKASU, A. Tectono-metamorphic evolution of the Silgara' Formation Metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences [Online] 2003. pp 1-22.

La unidad Ortoneis consta de rocas pelíticas (neis biotítico y neis moscovítico); rocas máficas (neis hornblendico y anfíbolita) y rocas cuarzo-feldespáticas (neis cuarzo-feldespático). Las condiciones de metamorfismo alcanzadas para estas rocas están en la facie Anfíbolita, con zonas que varían de Andalucita-Almandino a Sillimanita baja.

Las Metasedimentitas de bajo grado son principalmente Metalimolitas, Metagrauvas, Metacalizas, Metareniscas, filitas y rocas volcanoclásticas. La relación de estas rocas con el Ortoneis es poco clara y no ha sido estudiada en detalle. (Mantilla, et al., 2016 (en imprenta))¹¹.

El basamento del Macizo de Santander es inconformemente suprayacido por rocas de la Formación Floresta del Devónico y sedimentos calcáreos y clásticos del Carbonífero al Pérmico, como se observa en la (García *et al* 2005)¹².

Un extenso magmatismo del Triásico al Jurásico emplazó rocas denominadas grupo plutónico de Santander (Ward, *et al*, 1973)¹³. Estudios geológicos previos, permitieron reconocer mínimamente cinco pulsos magmáticos, descartando aquellos anteriores a los eventos metamórficos regionales, y cuyas litologías metamórficas resultantes, hacen parte actualmente de la composición de las Formaciones Neis de Bucaramanga, Silgara y Ortoneis. (Mantilla *et al* 2009)¹⁴. Estos cinco pulsos son:

¹¹ MANTILLA FIGUEROA *et al.* Op cit.

¹² GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

¹³ WARD, *et al.* Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander, citado por MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos *et al.* Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología UIS [En línea] 2009. 31 (1), 31e43.

¹⁴ MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos *et al.* Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología UIS [En línea] 2009. 31 (1), 31e43.

- 1) Un evento magmático relacionado con inyecciones de fundidos graníticos, responsables de la formación de plutones y pegmatitas, como aquellos asociados al Granito de Durania al cual se le asigna una edad K-Ar entorno a 461 ± 10 Ma, a partir del estudio de una muscovita de una pegmatita (Ward *et al* 1973)¹⁵.
- 2) Un evento magmático granítico, responsable de la Formación de la Monzonita de Onzaga, con una edad reportada entorno a 394 ± 23 Ma, según Boinet *et al* (1985)¹⁶.
- 3) Un evento magmático entre diorítico a granítico, responsable de la formación de Batolitos y Plutones, tales como los cuerpos ígneos de Páramo Rico, Santa Bárbara, Pescadero, Mogotes, Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado Grupo Plutónico de Santander.
- 4) Un evento magmático responsable de la formación posiblemente simultánea de diques riolíticos y de diabasas (magmatismo bimodal?), al parecer del Cretácico Inferior, tomando como referencia algunas dataciones K-Ar en sanidinas obtenidas a partir de diques porfiríticos del sector de Ocaña (127 ± 3 Ma) (Ward *et al.*, 1973)¹⁷ y;
- 5) Un evento magmático de posible edad Finicretácico - Eoterciario. Mantilla *et al* (2009)¹⁸.

¹⁵ WARD, D *et al.* Op cit.

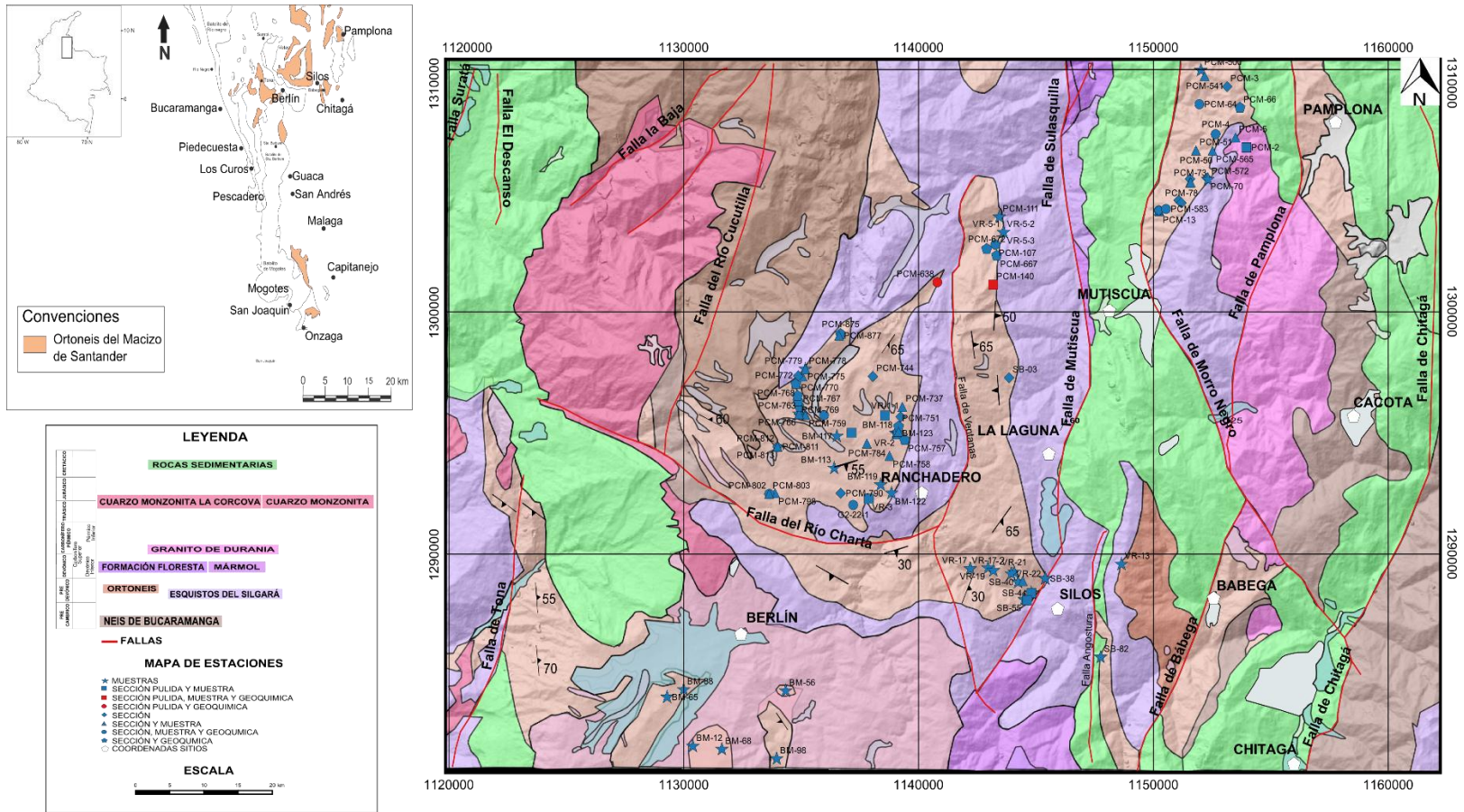
¹⁶ BOINET, T. *et al.* Age et repartition du magmatism Premesozoique des Andes de Colombie. 1985, citado por MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos *et al.* Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfiríticos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología UIS [En línea] 2009. 31 (1), 31e43.

¹⁷ WARD, *et al.* Op cit.

¹⁸ MANTILLA FIGUEROA, *et al.* Op cit.

Simultáneamente a los eventos finales magmáticos se depositaron las rocas más jóvenes del Macizo de Santander pertenecientes al Cretácico y Terciario, entre las cuales se encuentran: Formación Los Santos, Rosa Blanca, Paja, Tablazo, La Luna Los Cuervos y Mirador entre otras. (Ver figura 1)

Figura 1. Localización del área de estudio. (a) Mapa regional del Macizo de Santander (Ward et al 1973. Modificado por el autor). (b) Mapa de estaciones.



3. ANTECEDENTES

Ward et al. (1973)¹⁹ definen por primera vez la unidad Ortoneis como un cuerpo cuarzo feldespático que va en composición desde granito a tonalita, el cual está ampliamente distribuido en las rocas metamórficas de alto y medio grado de metamorfismo de edad Pre-Devónico que forman el núcleo del Macizo. Definió dos tipos de Ortoneis de acuerdo con su ocurrencia: 1) pequeños cuerpos asociados a migmatitas del Neis de Bucaramanga de edad Precámbrica; 2) cuerpos grandes de edad ordovícica que intruyen rocas del Neis de Bucaramanga y de forma sintectónica se emplazan en los Esquistos del Silgará.

Ward et al. (1973)²⁰ y Royero y Clavijo (2001)²¹ realizaron estudios cartográficos de las rocas del Ortoneis a lo largo del Macizo de Santander. Según Ward et al. (1973)²² la mayor parte del Ortoneis aflora en el sector norte del área cartografiada en el cuadrángulo H-13 al suroeste, norte y noreste de Berlín, existiendo cuñas angostas de ortoneis que se extienden al sur hasta Chitagá y Silos, aflorando en franjas falladas en una faja hacia el oeste de Pamplona. Otro cuerpo de Ortoneis aflora a lo largo del lado oriental de los batolitos de Santa Bárbara y Mogotes, hasta el extremo sur de los al rededores de Onzaga. Por otro lado Royero y Clavijo (2001)²³ proponen el nombre de Ortoneis de Berlín a los neises aflorantes en los alrededores de Berlín, donde tiene su mayor extensión y está mejor expuesto (carretera Bucaramanga-Pamplona). El Ortoneis de Berlín intruye el

¹⁹ WARD, D *et al.* Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. Boletín Geológico [En línea]. 1973 Vol. 21 (1-3). pp. 1-132.

²⁰ *Ibid*

²¹ ROYERO GUTIERREZ, Jose Maria; CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado Departamento de Santander. Memoria explicativa, INGEOMINAS Bogotá. 2001. 92 p.

²² WARD *et al.* Op cit.

²³ . ROYERO GUTIERREZ; CLAVIJO Op cit.

Complejo Bucaramanga (nombre propuesto para el Neis de Bucaramanga) y está cubierto discordantemente por sedimentitas del Devónico medio.

Complementando los estudios cartográficos, en las rocas del Ortoneis se han adelantado investigaciones mineralógicas y petrográficas.

Campos (1999)²⁴, Montenegro y Barragán (1999)²⁵, y Gutiérrez (2001)²⁶ realizaron estudios mineralógicos y petrográficos en rocas del Ortoneis, concluyendo que las principales variedades presentes en esta unidad son 1) neis biotítico – hornblendico, roca de color verde, estructura masiva, y compuesta de biotita+plagioclasa+cuarzo+hornblenda y textura granonematoblástica; 2) neis cuarzo-feldespático de color blanco a gris claro, estructura neisica, compuesto por cuarzo, ortoclasa y plagioclasa y textura granoblástica y, 3) neis cuarzo bifeldespático de color crema, estructura neisica ojosa, constituido por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y biotita y textura lepidogranoblástica.

García y Campos (2000)²⁷, estudiaron las biotitas presentes en las rocas del Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará y Ortoneis. La biotita en el Ortoneis ocurre como agregados estrechos y alargados o como individuos subidioblásticos a xenoblásticos con un tamaño de grano entre 0.2 y 2mm de largo y en general, con un paralelismo bien definido que forma una superficie de esquistosidad externa, la cual podría ser correlacionable con la de los Esquistos del Silgará, lo cual indicaría

²⁴ CAMPOS, N. Estudio Mineralógico y Petrográfico de las Metamorfitas al Occidente del Municipio de Mutiscua (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 137p.

²⁵ MONTENEGRO, Gustavo y BARRAGAN, Mario. Metamorfismo y Evolución Metamórfica del área comprendida entre los municipios de Vetas (Santander) y Mutiscua (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 88p.

²⁶ GUTIERREZ, Claudia. Petrografía y mineralogía de las formaciones Silgará y Ortoneis en el área de Pamplona (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 175p.

²⁷ GARCÍA, Carlos Alberto y CAMPOS, Nelson. Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. Boletín de Geología [En línea] 2000 Vol. 22 (37), p. 18-27.

un evento metamórfico común que afectó a las dos unidades. Las condiciones presión-temperatura (P-T) del metamorfismo en las rocas del basamento alcanzó la facies anfibolita, zona de estaurolita – cianita y silimanita en rangos de temperaturas determinadas mediante el geotermómetro granate-biotita (calibración Hodges y Spear, 1982) entre 565 y 638°C, mientras que la presión varía entre 6.2 – 7.5 Kb (geobarómetro Grt-Pl-Als-Qtz, calibración de Hodges y Spear, 1982)²⁸; Grt-Ms-Als-Qtz, calibración de Hodges y Crowley (1985)²⁹.

Por último García et al. (2005)³⁰, reportan que esta unidad comprende rocas máficas (neises biotítico-hornblendico) y rocas félsicas (neises cuarzo-feldespáticos). Las rocas máficas muestran una estructura masiva a foliada débilmente desarrollada. Son rocas ricas en hornblenda con plagioclasa y biotita como principales fases minerales, el cuarzo es un mineral menor, la epidota y el apatito son minerales accesorios. Las rocas félsicas muestran una estructura neisica y, a veces, una estructura augen. El cuarzo y el feldespato están en las fases minerales principales, alcanzando más del 95% del contenido modal de estas rocas. La microclina y plagioclasa son el feldespato dominante y su contenido modal es variable. Los minerales menores son la hornblenda y la biotita. Los minerales accesorios son el circón, el apatito, la epidota, la clinozoisita y la esfena. Estas rocas comúnmente muestran una textura lepidogranoblastica con biotita definiendo una orientación preferencial después de la foliación principal de la roca. Sin embargo, a veces presentan una textura granoblástica.

²⁸ HODGES y SPEAR, 1982, citado por GARCÍA, Carlos Alberto y CAMPOS, Nelson. Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. Boletín de Geología [En línea] 2000 Vol. 22 (37), p. 18-27.

²⁹ HODGES y CROWLEY 1985, citado por GARCÍA, Carlos Alberto y CAMPOS, Nelson. Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. Boletín de Geología [En línea] 2000 Vol. 22 (37), p. 18-27.

³⁰ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

Las edades conocidas para las rocas del Ortoneis fueron reportadas por Goldsmith et al. (1971)³¹, Ward (1973)³², Forero (1990)³³, Restrepo-Pace (1995)³⁴, Ordoñez et al. (2006)³⁵, Restrepo-Pace et al. (2010)³⁶, Mantilla et al. (2012)³⁷ y Van Der Lelij (2013)³⁸.

Goldsmith et al. (1971)³⁹, obtuvieron las siguientes edades para el Ortoneis: 413 ± 30 M.a en una metadiorita mediante el método K – Ar en hornblenda; 457 ± 13 Ma en pegmatita del Neis de Bucaramanga usando el método K- Ar en muscovita y, 450 ± 80 Ma en un granito neisico, método Rb –Sr en roca total. Sugiriendo un evento magmático a finales del Ordovícico o principios del Silúrico.

Ward (1973)⁴⁰ mediante el método Rb/Sr en roca total obtuvo una edad de 450 ± 80 m.a. en un Ortoneis en el Río Caraba, sector de Berlín. Forero (1990)⁴¹ Reporta dataciones radiométricas basados en el método de K/Ar en roca total, obteniendo una edad entre los 465 a 421 Ma lo que la ubicaría en el Ordovícico Medio a Tardío – Devónico Temprano.

³¹ GOLDSMITH, *et al.* Op cit.

³² WARD, *et al.* Op cit.

³³ FORERO, A. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia. An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*. [Online] 1990. Vol 3. No 2. P. 141 – 151.

³⁴ RESTREPO PACE, P. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpublished Ph.D Thesis, University of Arizona. [Online] 1995. 195 p.

³⁵ ORDOÑEZ CARMONA, Oswaldo; RESTREPO ALVAREZ, Jorge Julián; MARTINS PIMENTEL, Márcio. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 26. [Online] 2006. P.372–382.

³⁶ RESTREPO PACE, P.A; CEDIEL, F. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences* 29. [Online]. 2010. P.764-771.

³⁷ MANTILLA, Luis Carlos *et al.* Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences* 38. [Online] 2012. P.1-12.

³⁸ VAN DER LELIJ, R. Reconstructing northwestern Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Thèse de doctorat. Ginebra, Suiza. Univ. Genève, 2013. 248p.

³⁹ GOLDSMITH, *et al.* Op cit.

⁴⁰ WARD, *et al.* Op cit.

⁴¹ FORERO. Op cit.

Restrepo-Pace (1995)⁴² Sugieren que en el macizo, el basamento metamórfico e intrusiones están cubiertos por sedimentos del Devónico y Carbonífero, lo que indica una edad pre-Devónico de las rocas del basamento. En el sector por la carretera Berlín-Pamplona Restrepo-Pace (1997)⁴³ obtuvo una edad U/Pb en zircón de 477±16 Ma.

Restrepo-Pace y Cediél. (2010)⁴⁴ indican la presencia de dos granitos paleozoicos en el Macizo de Santander. El primero, un granito calco-alcalino que se encuentra intruyendo a los Esquistos del Silgará con foliación bien definida. La foliación del granito y las metapelitas es concordante, indicando un origen sintectónico para el primero. Para este granito foliado se obtuvo una edad de 477 ± 16 Ma mediante el método U/Pb en Zirrones. Esta edad es interpretada por estos autores como la edad del metamorfismo de los Esquistos del Silgará. El segundo granito en contraste con el primero del paleozoico antes mencionado, es un intrusivo calco-alcalino no foliado con edades comprendidas entre 470 y 360 Ma (Goldsmith et al, 1971)⁴⁵.

Van Der Lelij (2013)⁴⁶ reportó edades U-Pb en zirrones entre 451 y 473 Ma para el Ortoneis que aflora por la carretera Berlín-Pamplona. Las edades Ar/Ar en micas y hornblenda de 194 – 210Ma en los mismos ortoneises indican un evento termal relacionado con el emplazamiento de un cinturón magmático del Jura-Triásico, evento ampliamente registrado en el Macizo de Santander.

Las condiciones P-T de metamorfismo para las rocas de la parte central del Macizo de Santander, en la cual afloran numerosos cuerpos de Ortoneis

⁴² RESTREPO PACE. Op cit.

⁴³ RESTREPO PACE, P.A *et al.* Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Columbian Andes: new constraints for Late Proterozoic Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americas. Earth and Planetary Science Letters 155. [Online] 1997. p. 427-441.

⁴⁴ RESTREPO PACE; CEDIEL. Op cit.

⁴⁵ GOLDSMITH, *et al.* Op cit.

⁴⁶ VAN DER LELIJ, R. Op cit.

sintectónicas definidas por García et al. (2005)⁴⁷, indican un metamorfismo Barroviense, en el cual se desarrollaron las zonas: estaurolita-cianita, silimanita baja y silimanita alta, acompañada de migmatización. Las condiciones de presión y temperatura, estimadas mediante el programa TWQ, están en el rango de 5.0-9.5 kbar y 630-727°C. La trayectoria PT obtenida es en sentido horario sugiriendo un ambiente de colisión para esta región de los Andes Colombianos.

Los eventos tectonomagmáticos que han afectado el Macizo de Santander han sido reportados por Boinet et al., (1985)⁴⁸; Ordoñez et al. (2006)⁴⁹; Mantilla et al. (2012⁵⁰, 2013⁵¹); Van Der Lelij (2013)⁵²; Van Der Lelij et al. (2015)⁵³. Los eventos tectonomagmáticos definidos por mantilla et al. (2012, 2013)⁵⁴ son:

(1) Orogenia Grenviliana con metamorfismo de alto grado y migmatización: 1240-957Ma; 2) magmatismo Ordovícico Temprano síncrono con la orogenia Caparonensis: 477Ma; magmatismo calcoalcalino del Ordovícico Medio a Tardío: 466-436Ma; (3) Un evento magmático entre diorítico a granítico, responsable de la formación de Batolitos y Plutones, tales como los cuerpos ígneos de Páramo Rico; Santa Bárbara, Pescadero, Mogotes, Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado Grupo Plutónico de Santander

⁴⁷ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

⁴⁸ BOINET, T. *et al.* Age et répartition du magmatisme Prémésozoïque des Andes de Colombie = Age and distribution of the Premesozoic magmatism of the Andes of Columbia. Comptes-rendus des séances de L'Académie des Sciences. Serie 2, Mécanique-Physique, chimie, sciences des L'univers, sciences de la terre. [Online] 1985. Vol 300 N° 2 [citado 4 julio 2015] p. 445-450

⁴⁹ ORDOÑEZ CARMONA, *et al.* Op cit.

⁵⁰ MANTILLA, *et al.* Op cit.

⁵¹ MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos *et al.* The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences 45. [Online]. 2013. p 235-249.

⁵² VAN DER LELIJ, Roelant. Op cit.

⁵³ VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Op cit.

⁵⁴ MANTILLA, *et al.* Op cit.

4) Magmatismo Triásico Tardío a Jurásico Temprano: 204-196Ma; 5) magmatismo calcoalcalino del Mioceno Tardío: 10.9-8.4Ma.

Van Der Lelij et al. (2015)⁵⁵ propusieron un modelo tectónico para el Macizo de Santander durante el Paleozoico al Jurásico temprano. Según este autor, el metamorfismo Barroviense de facies Anfibolita alta, afectó rocas sedimentarias e ígneas del Pre cámbrico y Cámbrico en el Macizo de Santander. Lo anterior consta de los siguientes ajustes tectónicos: (1) Un enterramiento tectónico de rocas metasedimentarias del Pre cámbrico al Cámbrico, con presiones entre los 5 y 8 Kbar y edades entre los 500 y 472 Ma, implicando un periodo de engrosamiento cortical y posterior orogénesis, seguido por (2) Exhumación durante la extensión entre 472 y 453 Ma finalizando con la formación de cuencas sobre las rocas metamórficas de facies anfibolita. Calentamiento suficiente de la corteza produce fundidos graníticos que duró desde 500 Ma hasta 415 Ma.

De acuerdo con estos estudios, la mayor parte del Ortoneis se habría formado durante la orogenia Caparonensis y la edad 477-466Ma sería el intervalo del límite superior de las intrusiones sintectónicas.

Los estudios anteriormente mencionados constituyen un aporte importante para conocer las rocas del Ortoneis. Sin embargo, aún no es claro si la unidad Ortoneis está constituida por rocas provenientes del mismo protolito que se han emplazado a diferente profundidad y han sufrido metamorfismo de diferente grado o si por el contrario, son varios protolitos con una historia tectonomagmática y metamorfismo propios. Por lo anterior, el presente trabajo de grado se enfocará a estudiar las formas de emplazamiento y las particularidades mineralógicas, texturales y estructurales de los principales cuerpos de Ortoneis aflorantes en el Macizo de Santander.

⁵⁵ VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Op cit.

4. METODOLOGÍA

Este proyecto se desarrolló en cuatro fases principalmente: Pre campo, Campo, laboratorio (Preparación de muestras para análisis geoquímicos y secciones delgadas, estudio petrográfico y mineralógico, análisis químicos, análisis paragenéticos y termobarométricos) y por último un trabajo de oficina.

Se inició con la fase de pre campo, donde se recopiló y se analizó la información bibliográfica obtenida en revistas, artículos y mapas llevadas a cabo en las investigaciones previas realizadas en la zona del presente estudio, adicional a esto se programaron las rutas que abarcaran de mejor forma la zona de estudio.

Durante la fase de campo, se estudiaron los cuerpos de Ortoneis aflorantes en los sectores de Pamplona, Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos, donde se estudió el modo de ocurrencia (tipo y morfología del contacto, relación foliación Ortoneis / foliación roca encajante), sus características estructurales, texturales y composicionales. Se realizó la toma de datos estructurales (foliación y lineación) y por último se realizó un muestreo de las rocas del Ortoneis.

La fase de laboratorio comprendió las siguientes actividades:

- Preparación de muestras para análisis petrográficos y geoquímicos. En total se seleccionaron 74 secciones delgadas de proyectos anteriores y trabajos de campo 2, siete secciones delgadas de las salidas de campo del proyecto ESTRUCTURA Y EVOLUCION GEOLOGICA DEL BASAMENTO CRISTALINO DEL MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL (COLOMBIA) ejecutado por la UNAL y la UIS con el apoyo de Colciencias, 13 análisis químicos de roca total; ocho análisis de química mineral: biotita (3), feldespatos

(3) anfíboles (2). Estos estudios se realizaron usando una microsonda marca JEOL JXA 8800M, con un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente del haz de 2.5×10^{-8} A.^(*)

- Estudios petrográficos para determinar la mineralogía presente en la roca, sus relaciones texturales y paragenéticas, utilizando los microscopios de luz transmitida y reflejada marca Nikon modelos labophot y optiphot-100s respectivamente.^(**)
- Estudios litogeoquímicos de elementos mayores y menores se llevaron a cabo mediante absorción atómica y fluorescencia de rayos x en el laboratorio de Ingeominas Bogotá (hoy Servicio Geológico Colombiano). Estos análisis hacen parte de la investigación realizada en la Universidad Industrial de Santander⁵⁶. Los estudios litogeoquímicos de elementos mayores, menores y Tierras Raras, fueron realizados en el laboratorio Acmelabs de Canadá mediante la técnica; (ICP-MS y fluorescencia de rayos x usando el paquete comercial 4AB1 para determinar procedencia, tipo y evolución del magma y del protolito. El modelamiento de estos datos se hizo usando el software libre GCDKit version 3.00⁵⁷.
- Cálculos geotermobarométricos y estudios de equilibrio de fase para determinar temperaturas y presiones del pico metamórfico.^(***)

(*) Estos estudios fueron realizados por el Geólogo Carlos García en el Centro de Microscopia Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid.

(**) Este estudio fue llevado a cabo en el laboratorio del grupo de investigación en geología básica y aplicada (GIGBA) en la sede Guatiguará.

⁵⁶ GARCIA RAMIREZ, Carlos y MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos. Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental (Colombia). Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología. 1995. 36p.

⁵⁷ JANOUŠEK, V., FARROW, C. M. & ERBAN, V. GeoChemical Data toolkit (GCDkit). GCDkit version 3.00 [online] [Praga: República Checa] June 21, 2013. [Cited: Enero 10 2015]. Disponible en Internet: <http://www.gcdkit.org/>.

(***) Los cálculos geotermobarométricos se realizaron mediante los softwares Hornblenda-Plagioclasa (Holland, T. & Blundy, J. 1994) y la base de geotermobarómetros suministrada por

- Una vez realizadas todas las fases se procedió a analizar e interpretar toda la información obtenida en la fase de oficina y a elaborar el informe final.

Reches. Los estudios de equilibrio de fase se obtuvieron con el software Theriak Domino versión 03.01.2012 de Capitani C. and Petrakakis K. Este software es libre y se puede descargar de la página <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>.

5. OCURRENCIA DEL ORTONEIS Y SUS RELACIONES DE CAMPO CON LAS ROCAS DEL BASAMENTO CRISTALINO

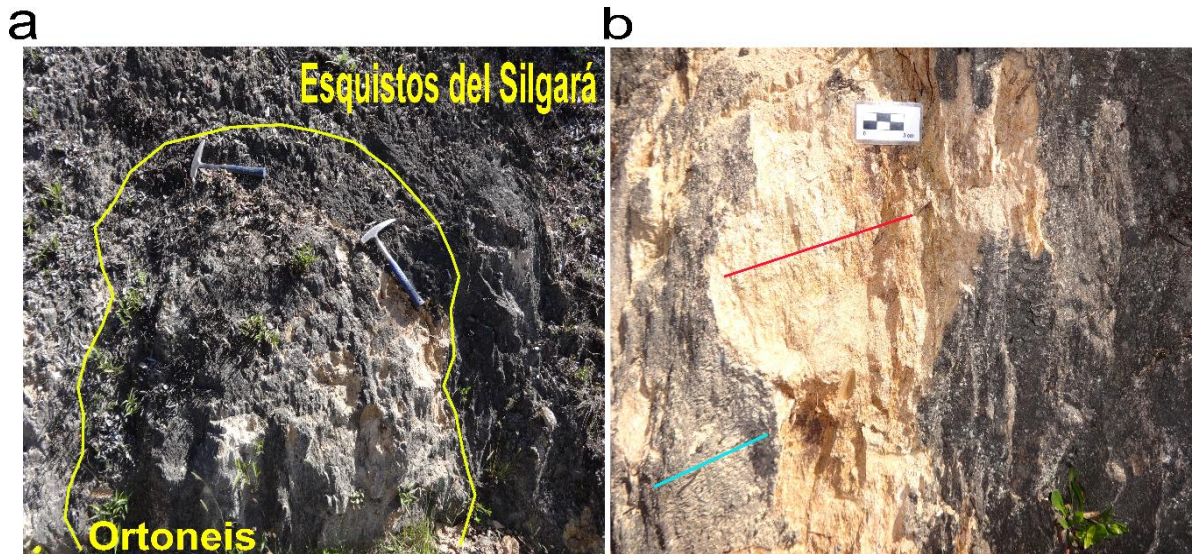
En este apartado se presentan las relaciones de campo observadas en las rocas del Ortoneis, haciendo énfasis en su relación con las otras unidades metamórficas que constituyen el basamento cristalino del Macizo de Santander.

5.1 SECTOR DE PAMPLONA

El Ortoneis se encuentra como un cuerpo alargado en dirección N-S con dimensiones de 12 km de largo x 4 km de ancho aproximadamente, limitado al oeste por la falla Morro Negro, al este, infrayace rocas sedimentarias de la Formación Tibú-Mercedes, al norte y sureste, intruye de forma sintectónica los Esquistos del Silgará y finalmente al sureste está siendo intruído por el Granito de Durania como se vio en la Figura 1. Los mejores afloramientos se encuentran sobre la vía Pamplona-Berlín a 10km al NW de Pamplona y sobre la carretera a Cucutilla. Las rocas del Ortoneis en este sector presentan tonalidades grisáceo a verdosas, con buen desarrollo de la foliación. Litológicamente el Ortoneis consta de intercalaciones de neises pelíticos y máficos, predominando los primeros y esporádicos cuerpos de anfibolita en forma de diques. La estructura de las rocas varía de masiva a néisica, predominando esta última. La foliación de la roca con estructura neisica es en dirección NE. En sectores donde la meteorización es intensa, las rocas presentan tonalidades rojizas producto de la oxidación de minerales ferromagnesianos como la biotita y la hornblenda. Las relaciones de campo del Ortoneis con los Esquistos del Silgará muestran (1) El contacto entre estas dos litologías es de tipo intrusivo dado el protolito ígneo del Neis. (2) Las direcciones de foliación en ambas litologías son concordantes. (3) Se observan

xenolitos de esquistos micáceos dentro del Ortoneis. En la figura 2 se presentan las principales características de estas rocas a escala de afloramiento.

Figura 2. Afloramientos en el sector de Pamplona. (a) Contacto intrusivo entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Detalle de la foliación y esquistosidad.



Como se aprecia en la Figura 2, La línea roja muestra la dirección de la esquistosidad (Esquistos del Silgará) y la línea celeste muestra la dirección de foliación del Ortoneis.

5.2 SECTOR DE MUTISCUA

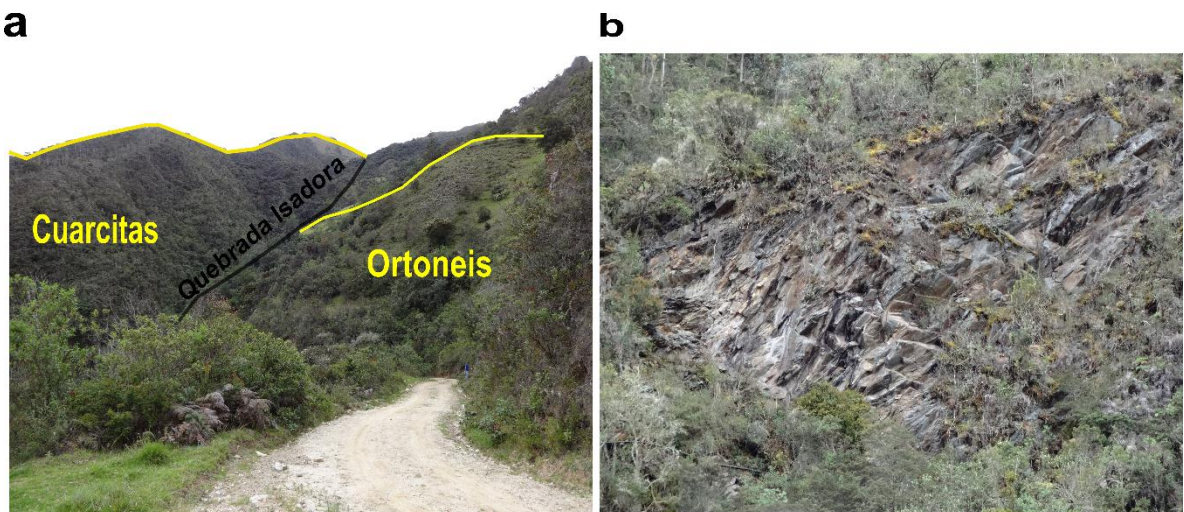
En los alrededores de Mutiscua, afloran las rocas del Ortoneis principalmente en dos cuerpos, uno se dispone en dirección N-S y el otro cuerpo se dispone como una masa. Ambos cuerpos se encuentran en contacto neto de tipo intrusivo con los Esquistos del Silgará. Los mejores afloramientos se encuentran a 10 kilómetros de Mutiscua en dirección NW en la vereda Sucre, sobre la Quebrada Isadora, como se muestra en la figura 3. Las rocas del Ortoneis en este sector

presentan tonalidad blanco, gris claro, crema y verde oscuro, con débil desarrollo de la foliación. La estructura de la roca es neisica y ocasionalmente ojosa o masiva y augen. Litológicamente consta de neis pelítico, neis máfico y neis cuarzo-feldespático predominando el primero. La dirección de foliación de la roca con es NW. En esta zona el Ortoneis se encuentra asociado a los Esquistos del Silgará. El contacto es fallado entre cuerpos de cuarcitas plegadas de los Esquistos del Silgará y el Ortoneis.

Este tipo de ortoneis se diferencia de los anteriores por su mayor tamaño de grano, característica que posiblemente puede estar ligada al protolito.

En ocasiones, se observan cuerpos de pegmatitas y venas intruyendo y cortando al Ortoneis de manera concordante y discordante con la dirección principal de la foliación.

Figura 3. Afloramiento del Ortoneis en el Sector de Mutiscua. (a) contacto fallado entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis en dirección de la Quebrada la Isadora. (b) Detalle de las cuarcitas plegadas.



5.3 SECTOR DE BERLÍN-RANCHADERO-SILOS

El Ortoneis en el sector de Berlín aflora como cuerpos en dirección NE-SW y N-S encontrándose intruído por la Cuarzo-monzonita de Santa Bárbara y en contacto fallado con los Esquistos del Silgará. En el sector de Ranchadero, a ocho kilómetros al NE aproximadamente de Berlín, aflora una masa de Ortoneis que se encuentra limitado al SW por la falla Rio Charta, al oeste por la Quebrada Los Ranchos y al este por la Quebrada Las Minas.

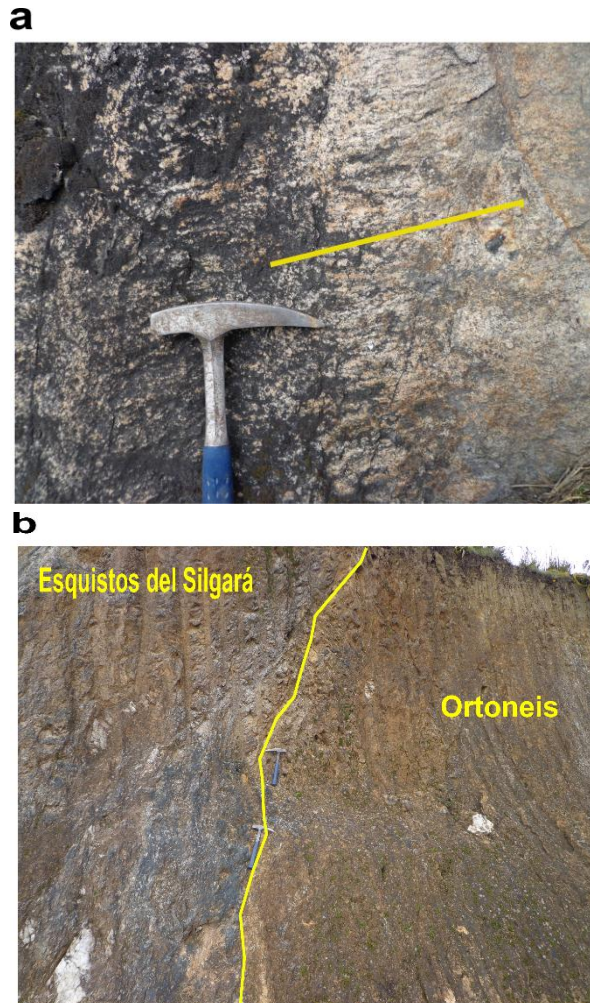
Finalmente, a cinco kilómetros en dirección NW del municipio de Silos, aflora una masa de Ortoneis que se encuentra de forma concordante con los Esquistos del Silgará, estas características se pueden observar en la figura 1.

En Berlín, los mejores afloramientos se encuentran sobre la vía Berlín-Pamplona. Las rocas del Ortoneis en este sector, presentan tonalidad gris claro, pardo y negro, con buen desarrollo de la foliación (ver figura 4a).

Litológicamente el Ortoneis consta de neis pelítico y neis cuarzo-feldespático. La estructura de la roca varía de neisica a masiva, predominando la primera.

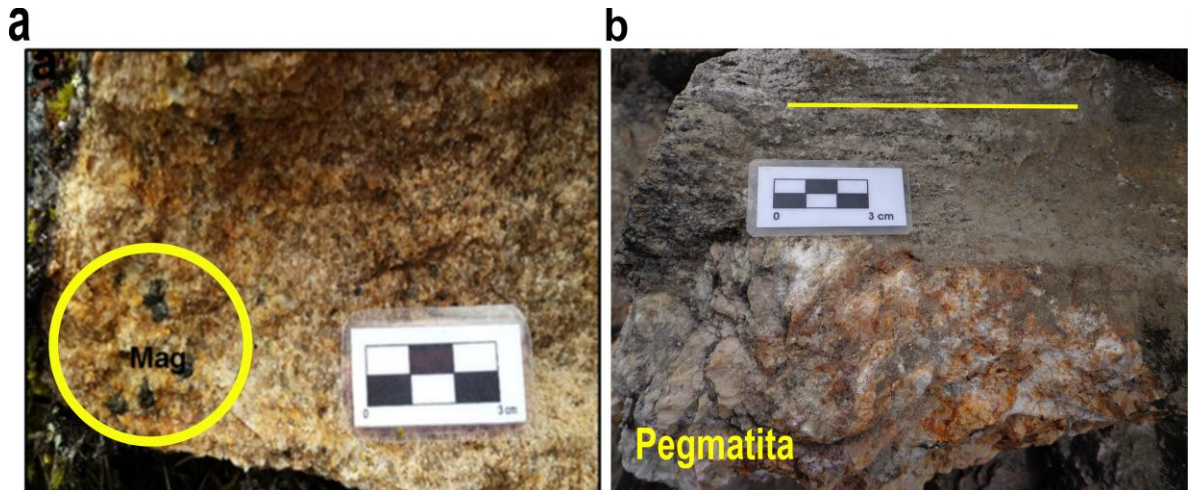
La foliación de la roca es NW. Las relaciones de campo del Ortoneis con los Esquistos del Silgará evidencian que el contacto entre estas dos litologías es fallado (ver figura 4b).

Figura 4. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Berlín. (a) Dirección de foliación en dirección NW. (b) contacto fallado entre los Esquistos del Silgará y el ortoneis.



En Ranchadero, las rocas del Ortoneis presentan tonalidad blanco, gris y negro, con buen desarrollo de la foliación. Litológicamente el Ortoneis consta de neis pelítico (ver figura 5a). La estructura de la roca es neisica con dirección de foliación NW. En sectores donde la meteorización es predominante la roca presenta tonalidad amarilla. Cuerpos de pegmatitas se presentan intruyendo al ortoneis de forma concordante y discordante con la dirección principal de la foliación, como se observa en la figura 5b.

Figura 5 Neis biotítico con magnetita. (a) Porfidoblastos de magnetita (Mag) en neis biotítico. (b) Pegmatita intruyendo de forma concordante al Ortoneis. (Siguiendo la foliación).



En Silos, el Ortoneis presenta tonalidad grisáceo a verdosa, con buen desarrollo de la foliación (ver figura 6). Litológicamente el Ortoneis consta de intercalaciones de neis máfico y neis pelítico, predominando los últimos, presencia de lentes esporádicos de anfibolitas concordantes con la dirección de la foliación principal del Ortoneis y afloramientos que se encuentran intruídos por pegmatitas en forma concordante con la foliación del neis. La estructura en las rocas es neisica con dirección de foliación NW. Se encuentran afloramientos altamente fracturados, posiblemente estando esta zona afectada por una falla en el mismo sentido del río Cáraba. Las relaciones de campo del Ortoneis con los Esquistos del Silgará muestran que el contacto entre estas dos litologías es neto, con direcciones de foliación concordantes, como se observa en la figura 7.

Figura 6. Foliación en dirección NW en el sector de Silos.

a



b

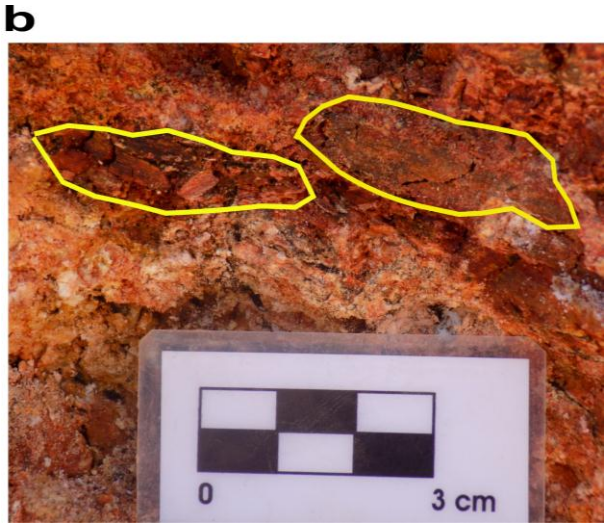


Figura 7. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Silos. (a) contacto concordante entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Intercalaciones de Neis biotítico con Neis hornblendico. (c) Intrusión de pegmatita concordante con la foliación y esquistosidad.



En el Páramo de Socotá el Ortoneis presenta tonalidad blanca y gris, con buen desarrollo de la foliación. Litológicamente el Ortoneis consta de neis cuarzo-feldespático. La estructura de la roca va desde neisica a masiva predominando la primera. Se encuentra asociado a los Esquistos del Silgará. La relación de campo entre estas dos litologías es de carácter neto e intrusivo, mostrando xenolitos de cuarcitas dentro del Ortoneis (Ver figura 8).

Figura 8. Afloramientos del Ortoneis en el Sector de Silos, Páramo de Socotá. (a) Carácter del contacto concordante entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis. (b) Xenolitos de cuarcitas en el Ortoneis.



6. PETROGRAFÍA

El estudio petrográfico se realizó considerando el sector donde afloran rocas del Ortoneis.

6.1 SECTOR DE PAMPLONA

Litológicamente el Ortoneis consta de intercalaciones de neises pelíticos y máficos, predominando los primeros y esporádicos cuerpos de anfibolita en forma de diques.

Las rocas del Ortoneis son de afinidad máfica (neis hornblendico y anfibolita) y pelítica (neis biotítico con moscovita y neis moscovítico).

En la tabla 1 se presenta un resumen de la composición mineralógica del Ortoneis.

Tabla 1: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Pamplona.

Tipo composicional	Litotipos	Muestras PCM	Composición Mineralógica (%)							
			Qtz	Bt	Pl	Hbl	Ms	Mc	Tur	Ttn
Máfico	Neis hornblendico	583.	19		58	22				1
	Anfibolita	70-71-73-78-99-541.	0-11		34-44	38-47	0-10			0-6
Pelítico	Neis biotitico con moscovita	4-7-13-14-72.	35-40	18-35	9-32		3-18	4-12	0-2	
	Neis moscovitico	3-50.	41		19-40		36-60			

A continuación se describen los litotipos presentes en el sector de Pamplona.

6.1.1 Neis hornblendico: Roca homeoblástica con tamaño de grano medio, foliación bien desarrollada, definida por la orientación preferencial de la hornblenda. Las bandas leucocráticas de cuarzo y plagioclasa están intercaladas con bandas melanocráticas de hornblenda.

Cuarzo: Ocurre como Individuos xenoblásticos a subidioblásticos y agregados granulares en cuyos bordes se evidencian procesos de recristalización. En algunos individuos de cuarzo se observan inclusiones de biotita orientadas al azar. El cuarzo está asociado principalmente a plagioclasa en contacto neto de tipo suturado.

Plagioclasa – (Labradorita): Se presenta como individuos xenoblásticos a subidioblásticos. En la mayoría de individuos se aprecia la macla polisintética. La plagioclasa se asocia principalmente a cuarzo y hornblenda en contacto neto longitudinal principalmente.

Se observa una leve sericitización en algunos de los cristales de plagioclasa.

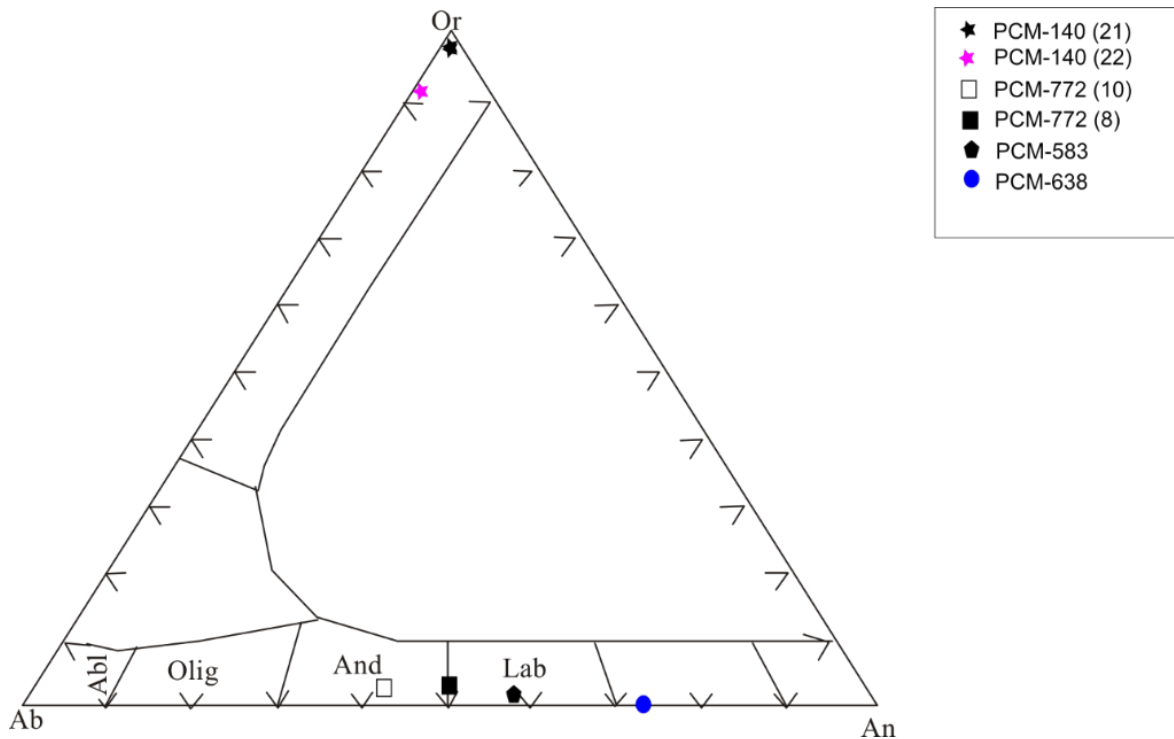
El análisis de química mineral indica que la plagioclasa de la muestra PCM-583 es labradorita de acuerdo con la clasificación de Deer *et al* (1966)⁵⁸ (ver figura 9 y tabla 2).

⁵⁸ DEER, W.A; HOWIE R.A and ZUSSMAN, J. An Introduction to Rock-Forming Minerals. 17th Edn. Longman Ltd. 1966. 528p, Cited by NYARKO *et al*. Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. Research Journal of Environmental and Earth Sciences 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

Tabla 2. Composición química de la plagioclasa y hornblenda en la muestra PCM-583.

Muestra	Neis hornblendico (PCM-583)	
Mineral	Pl	Mg-Hbl
Componentes	Análisis 43	Análisis 42
SiO₂	57,45	45,26
TiO₂	0,00	0,61
Al₂O₃	27,29	10,75
Fe₂O₃	---	0,93
FeO	0,10	13,29
MnO	0,00	0,16
MgO	0,01	11,86
CaO	9,21	12,84
Na₂O	6,41	1,21
K₂O	0,13	0,58
Cr₂O₃	0,00	0,00
Total	100,60	97,48
Cationes/O	8	23
Si	2,562	6,685
Ti	0,000	0,068
Al	1,434	1,871
Fe³⁺		0,103
Fe²⁺	0,004	1,645
Mn	0,000	0,020
Mg	0,001	2,612
Ca	0,440	2,032
Na	0,554	0,346
K	0,007	0,109
Cr	0,000	0,000
Total	5,002	15,492
XMg		0,61
XAn	0,44	

Figura 9. Composición de los feldespatos del Ortoneis en el diagrama Or-Ab-An de Deer *et al.* (1966).

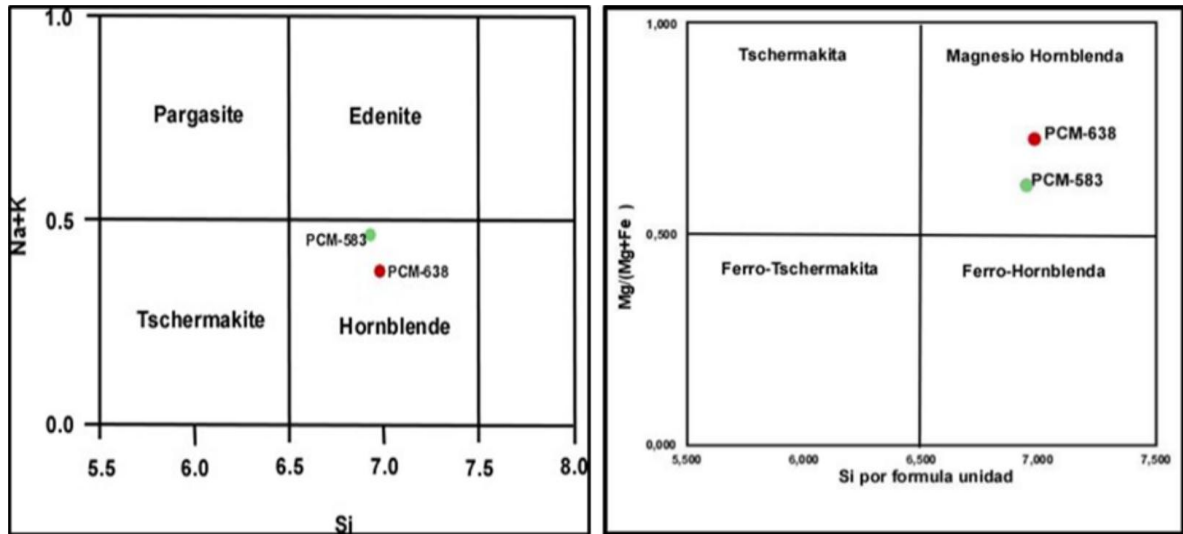


Hornblenda: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos, de forma columnar, alargados y con terminaciones irregulares, definiendo la foliación principal. Suele formar bandas monominerales. En algunos blastos se observan inclusiones de circón y esfena orientadas al azar. Se encuentra en contacto neto con cuarzo y plagioclasa.

De acuerdo con Leake (1997)⁵⁹, la hornblenda de la muestra PCM-583 es magnesio hornblenda (Ver figura 10). La composición química de la hornblenda se presenta en la tabla 2.

⁵⁹ LEAKE, B.E *et al.* Nomenclature of amphiboles. European Journal of Mineral. [Online]. 1997. p. 623-642. Cited by NYARKO *et al.* Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. Research Journal of Environmental and Earth Sciences 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

Figura 10. Clasificación del anfíbol para un neis hornblendico (muestra PCM-583) y una anfibolita (muestra PCM-638) según Leake (1997).



Los minerales accesorios circón y esfena ocurren como inclusiones dentro de la hornblenda.

La textura principal de la roca es nematogranoblástica, como se observa en la figura 11.

La paragénesis para este tipo de neises es: Qtz+Pl+Hbl.

6.1.2 Anfibolita: Se caracteriza por presentar buen desarrollo de la foliación en dirección NE y bandas cuarzofeldespáticas orientadas, las cuales son subparalelas e intercaladas con las bandas melanocráticas de hornblenda.

Hornblenda: Se observa como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica y ocasionalmente pseudo hexagonales. Localmente este mineral se observa oxidándose hacia los centros y entre los planos de exfoliación se observa la presencia de un polvo de color negro posiblemente producto de la oxidación. En general los individuos presentan inclusiones de plagioclasa, cuarzo y esfena sin

orientación preferencial Se asocia principalmente con plagioclasa en contacto de tipo reaccional en la mayoría de los casos, con cuarzo en contacto neto de tipo longitudinal y en algunos casos suturado.

Plagioclasa: Individuos xenoblásticos a subidioblásticos, algunas veces con maclado polisintético. La plagioclasa se asocia principalmente con hornblenda en contacto de tipo reaccional, con cuarzo en contacto neto de tipo suturado, con muscovita en contacto neto de tipo longitudinal y esfena en contacto neto longitudinal a suturado.

Localmente este mineral se encuentra alterando a sericita, epidota y clinozoicita. La sericita, se distribuye uniformemente sobre los granos, la epidota se observa como dos generaciones, la primera generación se presenta como agregados granulares, localizada principalmente hacia los bordes de la plagioclasa y en los contactos con la hornblenda, la segunda generación, se observa como individuos de mayor tamaño producto de la recristalización de los agregados granulares. Este mineral producto de la alteración, se observa también formando coronas de reacción en minerales como hornblenda, donde está en asociación con clinozoicita. Finalmente la clinozoicita, se observa como individuos incoloros, de relieve alto, birrefringencia moderada, colores azules, a amarillos, asociados con epidota y localizados hacia los contactos de plagioclasa y hornblenda principalmente.

Cuarzo: Ocurre como Individuos de forma xenoblástica a subidioblástica, asociado principalmente a hornblenda y plagioclasa en contacto neto de tipo suturado.

Muscovita: Individuos de forma subidioblástica. Se asocia principalmente a plagioclasa en contacto neto de tipo longitudinal en su mayoría y suturado en poca

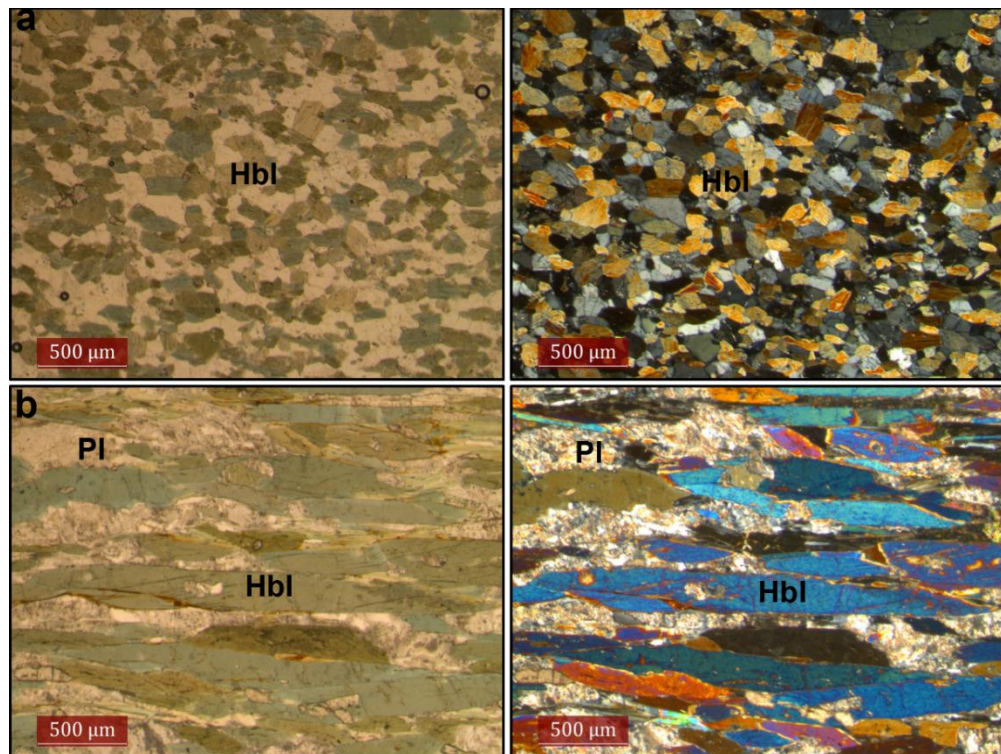
proporción, con cuarzo y hornblenda en contacto neto de tipo longitudinal y suturado.

Esfena: Individuos de color pardo, de forma xenoblástica, relieve muy alto, birrefringencia fuerte, asociada principalmente a plagioclasa en contacto neto de tipo suturado y a la epidota de alteración.

La textura principal es granonematoblástica (Ver figura 11) aunque localmente se observan texturas poiquiloblásticas, kelifíticas y porfidoblásticas en matriz granonematoblástica.

La paragénesis principal de la roca es Hbl+Pl+Qtz+Ms.

Figura 11. Texturas principales de las rocas máficas. (a) Textura nematogranoblástica en un neis hornblendico, foto en PPL y XPL. (b) Textura granonematoblástica en una anfibolita, tomada en PPL y XPL.



6.1.3 Neis biotítico con moscovita: Esta variedad composicional se caracteriza por presentar bandas leucocráticas de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, alternadas con bandas melanocráticas de biotita y moscovita, definiendo una dirección de foliación, la cual engloba porfidoblastos de plagioclasa, microclina y agregados de cuarzo. El tamaño de grano predominante en la roca es de medio a grueso.

Cuarzo: Se presenta como individuos xenoblásticos a subidioblásticos y como agregados de mayor tamaño, los cuales están sufriendo procesos de recristalización.

Es posible observar algunas inclusiones de biotita al azar. Se asocia principalmente a biotita y moscovita en contacto neto de tipo longitudinal, y a plagioclasa y microclina en contacto neto de tipo suturado.

Biotita: Se observa como agregados de forma subidioblástica principalmente, asociada con cuarzo, plagioclasa y microclina en contacto neto de tipo longitudinal a suturado y con muscovita en contacto principalmente neto de tipo longitudinal.

Plagioclasa: Ocurre como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica, con maclado polisintético. La plagioclasa se asocia principalmente con cuarzo, biotita, microclina y muscovita en contacto neto de tipo longitudinal principalmente.

Este mineral se encuentra alterando parcialmente a sericita y se distribuye uniformemente sobre los granos.

Muscovita: Individuos subidioblásticos, los cuales presentan inclusiones de cristales pequeños de biotita y cuarzo orientados al azar. Se asocia principalmente con biotita en contacto neto de tipo longitudinal y con microclina, plagioclasa y cuarzo en contacto neto de tipo longitudinal a suturado.

Microclina: Se presenta como individuos en dos generaciones; la primera, microclina 1, son individuos xenoblásticos a subidioblásticos, maclado en rejilla y asociada a cuarzo, moscovita, biotita y plagioclasa en contacto neto de tipo longitudinal a suturado. La segunda generación, microclina 2, se presenta como porfidoblastos, de forma xenoblástica, maclado en rejilla y con inclusiones de pequeños cristales de cuarzo.

Turmalina: Se observa como individuos xenoblásticos y asociada a biotita, cuarzo y plagioclasa en contacto neto de tipo suturado.

Para esta variedad, la textura principal es lepidogranoblástica aunque localmente se observan texturas poiquiloblástica, pertítica y mirmequitica, como se observa en la figura 12.

Las paragénesis principales de la roca son $Bt+Ms+Qtz$; $Ms+Bt+Qtz+Pl+Mc$; $Mc+Pl+Qtz$.

Neis moscovítico: Esta variedad composicional se caracteriza por presentar bandas leucocráticas de plagioclasa y cuarzo, alternadas con bandas melanocráticas de moscovita.

Cuarzo: Ocurre como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica, asociado principalmente a plagioclasa en contacto neto de tipo suturado y a muscovita en contacto neto de tipo longitudinal a suturado.

Muscovita: Se observa como individuos xenoblásticos a subidioblásticos. En este mineral es posible observar sobre los planos de exfoliación la presencia de un polvo de color negro. Se encuentra asociado principalmente a cuarzo, en contacto neto de tipo longitudinal y suturado.

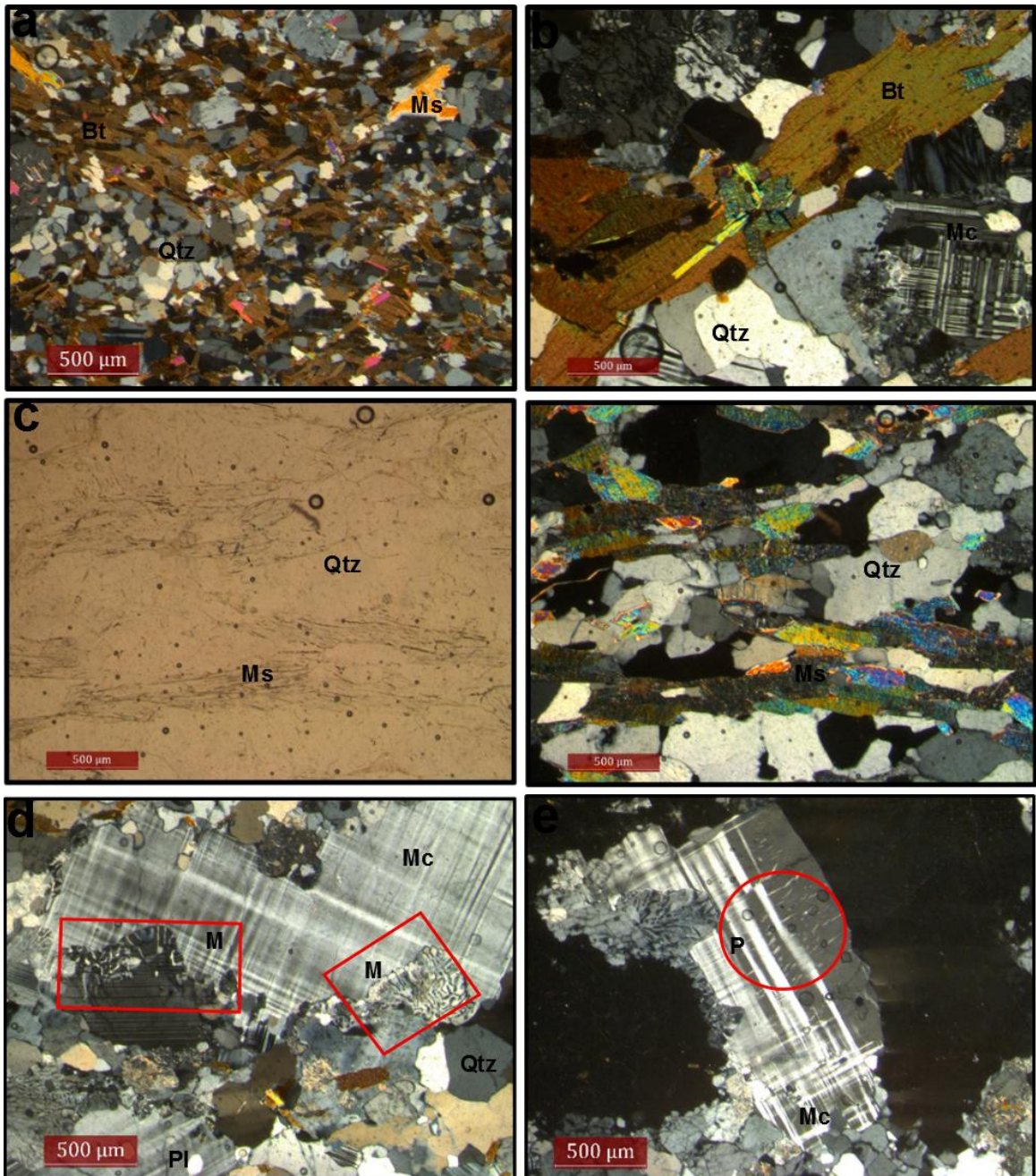
Plagioclasa: Se observa como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica, con maclado polisintético. Se asocia principalmente a cuarzo en contacto neto de tipo suturado y a muscovita en contacto neto de tipo longitudinal a suturado.

Localmente es posible observar algunos cristales de plagioclasa que se encuentran alterado a sericita.

La textura principal es lepidogranoblástica (Ver figura 12). Las texturas pertítica y mirmequitica también se encuentran presentes en este tipo de composición.

Las paragénesis principales de la roca son $Ms+Qtz+Pl\pm Mc$ y $Ms+Qtz$.

Figura 12. Principales texturas en las rocas pelíticas en el sector de Pamplona. (a) Textura lepidogranoblástica en un neis biotítico con moscovita. (b) Textura lepidogranoblástica en un neis biotítico. (c) Textura lepidogranoblástica en un neis moscovítico, foto en PPL y XPL. (d) Textura Mirmequitica (M). (e) Textura Pertítica (P) en una microclina.



6.1.4 Pegmatita: Son rocas que cortan la unidad Ortoneis de forma concordante y discordante con la dirección de la foliación principal. Generalmente presentan texturas graníticas, mirmequíticas, poiquilíticas y pertíticas. Se componen principalmente de cuarzo (30%), plagioclasa (20-30%), microclina (12%) y muscovita (10%) como minerales principales; granate (0-2%) y turmalina (0-2%) como minerales accesorios y sericita y epidota como minerales secundarios.

Análisis geoquímicos de roca total realizados a cinco muestras: Metagabro (PCM-5); Neis biotítico (PCM-7; PCM-13); Anfibolita (PCM-99); y neis cuarzo-feldespático (PCM-560) arrojaron una clasificación de cuarzo-diorita para los neises, según el diagrama de Cox *et al* (1979)⁶⁰, para rocas plutónicas (TAS). Según el diagrama de Cox *et al* (1979)⁶¹, para rocas volcánicas (TAS) el metagabro y la anfibolita son de un magma básico, específicamente de un basalto. Según el diagrama Shand (1943)⁶² los neises son de carácter peraluminoso y la anfibolita metaluminoso.

6.2 SECTOR DE MUTISCUA

Litológicamente este sector consta de neis pelítico, neis máfico y neis cuarzo-feldespático predominando el primero.

Las rocas del Ortoneis son de afinidad máfica (neis hornblendico y anfibolita), cuarzo-feldespática (neis cuarzo-feldespático con biotita y neis cuarzo-feldespático) y pelítica (neis biotítico y neis biotítico con sillimanita).

⁶⁰ COX K.G; BELL J.D and PANKHURS R.J. The Interpretation of igneous rocks. Gerorge, Allen and Unwin, London, cited by ROLLINSON, Hugh. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Pearson, 1993.

⁶¹ Ibid.

⁶² SHAND, S.J. 1943. Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits. Wiley, New York. Cited by ROLLINSON, Hugh. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Pearson, 1993

En la tabla 3 se presenta un resumen de la composición mineralógica del Ortoneis de Mutiscua.

Tabla 3: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Mutiscua.

Tipo composicional	Litotipos	Muestras PCM	Composición Mineralógica (%)												
			Qtz	Bt	Pl	Hbl	Or	Ep	Czo	Ms	Ttn	Crn	Zrn	Op	Tur
Máfico	Neis hornblendico	761-801	4	10	14	60					1	0.2			
	Anfibolita	638-744-768-771-775-778		2-5	23-27	54-56		1-5			1-3				
Cuarzo-feldespático	Neis cuarzo-feldespático con biotita	753-784-790-798	34-40	8-16	21-33		18-28			0-1	0-0.2	0.2-0.4	0.2-0.4	0-0.4	
	Neis cuarzo-feldespático	803	41		15	2	41	0.4	0.2		0.4				
Pelítico	Neis biotítico	107-119-751-757140-667-757-758-759-763-764-767-769-770-772-776-779-781-802-810-811-812-813-875	30-40	15-20	15-25	0-5	10-20				0-3				0-1

A continuación se describen los litotipos presentes en el sector de Mutiscua.

6.2.1 Neis Hornblendico: Son rocas de color verde oscuro a negro y con estructura masiva o una foliación poco marcada. El tamaño de grano varía de fino a medio.

Hornblenda: Individuos subidioblásticos de hábito prismático, con bordes longitudinales lisos o ligeramente ondulados y terminaciones irregulares. Presentan una dirección de exfoliación paralela a su eje longitudinal o pseudo hexagonales con bordes lisos o moderadamente irregulares y dos direcciones de exfoliación en ángulo de 60°; en menor proporción se encuentran como individuos xenoblásticos con forma y bordes irregulares que pueden presentar una o dos direcciones de exfoliación o la exfoliación puede estar totalmente ausente. El tamaño de grano varía entre 0.3 y 1.5 mm de largo. Está asociada y en contacto neto principalmente con la plagioclasa, biotita y en menor proporción con el cuarzo, epidota y muscovita.

Ocasionalmente se observa transformada a clorita siendo principalmente evidente en los individuos de hábito prismático y a lo largo de las trazas de exfoliación.

Plagioclasa: Se encuentra como individuos xenoblásticos, con bordes ligeramente irregulares, generalmente maclados o con la macla totalmente ausente y un tamaño de grano que varía entre 0.2 y 0.3mm de largo. Está asociada y en contacto neto principalmente con la hornblenda, el cuarzo y en menor proporción con la biotita y la epidota.

Suele observarse ligeramente alterada a sericita y a la vez la sericita parcialmente recristalizada a moscovita.

Biotita: Individuos subidioblásticos de forma tabular con bordes longitudinales lisos y terminaciones irregulares o dentadas y un tamaño de grano que varía entre 0.2 y 0.6mm de largo. Ocasionalmente contiene inclusiones de cuarzo redondeadas y sin distribución preferencial y en menor proporción algunas de corindón. Está asociada principalmente con la hornblenda y plagioclasa. Suele observarse algo alterada a clorita principalmente hacia sus terminaciones dentadas y siguiendo las trazas de exfoliación.

Cuarzo: Individuos xenoblásticos con bordes irregulares o ligeramente ondulados. Suelen estar en su mayoría diseminados o localmente formando pequeños agregados con bordes moderadamente entrelazados. Presenta tamaño de grano que varía entre 0.2 y 0.5mm de largo. Está asociado principalmente con la hornblenda, plagioclasa y ocasionalmente con la epidota y la biotita.

Epidota: Individuos xenoblásticos de forma irregular, ligeramente alargados, con bordes irregulares, una dirección de exfoliación perfecta paralela a su eje longitudinal y un tamaño de grano que varía entre 0.1 y 0.3mm de largo. Se encuentra en forma diseminada y está asociada principalmente con la hornblenda, plagioclasa y cuarzo.

Corindón: El corindón ocurre como inclusiones en la biotita las cuales son ligeramente alargadas y orientadas a lo largo de las trazas de exfoliación del mineral huésped.

La textura predominante es granonematoblástica, como se observa en la figura 13. Los prismas de hornblenda son paralelos a subparalelos adoptando una disposición entrecruzada y distribuidos uniformemente en toda la roca. La biotita aunque es de menor tamaño que la hornblenda se encuentra diseminada adoptando una disposición paralela con la dirección general de orientación.

El cuarzo en su mayoría se encuentra diseminado pero localmente puede formar solo o junto con la plagioclasa pequeños agregados con márgenes moderadamente entrelazados o con textura en mosaico. Los individuos alargados de epidota también adoptan una orientación paralela con la dirección de orientación predominante en la roca.

La paragénesis principal de la roca es Hbl+Pl+Bt+Qtz.

6.2.2 Anfibolita

Hornblenda: Hay dos variedades de hornblenda, la hornblenda 1 son cristales de tamaño grueso, bordes irregulares, con inclusiones de plagioclasa de forma subredondeada y sin exfoliación. La hornblenda 2 se presenta como individuos subidioblásticos, de bordes rectos y caras cristalográficas bien definidas y tamaño medio en promedio. Se encuentra asociada a plagioclasa 2 y biotita.

De acuerdo con la clasificación de Leake (1997), la hornblenda es variedad magnesio hornblenda (muestra PCM-638) como se ilustró en la figura 10. La composición química de la hornblenda se presenta en la tabla 4.

Tabla 4. Composición química de la hornblenda, plagioclasa y biotita en la muestra PCM-638.

Muestra	Anfibolita (PCM-638)			
Mineral	Mg-Hbl	Pl	Bt	Bt
Componentes	Análisis 26	Análisis 25	Análisis 27	Análisis 29
SiO ₂	47,59	52,91	37,13	37,53
TiO ₂	0,55	0,00	3,07	2,81
Al ₂ O ₃	10,27	29,85	15,66	15,82
Fe ₂ O ₃	1,16	---	---	---
FeO	9,50	0,09	12,80	13,01
MnO	0,15	0,01	0,13	0,13

Muestra	Anfibolita (PCM-638)			
Mineral	Mg-Hbl	Pl	Bt	Bt
Componentes	Análisis 26	Análisis 25	Análisis 27	Análisis 29
MgO	14,07	0,00	15,11	15,09
CaO	12,53	12,40	0,02	0,01
Na ₂ O	0,94	4,56	0,36	0,46
K ₂ O	0,55	0,06	8,80	8,84
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,04
Total	97,37	99,88	93,08	93,74
Cationes/O	23	8	22	22
Si	6,87	2,39	5,59	5,62
Ti	0,06	0,00	0,34	0,31
Al	1,74	1,59	2,78	2,79
Fe ³⁺	0,12	---	---	---
Fe ²⁺	1,15	0,00	1,61	1,62
Mn	0,02	0,000	0,02	0,02
Mg	3,02	0,00	3,39	3,37
Ca	1,93	0,60	0,00	0,00
Na	0,26	0,40	0,10	0,13
K	0,10	0,00	1,69	1,68
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,31	5,00	15,56	15,57
XMg	0,72	0,60	0,68	0,67

Plagioclasa: Se presentan dos variedades de plagioclasa, la primera variedad, (plagioclasa 1), son individuos de tamaño grueso, de bordes irregulares asociados a la hornblenda 1. La segunda variedad, (plagioclasa 2), se encuentra como individuos xenoblásticos a subidioblásticos, con predominio de los primeros, de borde irregulares y de tamaño medio a fino. El maclado polisintético es frecuente.

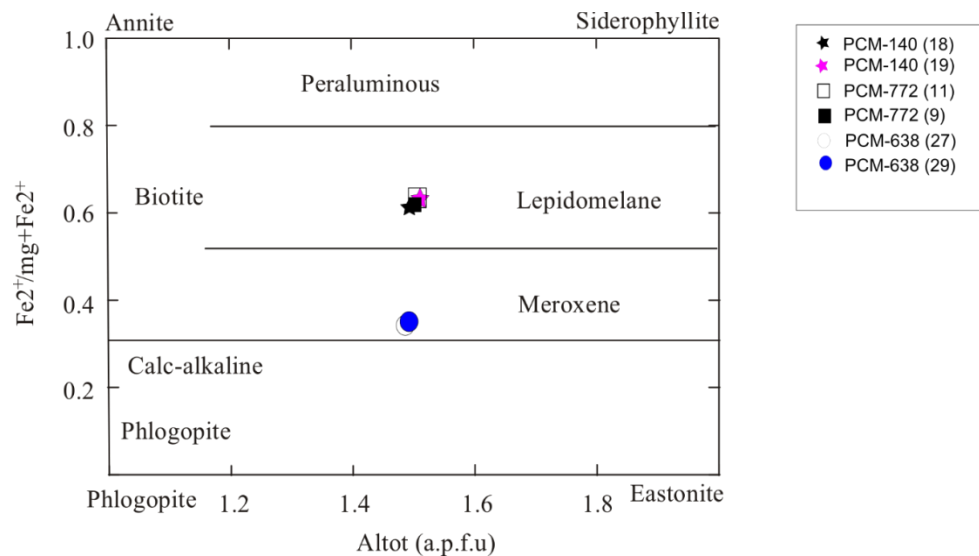
La mayoría se encuentra alterada a sericita y en ocasiones se encuentra epidotizada.

El tipo de plagioclasa en la muestra PCM-638 perteneciente a una anfibolita, se obtuvo mediante el diagrama de Deer *et al.* (1966)⁶³, el cual arrojó una plagioclasa tipo bytownita, (Ver figura 9). La composición química de la plagioclasa se presenta en la tabla 5.

Biotita: Son cristales de forma tabular, subidioblásticos, de bordes rectos, en ocasiones irregulares y de límites definidos. Se encuentra alterando a clorita y en ocasiones hay un reemplazamiento total, evidenciando un proceso de metamorfismo retrógrado fuerte.

El tipo de biotita de acuerdo con Tröger (1982)⁶⁴, es Meróxeno muestra PCM-638 se obtuvo mediante el diagrama del cual arrojó una composición Meróxeno, (Ver figura 13) La composición química de la biotita se presenta en la tabla 6.

Figura 13. Composición química de la biotita en el diagrama de Tröger., (1982).



⁶³ Deer *et al.* Op cit.

⁶⁴ TROGER, W.E. Optische Bestimmung Der Gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 1982. pp: 822, Cited by NYARKO *et al.* Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. Research Journal of Environmental and Earth Sciences 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

Epidota: Se encuentran individuos de dos generaciones; los de la primera generación son cristales subidioblásticos, de forma tabular, bordes rectos y asociados a hornblenda 2, plagioclasa 2 y biotita.

Los individuos de segunda generación, son xenoblásticos, de bordes irregulares, tamaño pequeño y asociados a venillas de clorita que evidencian un evento hidrotermal tardío.

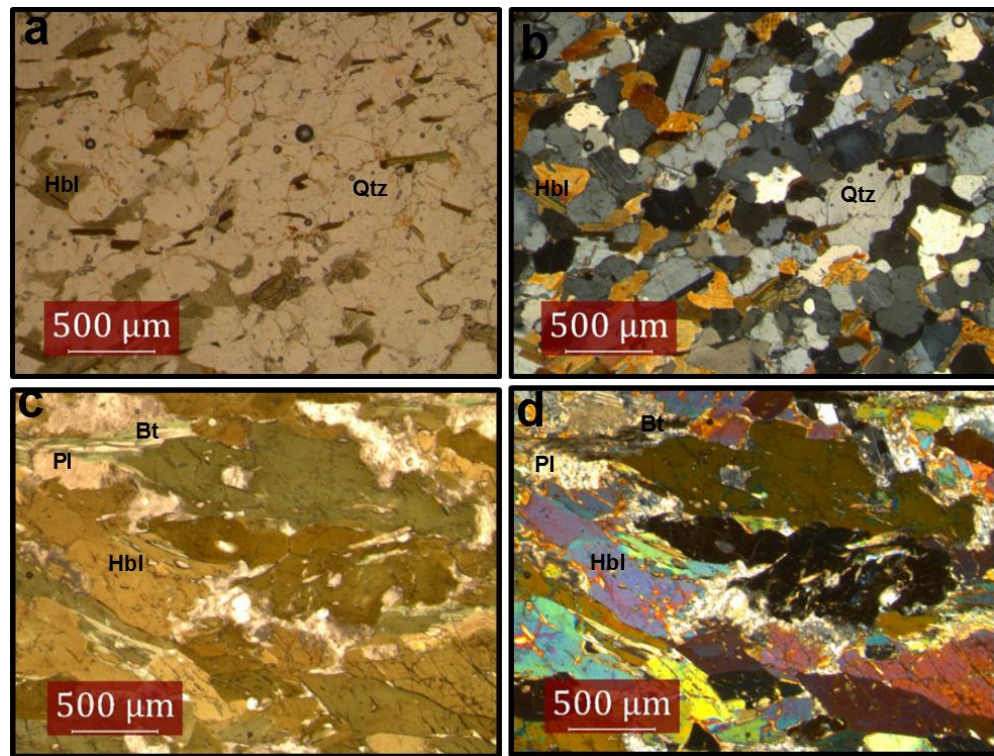
La epidota de primera generación, se presenta como mineral accesorio o como mineral de segundo orden.

Esfena: Individuos xenoblásticos a subidioblásticos, de bordes rectos a irregulares, con un tamaño de grano que varía entre fino a medio.

La textura predominante es la Nematoblástica, definida principalmente por la disposición de minerales de hábito laminar y tabular como las biotitas y las hornblendas orientadas paralelamente entre sí al eje mayor, estas texturas se muestran en la figura 14.

Las paragénesis principales de la roca son: $PI1+Hbl1$ y $Hbl2+PI2+Bt+Ep2$.

Figura 14. Principales texturas en el neis máfico. (a) Textura granonematoblástica en un neis hornblendico, foto en PPL (b) Textura granonematoblástica en un neis hornblendico, foto en XPL. (c) Textura Nematoblástica en una anfibolita, foto en PPL. (d) Textura Nematoblástica en una anfibolita, foto en XPL.



6.2.3 Neis Cuarzo-feldespático con biotita: Suele presentar buen desarrollo de la foliación, los tamaños de grano varían de fino a medio. Esta variedad presenta bandas leucocráticas de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa intercaladas con bandas melanocráticas de biotita.

Cuarzo: Individuos que varían desde xenoblásticos con bordes irregulares en su mayoría hasta subidioblásticos con bordes irregulares a lisos y rectos en menor proporción. Presenta un tamaño de grano entre 0.3 y 3.0 mm de largo. Ocasionalmente los granos de cuarzo se observan ligeramente alargados y orientados en la dirección de foliación.

Suele tener inclusiones principalmente de biotita las cuales pueden ser de forma tabular hasta irregular y ligeramente alargadas, todas orientadas en el sentido de la foliación; ocasionalmente contiene inclusiones de ortoclasa, muscovita y corindón y está asociado en contacto neto principalmente con la plagioclasa y la ortoclasa en muchas ocasiones formando uniones triples así como la biotita.

Plagioclasa: Individuos que varían desde xenoblásticos en su mayoría, con bordes irregulares hasta individuos subidioblásticos con bordes moderadamente irregulares a lisos y rectos y en general con un tamaño de grano que varía entre 0.2 y 1.0 mm de largo. La macla en su mayoría es polisintética puede estar totalmente ausente.

Ocasionalmente contiene inclusiones redondeadas de cuarzo distribuidas al azar y menos frecuentemente inclusiones de circón de hábito prismático y de biotita tabulares con sus bordes longitudinales lisos y terminaciones redondeadas y con tendencia a estar orientadas con su eje longitudinal paralelo a la dirección de foliación.

En muchos casos se presenta intercrecimiento mirmequítico con el cuarzo y suele estar levemente alterada a sericita principalmente hacia los bordes o a manera de pequeños parches. Está asociada y en contacto neto principalmente con el cuarzo, ortoclasa y la biotita.

Ortoclasa: Se presenta en su mayoría como individuos xenoblásticos con bordes irregulares o en menor proporción como individuos subidioblásticos pseudo hexagonales con bordes irregulares o rectos y lisos, el tamaño de grano en general varía entre 0.2 y 2.0 mm de largo; comúnmente contiene inclusiones redondeadas de cuarzo y ocasionalmente algunas de biotita de forma irregular o tabular y sin orientación preferencial.

Suele observarse intercrecimiento peritítico con la plagioclasa y presentar una ligera alteración caolinítica, además está asociada principalmente con la plagioclasa, cuarzo y biotita.

Biotita: Se puede presentar en su mayoría como agregados estrechos y alargados en la dirección de foliación o en menor proporción diseminada entre los agregados de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa como individuos subidioblásticos de hábito tabular con bordes longitudinales rectos y terminaciones irregulares o dentadas y adoptando la misma orientación. El tamaño de grano varía entre 0.2 y 1.5 mm de largo.

Suele contener inclusiones de circón que pueden ser prismáticas, ligeramente elipsoidales o de forma irregular orientadas a lo largo de las trazas de exfoliación o sin orientación preferencial y ocasionalmente formando halos pleocróicos, puede contener también inclusiones de cuarzo redondeadas o ligeramente alargadas e igualmente orientadas y algunas de esfena de forma irregular, y parcialmente incluidas hacia los bordes.

En algunos casos se observa moderadamente alterada a clorita principalmente hacia los bordes y terminaciones delgadas a lo largo de las trazas de exfoliación y en otras oportunidades suele estar siendo sustituida por la muscovita. Está asociada y en contacto neto con el cuarzo, ortoclasa y plagioclasa.

Muscovita: Se presenta como individuos subidioblásticos, con bordes longitudinales lisos y terminaciones irregulares asociada principalmente con los agregados de biotita y en menor proporción diseminada entre los agregados de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa; ocasionalmente se encuentran algunos individuos xenoblásticos en forma de escamas, sin orientación preferencial y diseminados entre los márgenes del cuarzo, plagioclasa y ortoclasa. El tamaño de grano varía entre 0.1 y 0.9 mm de largo.

Corindón: Se encuentra como individuos xenoblásticos redondeados o de forma irregular, con bordes lisos o levemente ondulados y principalmente diseminados entre los agregados de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa o en ocasiones parcialmente incluidos en la biotita. El tamaño de grano varía entre 0.1 y 0.2 mm de largo.

Esfena: Individuos xenoblásticos de forma irregular, diseminados y generalmente muy alterados a leucoxeno principalmente hacia los bordes de los individuos. En ocasiones la alteración adquiere una zonación siendo de un color rojo claro hacia el centro del cristal, variando a rojo oscuro hacia los bordes y finalmente casi opaco. El tamaño de grano oscila entre los 0.1 y 0.5 mm de largo.

Circón: Individuos que varían desde xenoblásticos de forma irregular o ligeramente elipsoidal hasta subidioblásticos de hábito prismático con bordes longitudinales lisos y terminaciones irregulares; se puede encontrar diseminado entre los agregados de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa o como inclusiones en la biotita. El tamaño de grano varía entre 0.1 y 0.3 mm de largo.

Minerales Opacos: Individuos xenoblásticos de forma irregular o subidioblásticos de forma tabular, generalmente asociados con la biotita y ocasionalmente diseminados entre el cuarzo, ortoclasa y plagioclasa; el tamaño de grano varía entre 0.1 y 0.3 mm de largo.

La textura predominante es lepidogranoblástica con la biotita orientada en franjas bien definidas en la dirección principal de la foliación y en menor proporción diseminada e igualmente orientada. Los agregados de cuarzo y feldespato pueden presentar texturas en mosaico con múltiples uniones triples o los márgenes moderadamente entrelazados. Ocasionalmente el cuarzo suele formar agregados elipsoidales que le dan a la roca una estructura ojosa. Los granos de cuarzo exhiben generalmente una extinción ondulosa.

Se han observado intercrecimientos pertíticos y mirmequíticos y en ocasiones intercrecimiento entre la biotita y la muscovita. La esfena puede presentar una zonación al alterarse a leucoxeno, estas características se presentan en la figura 15.

La paragénesis principal de la roca es Qtz+Pl+Bt+Or

6.2.4 Neis Cuarzo-feldespático: Son rocas con estructura neisica, de color blanco a gris claro y tamaños de grano de fino a medio. La foliación de la roca está formada principalmente de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa.

Cuarzo: Se presenta como individuos xenoblásticos con bordes irregulares y extinción ondulosa, el tamaño de grano varía entre 0.1 y 3.3 mm de largo. Ocasionalmente contiene inclusiones de plagioclasa y está asociado y en contacto irregular principalmente con la ortoclasa y plagioclasa y en menor proporción con la hornblenda, epidota y clinzoicita.

Ortoclasa: Individuos xenoblásticos con bordes irregulares a ligeramente ondulados y un tamaño de grano que varía entre 0.1 y 3.0 mm de largo. Suele presentar intercrecimiento pertítico con la plagioclasa y ocasionalmente contiene inclusiones de hornblenda. Está asociada principalmente con el cuarzo y la plagioclasa en contacto irregular a ligeramente curvo y en menor proporción con la hornblenda y la epidota.

Plagioclasa: Se presenta como individuos xenoblásticos con bordes irregulares a individuos subidioblásticos con bordes rectos y lisos a irregulares; la macla generalmente es la polisintética o puede estar probablemente ausente; el tamaño de grano en general varía entre 0.3 y 0.9 mm de largo.

Suele formar pertitas en la ortoclasa o presentar intercrecimiento mirmequítico con el cuarzo. También pueden contener inclusiones de cuarzo redondeadas o de formas irregulares y dispuestas al azar.

Hornblenda: Individuos en su mayoría xenoblásticos con bordes irregulares y en menor proporción subidioblásticos tabulares con bordes longitudinales ligeramente ondulados a rectos y terminaciones irregulares; El tamaño de grano varía entre 0.1 y 0.6 mm de largo. Está asociada y en contacto neto principalmente con la epidota, clinozoicita, ortoclasa y en menor proporción con la plagioclasa y el cuarzo.

Algunos individuos están alterados parcialmente a biotita principalmente hacia sus bordes.

Epidota: Individuos xenoblásticos de forma irregular, con bordes ondulados y un tamaño de grano que varía entre 0.1 y 0.5 mm de largo. Está asociada principalmente con la hornblenda y ocasionalmente con el cuarzo y la ortoclasa con todos en contacto neto.

Esfena: Individuos xenoblásticos de forma irregular y un tamaño de grano que varía entre 0.1 y 0.3 mm de largo. Suele estar algo transformada a leucoxeno y se encuentra principalmente diseminado entre los agregados de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa.

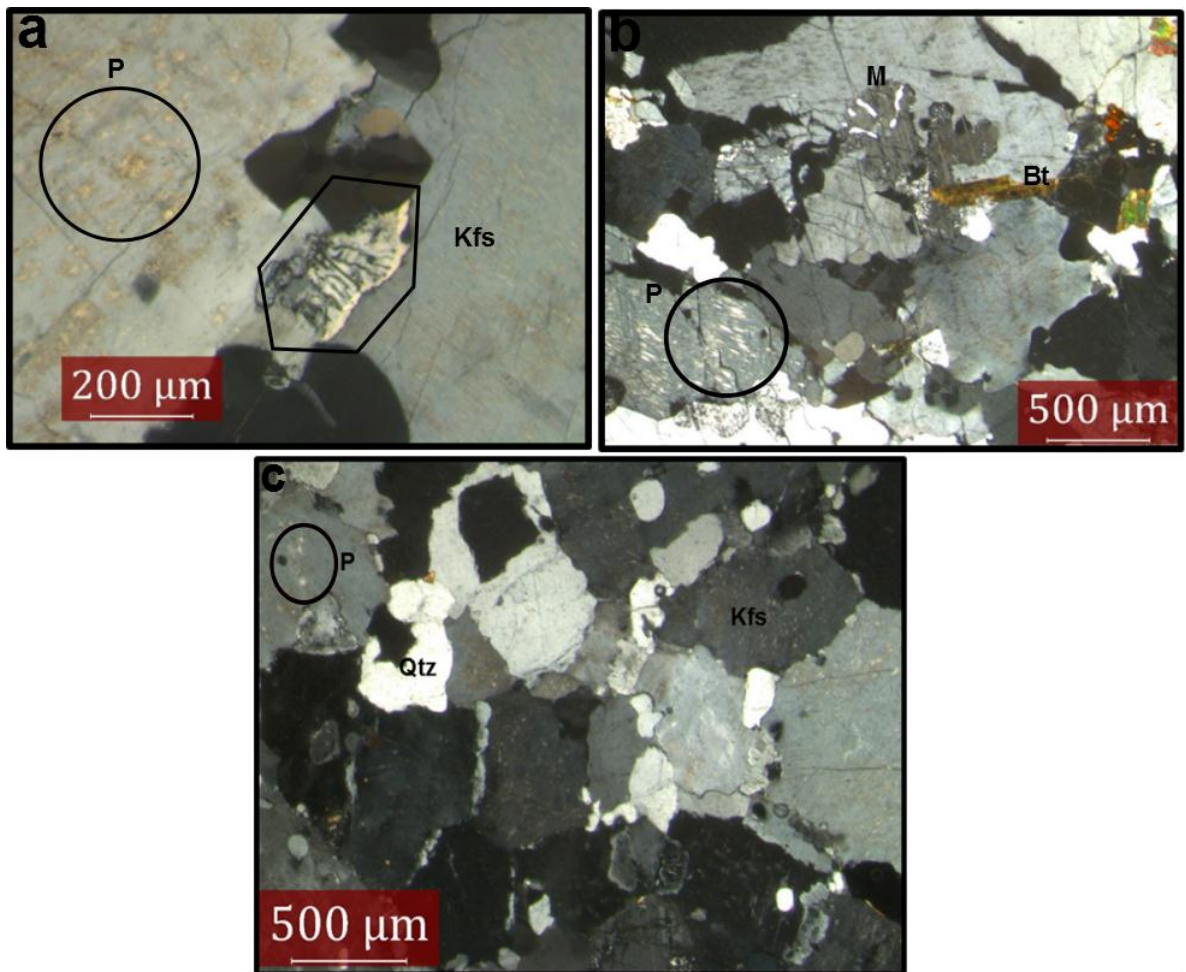
Clinozoicita: Individuos xenoblásticos de forma irregular con un tamaño de grano entre 0.1 y 0.5 mm de largo asociados principalmente con epidota, hornblenda y cuarzo.

La roca presenta predominantemente una textura granoblástica con el cuarzo y los feldespatos (Ver figura 15) formando agregados con bordes moderadamente

suturados a localmente con textura en mosaico. La hornblenda presenta una orientación bien definida con sus ejes longitudinales formando líneas irregulares en la dirección de foliación, además en ocasiones los granos de cuarzo pueden ser ligeramente alargados y dispuestos de un modo análogo; son frecuentes los intercrecimientos peritéticos y mirmequíticos.

La paragénesis principal de la roca es $Qtz+Pl+Or\pm Hbl\pm Ep\pm Czo$

Figura 15. Principales texturas en las rocas cuarzo-feldespáticas. (a) Textura Pertítica (P) y textura de intercrecimiento entre el cuarzo y el feldespato potásico. (b) Textura lepidogranoblástica, Pertítica (P) y Mirmequítica (M). (c) Textura Pertítica (P) y textura granoblástica.



6.2.5 Pegmatitas: En general, las pegmatitas se encuentran como diques o venas concordantes o discordantes con la dirección de la foliación; son rocas de afinidad granítica, de color blanco a blanco amarillento, holocristalinas, faneríticas; compuesta principalmente de cuarzo (28-30%), plagioclasa (16-45%), ortoclasa (22-40%), muscovita (2-12%), biotita (1-2%). La ortoclasa comúnmente es peritica y la plagioclasa maclada, la biotita y la muscovita se encuentran como individuos o como agregados sin orientación preferencial; los minerales de alteración comunes son la caolinita, sericita y clorita. Las pegmatitas tienen en general estructura masiva.

6.2.6 Neis biotítico: Esta variedad se caracteriza por presentar una estructura neisica y ocasionalmente masiva y augen, con tamaños de grano medio a grueso. Está dominada por la orientación de minerales de hábito laminar como son biotita, moscovita (Ver figura 16) que junto con minerales de hábito tabular como la hornblenda y la clorita se presentan a manera de bandas melanocráticas, que si bien son predominantes en la roca hay sectores donde tienden a disminuir, alterando con niveles leucocráticos representados por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa junto con minerales menores como esfena, corindón y apatito entre otros.

Cuarzo: Se presentan dos tipos o variedades de cuarzo, el cuarzo 1, son los más abundantes y corresponden a individuos subidioblásticos, con bordes irregulares, contactos netos, no se observa ninguna disposición clara de orientación, pero en muchos individuos se presentan lamelas de deformación, e incluso fracturamiento e individualización de granos. Está asociado principalmente a plagioclasa, ortoclasa y biotita.

El segundo tipo de cuarzo 2, se presenta como agregados cristalinos, de formas generalmente alargadas en dirección a la estructura principal. Internamente los

contactos son netos y presentan extinción ondulosa y son consecuentes con el fracturamiento de los demás blastos.

Plagioclasa – Andesina: Se presentan como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica. La macla principal es la polisintética. La plagioclasa se asocia principalmente con cuarzo, biotita y feldespato en contacto neto de tipo longitudinal principalmente. Presenta inclusiones de biotita e inclusiones redondeadas de cuarzo y minerales opacos. Presenta textura poiquiloblástica. Este mineral se encuentra alterando parcialmente a sericita hacia los bordes.

Se determinó la composición de la plagioclasa usando el diagrama de Deer *et al.* (1966)⁶⁵ en la muestra PCM-772 (ejemplos 8 y 10). La plagioclasa corresponde a Andesina (Ver figura 9 y tabla 5).

Tabla 5. Composición química de los feldespatos en las muestras PCM-140, PCM-772.

Muestra	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-772)	Neis biotítico (PCM-772)
Mineral	Kfs	Kfs	PI	PI
Componentes	Análisis 21	Análisis 22	Análisis 10	Análisis 8
SiO ₂	64,21	64,47	60,45	58,16
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	18,40	18,90	24,84	25,90
FeO	0,00	0,00	0,05	0,12
MnO	0,03	0,04	0,00	0,005
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,09	0,02	5,93	7,30
Na ₂ O	0,39	1,29	8,10	7,36
K ₂ O	16,35	14,91	0,34	0,40
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,02
Total	99,47	99,63	99,75	99,35

⁶⁵ Deer *et al.* Op cit.

Tabla 5. Continuación

Muestra	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-772)	Neis biotítico (PCM-772)
Mineral	Kfs	Kfs	PI	PI
Componentes	Análisis 21	Análisis 22	Análisis 10	Análisis 8
Cationes por 8 oxígenos				
Si	2,98	2,97	2,69	2,62
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,00	1,02	1,30	1,37
Fe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,28	0,35
Na	0,03	0,11	0,70	0,64
K	0,97	0,87	0,01	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,01	5,00	5,00	5,02
XMg	0,00	0,00	0,28	0,35

Biotita – Lepidomelana: Se observan dos generaciones. La primera, biotita 1 corresponde a individuos heteroblásticos e idioblásticos con formas tabulares, bordes generalmente lisos y rectos, con contactos netos. Presenta exfoliación en dirección del eje mayor. Presenta algunas fracturas y puede presentarse en contacto con epidota y corindón, así como con plagioclasa, cuarzo y turmalina. En algunas secciones se observan alteraciones cloríticas así como opaquitización del individuo.

La segunda generación observada en sección, biotita 2, generalmente corresponde a individuos xenoblásticos alargados, heteroblásticos, con bordes irregulares, presenta algunos contactos difusos o transicionales con la plagioclasa, los colores son de tonos cafés, bajo pleocroísmo, no presenta exfoliación y está asociado con epidota, turmalina, rutilo y plagioclasa. Esta generación de biotita presenta muy poca o ninguna alteración.

Se determinó la composición de la biotita usando el diagrama de Deer *et al.* (1966)⁶⁶ en las muestras PCM-140 (ejemplos 18 y 19), PCM-772 (ejemplos 11 y 9) y PCM-638 (ejemplos 27 y 29). La Biotita corresponde a las muestras PCM-140 y PCM-772 en un neis biotítico es Lepidomelana, mientras que la biotita para la muestra PCM-638 correspondiente a una anfibolita es de composición Meropeno. (Ver figura 13 y tabla 6).^(****) .

Tabla 6. Composición química de la biotita en las muestras PCM-140, PCM-772 y PCM-638.

Muestra	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-772)	Neis biotítico (PCM-772)
Componentes	18	19	11	9
SiO ₂	35,27	35,68	35,00	34,83
TiO ₂	3,84	3,59	4,51	4,70
Al ₂ O ₃	16,38	16,72	16,61	16,70
FeO	21,58	21,97	21,96	21,42
MnO	0,39	0,49	0,45	0,43
MgO	7,50	7,44	7,82	7,92
CaO	0,00	0,05	0,02	0,00
Na ₂ O	0,13	0,13	0,19	0,14
K ₂ O	9,72	9,53	9,64	9,70
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,00
Total	94,82	95,62	96,23	95,83
Si	5,49	5,50	5,38	5,37
Ti	0,45	0,41	0,52	0,54
Al	3,00	3,04	3,01	3,03
Fe ²⁺	2,81	2,83	2,82	2,76
Mn	0,05	0,06	0,05	0,05
Mg	1,74	1,71	1,79	1,82
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00

⁶⁶ Deer *et al.* Op cit.

^(****) Estos análisis de biotita fueron realizados por García Ramírez C.A., Campos Álvarez N.O. y publicados en su artículo "Composición Química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia".

Muestra	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-140)	Neis biotítico (PCM-772)	Neis biotítico (PCM-772)
Componentes	18	19	11	9
Na	0,03	0,03	0,05	0,04
K	1,93	1,87	1,89	1,90
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	15,53	15,50	15,55	15,54
XMg	0,38	0,38	0,39	0,40

Ortoclasa: Individuos principalmente xenoblásticos heteroblásticos, con bordes irregulares, contactos netos, no hay presencia de maclas, la superficie del individuo presenta una apariencia escamosa debido a la alteración sausrítica que se ha desarrollado sobre todo hacia las fracturas. En algunas secciones forman porfidoblastos idioblásticos asociados a plagioclasa y cuarzo.

Se determinó la composición del feldespato potásico usando el diagrama de Deer *et al.* (1966)⁶⁷ en la muestra PCM-140 (ejemplos 21 y 22). El feldespato potásico corresponde a Ortoclasa (Ver figura 9 y tabla 5).

Hornblenda: Individuos subidioblásticos de formas irregulares, en ocasiones los bordes han sido borrados, está en intercrecimiento con plagioclasa y cuarzo, los contactos son netos, hay pleocroísmo con colores que varían desde amarillo a verde oscuro, la birrefringencia en baja y muestra tonos amarillos, presenta exfoliación en dos direcciones, así mismo es común la presencia de fracturamiento con relleno de estas. Se encuentra asociado principalmente a biotita, plagioclasa, cuarzo y ocasionalmente a turmalina.

Turmalina: Individuos subidioblásticos, heteroblásticos, con formas variables pocas veces desarrolla caras definidas, los bordes son irregulares y presenta

⁶⁷ Deer *et al.* Op cit.

contactos reaccionantes principalmente con la plagioclasa. Presenta absorción selectiva N-S con tonalidades desde verde oliva a verde amarillento, no presenta foliación ni intercrecimientos y se asocia principalmente a biotita, epidota y plagioclasa.

Esfena: Individuos idioblásticos heteroblásticos con formas rómbicas, bordes definidos, alto relieve y birrefringencia moderada, se presenta como inclusiones de biotita y hornblenda, generalmente está asociada a plagioclasa, turmalina y a magnetita, lo cual es indicativo de aureolas de contacto.

La textura predominante corresponde a la lepidogranoblástica (Ver figura 16) Esta textura se presenta principalmente en los neises que se encuentran en cercanías o en contacto con los cuerpos del Neis de Bucaramanga y rocas de los esquistos del silgará. Asociado a esta textura es muy común encontrar texturas pertíticas y texturas mirmequíticas, las cuales se presentan en rocas metamórficas debido a procesos anotécicos de refusión parcial de las rocas preexistentes. Las condiciones de presión y temperatura en el proceso particular del Macizo permitieron la segregación de fluidos ricos en sílice, aluminio y potasio que estarían dando origen a las texturas mencionadas.

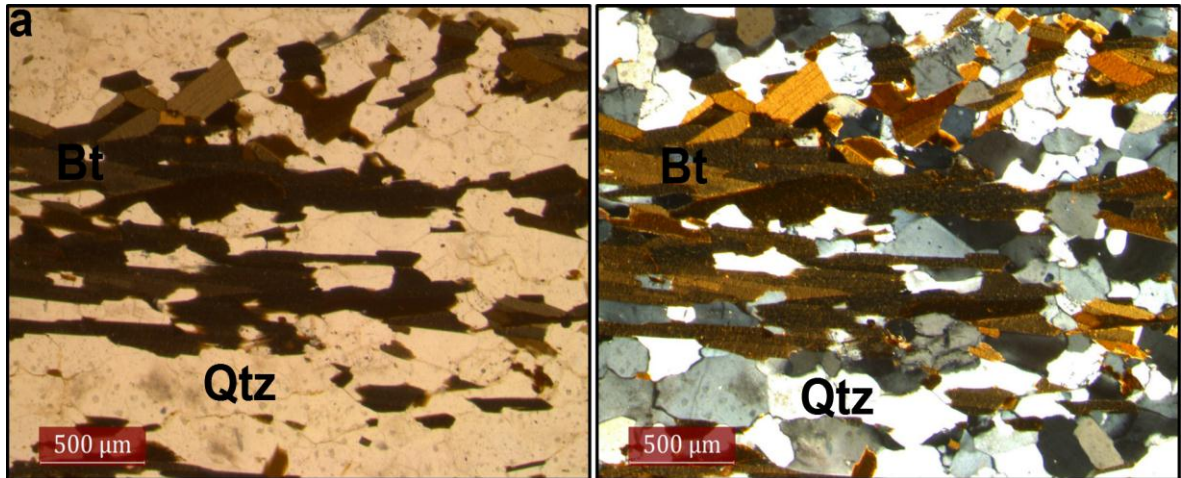
Las paragénesis principales de la roca son: Qtz+Pl+Or+Bt; Bt1+Ep+Pl+Qtz+Tur; Hbl+Qtz+Pl+Bt±Tur.

La geoquímica de roca total realizada a cinco muestras PCM-667, PCM-781, PCM-769, PCM-757 correspondientes a un neis biotítico y PCM-638 correspondientes a una anfibolita arrojaron una clasificación de granito y un tipo de magma ácido para los neises y gabro con tipo de magma básico para la anfibolita, según el diagrama de Cox *et al* (1979)⁶⁸, para rocas plutónicas (TAS). Según el

⁶⁸ COX, *et al* Op cit.

diagrama Shand (1943)⁶⁹ los neises son de carácter peraluminoso y la anfibolita metaluminoso.

Figura 16. Textura lepidogranoblástica en neises biotíticos.



6.3 SECTOR DE BERLÍN-RANCHADERO-SILOS

En el sector de Berlín y Ranchadero el Ortoneis litológicamente consta de neis pelítico y neis cuarzo-feldespático predominando el primero, mientras que en el sector de Silos el Ortoneis consta de intercalaciones de neis máfico y neis pelítico, predominando los últimos, presencia de lentes esporádicos de anfibolitas concordantes con la dirección de la foliación principal del Ortoneis y afloramientos que se encuentran intruídos por pegmatitas en forma concordante con la foliación del neis.

Las rocas del Ortoneis son de afinidad máfica (neis hornblendico y anfibolita), cuarzo-feldespática (neis cuarzo-feldespático con biotita) y pelítica (neis biotítico y neis biotítico con hornblenda y magnetita), y en la tabla 7 se presenta un resumen de la composición mineralógica presente en el Ortoneis.

⁶⁹ SHAND, Op cit.

Tabla 7: Composición mineralógica del Ortoneis en el sector de Berlín-Ranchadero-Silos.

Tipo composicional	Litotipos	Muestras	Composición Mineralógica											
			Qtz	Bt	Pl	Hbl	Or	Ms	Mag	Zrn	Ttn	Op	Sill	
Máfico	Anfibolita	BM-146- BM-114- BM-112- SB-44	10	3	25	60					1	1		
Neis cuarzo-feldespático	Neis cuarzo-feldespático con biotita	BM-115- BM-30-BM-87	20-50	5	10-40		30-40	1			1		1	
Pelítico	Neis biotítico	BM-109- VR-4-BM-3- BM-111- SB-57-SB-41	45-55	11-21	10-27	5-10	5-23				1	1-5	1	
	Neis biotítico con hornblenda y magnetita	VR-1-1 VR-3	30-45	20	10	10	9		5-15	1	5			
	Neis biotítico con sillimanita	767	45	18	15		10	1		1				5

A continuación se describen los litotipos presentes en el sector de Berlín-Ranchadero-Silos.

6.3.1 Anfibolita: Esta variedad composicional se caracteriza por presentar tamaños de grano de fino a medio, bandas leucocráticas de plagioclasa y cuarzo, alternadas con bandas melanocráticas de hornblenda.

Hornblenda: Individuos heteroblásticos, idioblásticos a subidioblásticos, presentando terminaciones irregulares y fracturas. El tamaño de estos cristales varía de 0.2 A 1.85. Algunos cristales presentan inclusiones al azar de esfena, cuarzo, biotita y zircón. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo, plagioclasa y biotita.

Cuarzo: Individuos heteroblásticos, idioblásticos a subidioblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.2 a 0.7mm. Presenta inclusiones de esfena, zircón y apatito. Se encuentra en contacto neto con la hornblenda, plagioclasa y biotita.

Plagioclasa: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos. Los cristales son alargados, tabulares y presentan maclado polisintético. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.25 a 0.85mm. Algunos cristales presentan inclusiones al azar de hornblenda y esfena. Se encuentran en contacto neto con la hornblenda, el cuarzo y biotita. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran sericitizados parcialmente hacia el centro y los bordes, predominando la alteración hacia el centro.

Biotita: Individuos tabulares idioblásticos a subidioblásticos, con tamaños heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.22 a 0.95mm. Presenta inclusiones de esfena y zircón. La biotita forma contactos netos con el cuarzo, hornblenda y plagioclasa.

La biotita se encuentra parcialmente cloritizada.

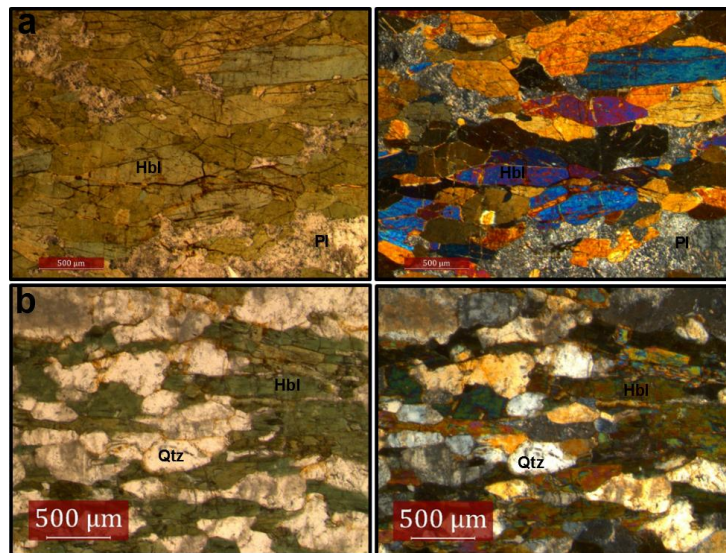
Zircón: Individuos idioblásticos con forma ovalada y homeoblásticos. Se presenta como inclusión en los cristales de hornblenda, biotita y cuarzo.

Esfena: Individuos heteroblásticos, idioblásticos, alargados y algunos de forma romboédrica, predominando los alargados, se encuentran incluidos dentro de la hornblenda, la plagioclasa y cuarzo.

La textura de la roca es Nematoblástica a granonematoblástica, como se observa en la figura 17, caracterizada por la orientación de la hornblenda formando la foliación principal de la roca.

La paragénesis principal de la roca es $Hbl+Qtz+Pl\pm Bt$.

Figura 17. Principales texturas en las anfibolitas. (a) Textura Nematoblástica, foto en PPL y XPL. (b) Textura granonematoblástica, foto en PPL y XPL.



6.3.2 Neis Cuarzo-feldespático con biotita: Esta variedad se caracteriza por presentar tamaños de granos de fino a medio y débil desarrollo de la foliación.

Biotita: Individuos tabulares idioblásticos a subidioblásticos y con forma homeoblástica a heteroblástica. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.2 a 0.9mm. Algunos cristales de biotita se encuentran asociados a óxidos. La biotita forma contactos netos con el cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

Algunos cristales se encuentran alterando parcialmente a clorita del borde hacia el centro.

Feldespato potásico: Individuos con forma subidioblástica y heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.2 a 1.5mm. Algunos cristales presentan inclusiones al azar de cuarzo, moscovita, opacos y zircón. Se encuentra en contacto neto con plagioclasa, biotita y cuarzo.

El feldespato potásico se encuentra como relictos de la caolinitización, ya que esta alteración se presenta de forma parcial y total en el feldespato, predominando la alteración total.

Plagioclasa: Ocurre como individuos heteroblásticos, xenoblásticos a subidioblásticos, alargados y tabulares con maclado polisintético. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.25 a 1.6mm. Algunos cristales de plagioclasa presentan inclusiones de biotita sin ninguna orientación. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo, biotita y feldespato potásico.

En algunas rocas, la plagioclasa se encuentra como relictos de la sericitización, ya que esta alteración se presenta de forma parcial y total en la plagioclasa, predominando la alteración total en el cristal.

Cuarzo: Individuos heteroblásticos, idioblásticos a subidioblásticos siendo alguno de ellos alargados y otros circulares. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.15 a 2mm. Algunos cristales presentan inclusiones de biotita, zircón y esfena

y fracturas que están siendo rellenadas por sericita. Se encuentra en contacto neto con la plagioclasa, la biotita y el feldespato potásico y en contacto reaccional con la plagioclasa.

Zircón: Individuos idioblásticos con forma ovalada y homeoblásticos con tamaño de grano fino (0.2mm). Se presenta como inclusión en algunos cristales de feldespato potásico.

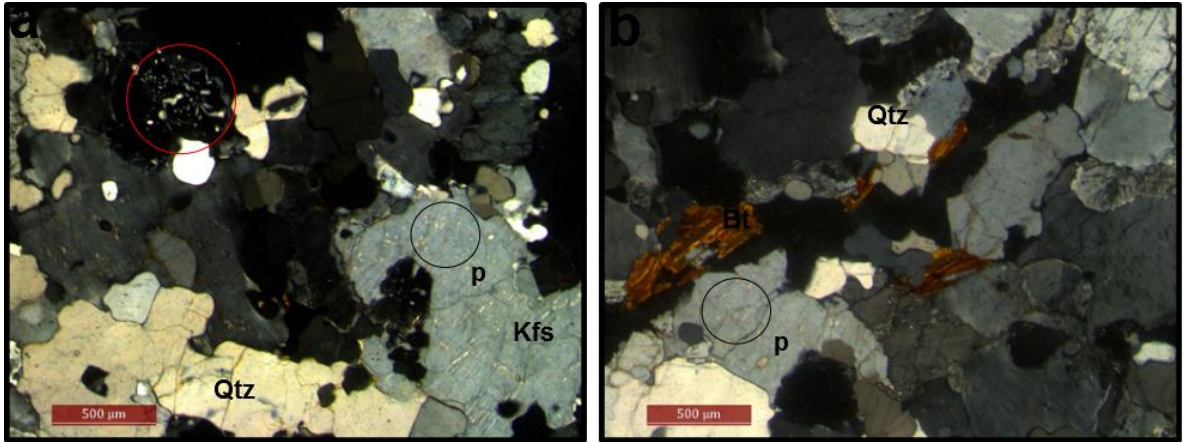
Muscovita: Individuos homeoblásticos, idioblásticos y alargados, los cuales se encuentran incluyendo al feldespato.

Opacos: Individuos idioblásticos, heteroblásticos. Se encuentran asociados al cuarzo, biotita, plagioclasa y el feldespato potásico, también como inclusiones en el feldespato potásico y el cuarzo.

La textura predominante en este tipo de roca es granoblástica con presencia de texturas mirmequitica y pertitica, como se ilustra en la figura 18.

La paragénesis principal de la roca es $Pl+Qtz+Kfs\pm Bt$.

Figura 18. Principales texturas en los neises cuarzofeldespáticos. (a) Textura Mirmequitica (círculo rojo) y textura Pertítica (P) (b) Textura lepidogranoblástica.



6.3.3 Neis Biotítico: Esta variedad composicional se caracteriza por presentar tamaños de grano de fino a medio, con buen desarrollo de la foliación. Se observan bandas leucocráticas de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, alternadas con bandas melanocráticas de la biotita y ocasionalmente hornblenda.

Biotita: Individuos tabulares subidioblásticos, con tamaños homeoblásticos a heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.084 a 1.5mm. Algunos cristales de biotita presentan inclusiones de cuarzo, apatito esfena y zircón orientados al azar, e inclusiones parciales de plagioclasa y cuarzo. La biotita forma contactos netos con el cuarzo, feldespato potásico, esfena, hornblenda y plagioclasa.

Algunos cristales de biotita se encuentran cloritizados parcialmente de los bordes hacia el centro. Ocasionalmente la biotita se encuentra totalmente cloritizada.

Plagioclasa: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos, alargados y tabulares, con maclado polisintético. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.25 a 2.5mm. Algunos cristales presentan inclusiones de cuarzo, biotita, esfena y

hornblenda orientados al azar. Ocasionalmente se presenta deformación, observándose maclas interrumpidas en algunos cristales de plagioclasa. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo, biotita, hornblenda y el feldespato potásico.

Algunos cristales de plagioclasa se encuentran sericitizadas hacia los bordes, en el centro y totalmente, predominando la alteración de estas dos últimas.

Feldespato potásico: Individuos con forma subidioblástica y tamaños heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.21 a 2.1mm. Presenta inclusiones de cuarzo, esfena, biotita hornblenda, zircón y opacos sin ninguna orientación preferencial. Se encuentra en contacto neto con la plagioclasa, hornblenda, esfena, biotita y cuarzo.

Algunos cristales se encuentran caolinitizados hacia los bordes, el centro y totalmente, predominando la alteración hacia los bordes, el mayor porcentaje de alteración se encuentra hacia un sector de la muestra.

Cuarzo: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos a idioblásticos siendo alguno de ellos alargados y otros circulares. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.2 a 1.95mm. Algunos cristales presentan inclusiones de biotita, zircón y esfena orientadas al azar. En algunas rocas el cuarzo se encuentra fracturado hacia un sector de la muestra y también presenta lamelas de deformación. Se encuentra en contacto neto con la plagioclasa, biotita, esfena, hornblenda y el feldespato potásico.

Hornblenda: Individuos heteroblásticos, xenoblástico a subidioblásticos, algunos con terminaciones irregulares, predominando los cristales con caras subidioblásticos. El tamaño de estos cristales varía de 0.25 a 1.7mm. Algunos cristales presentan inclusiones de cuarzo, esfena, biotita, plagioclasa y zircón sin

ninguna orientación. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo, la plagioclasa, feldespato potásico y esfena.

Esfena: Individuos heteroblásticos, idioblásticos, alargados y algunos de forma romboédrica y ovalada, predominando los alargados. Se encuentra en la muestra principalmente incluida en la biotita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda.

Zircón: Individuos idioblásticos y homeoblásticos. Se presenta como inclusión en algunos cristales de biotita, hornblenda, cuarzo y feldespato potásico.

Opacos: Individuos idioblásticos y heteroblásticos. Se encuentran asociados al cuarzo, hornblenda, biotita, plagioclasa y feldespato potásico y se presentan como inclusiones en feldespato potásico y biotita.

La textura predominante corresponde a la lepidogranoblástica, otras texturas predominantes en las rocas son mirmequitica, pertitica, gráfica y poiquiloblástica en cristales de feldespato potásico, texturas que se observan en la figura 19.

La paragénesis principal de la roca es $Bt+Qtz+Kfs+Pl\pm Hbl$.

6.3.4 Neis biotítico con hornblenda y magnetita: Encontrado en el sector de Ranchadero, sobre las Quebradas Los Ranchos y Las Minas. Este cuerpo se extiende en la misma dirección de estas Quebradas y vuelve a aflorar en la Quebrada la Estancia, en inmediaciones del municipio de Silos. Esta composición solo ha sido encontrada en estos sectores.

En esta variedad es posible observar buen desarrollo de la foliación, tamaño de grano de fino a medio y bandas leucocráticas de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, alternadas con bandas melanocráticas de biotita

Plagioclasa: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos y tabulares con maclado polisintético. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.25 a 1.75mm. Algunos cristales presentan inclusiones sin ninguna orientación de cuarzo, biotita y hornblenda. Se encuentra en contacto neto con cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda.

Es posible observar cristales que se encuentran sericitizadas principalmente hacia los bordes.

Biotita: Individuos tabulares subidioblásticos y heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.2 a 1.5mm. Algunos cristales de biotita presentan inclusiones de zircón y cuarzo orientadas al azar. La biotita forma contactos netos con el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y hornblenda. Algunos cristales se encuentran parcialmente alterando a clorita.

Cuarzo: Individuos heteroblásticos, subidioblásticos a idioblástico siendo alguno de ellos alargados y otros circulares. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.25 a 1.95mm. Algunos cristales presentan inclusiones sin ninguna orientación de biotita y esfena. Se encuentra en contacto neto con plagioclasa, feldespato potásico, biotita y hornblenda.

Feldespato potásico: Individuos con forma subidioblástica y tamaños heteroblásticos. El tamaño de grano de estos cristales varía de 0.45 a 1.9mm. Algunos cristales presentan inclusiones de cuarzo y hornblenda. Se encuentra en contacto neto con hornblenda, cuarzo, plagioclasa y biotita.

El feldespato se encuentra caolinitizados principalmente hacia los bordes.

Hornblenda: Individuos heteroblásticos, xenoblástico a subidioblásticos, algunos con terminaciones irregulares, predominando los cristales con caras

subidioblásticos. El tamaño de estos cristales varia de 0.25 a 1.3 mm. Algunos cristales presentan inclusiones al azar de cuarzo, esfena y zircón. Se encuentra en contacto neto con el cuarzo, la plagioclasa, feldespato potásico.

Esfena: Individuos heteroblásticos, idioblásticos, alargados y algunos de forma romboédrica, predominando los alargados. Se encuentra en relacionada con hornblenda, biotita, feldespato potásico y cuarzo.

Zircón: Individuos idioblásticos y homeoblásticos con tamaño de grano fino (0.2mm). Se presenta como inclusión en algunos cristales de biotita, hornblenda.

La textura principal de la roca es lepidogranoblástica, presentando también textura pertítica y mirmequitica (Ver figura 19).

La paragénesis principal de la roca es $Bt+Qtz+Kfs+Pl+Hbl$.

6.3.5 Neis biotítico con Sillimanita: Esta variedad se caracteriza por presentar buen desarrollo de la foliación y tamaños de grano de fino a medio. Está dominada por la orientación de minerales de hábito laminar como son biotita, moscovita y sillimanita que se presentan a manera de bandas melanocráticas, alterando con niveles leucocráticos representados por cuarzo, plagioclasa.

Cuarzo: Se presentan dos tipos o variedades de cuarzo, el cuarzo 1, son los más abundantes y corresponden a individuos subidioblásticos, con bordes irregulares, contactos netos, no se observa ninguna disposición clara de orientación, pero en muchos individuos se presentan lamelas de deformación, e incluso fracturamiento e individualización de granos. Está asociado principalmente a plagioclasa, ortoclasa y biotita.

El segundo tipo de cuarzo 2, se presenta como agregados cristalinos, de formas generalmente alargadas en dirección a la estructura principal. Internamente los contactos son netos y presentan extinción ondulosa y son consecuentes con el fracturamiento de los demás blastos.

Plagioclasa: Se presentan como individuos de forma xenoblástica a subidioblástica. La macla principal es la polisintética. La plagioclasa se asocia principalmente con cuarzo, biotita y feldespato en contacto neto de tipo longitudinal principalmente. Presenta inclusiones de biotita e inclusiones redondeadas de cuarzo y minerales opacos. Presenta textura poiquiloblástica.

Este mineral se encuentra alterando parcialmente a sericita hacia los bordes.

Biotita: Se observan dos generaciones. La primera, biotita 1 corresponde a individuos heteroblásticos e idioblásticos con formas tabulares, bordes generalmente lisos y rectos, con contactos netos. Presenta exfoliación en dirección del eje mayor. Presenta algunas fracturas y puede presentarse en contacto con epidota y corindón, así como con plagioclasa, cuarzo y turmalina. En algunas secciones se observan alteraciones cloríticas así como opaquitización del individuo.

La segunda generación observada en sección, biotita 2, generalmente corresponde a individuos xenoblásticos alargados, heteroblásticos, con bordes irregulares, presenta algunos contactos difusos o transicionales con la plagioclasa, los colores son de tonos cafés, bajo pleocroísmo, no presenta exfoliación y está asociado con epidota, turmalina, rutilo y plagioclasa. Esta generación de biotita presenta muy poca o ninguna alteración.

Ortoclasa: Individuos principalmente xenoblásticos heteroblásticos, con bordes irregulares, contactos netos, no hay presencia de maclas, la superficie del

individuo presenta una apariencia escamosa debido a la alteración sausrítica que se ha desarrollado sobre todo hacia las fracturas. En algunas secciones forman porfidoblastos idioblásticos asociados a plagioclasa y cuarzo.

Sillimanita: Individuos heteroblásticos a subidioblásticos, de habito fibroso y bordes irregulares. Se encuentra en contacto neto con la muscovita, biotita y plagioclasa. Junto con la biotita forma la foliación principal de la roca.

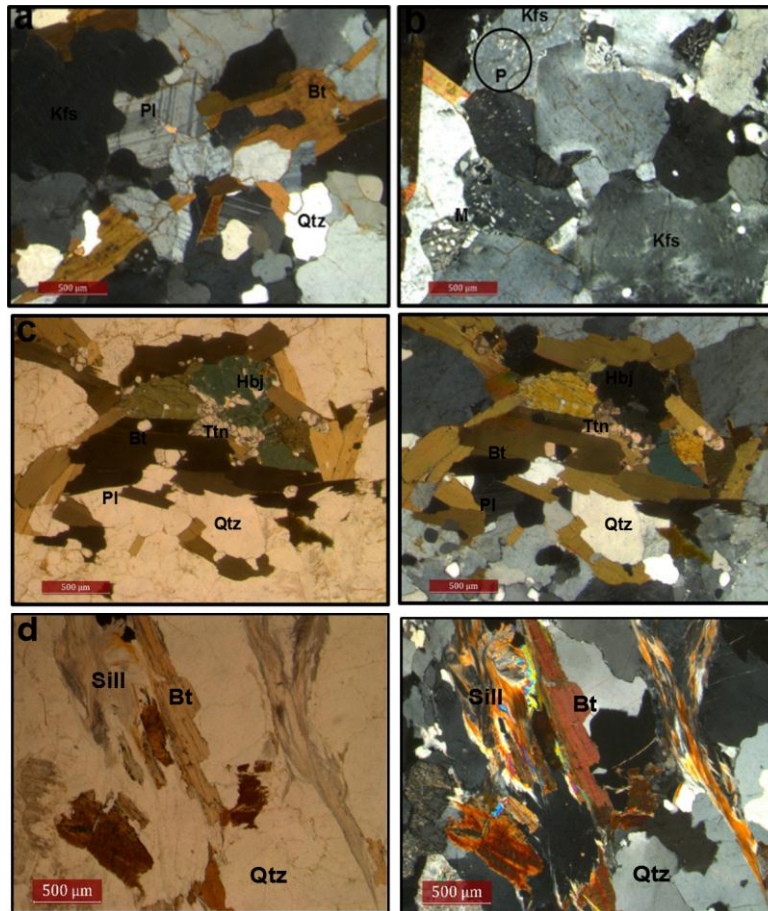
Moscovita: Individuos homeoblásticos, idioblásticos y alargados, los cuales se encuentran asociados a la biotita y la sillimanita.

Zircón: Individuos idioblásticos con forma ovalada y homeoblásticos. Se presenta como inclusión en algunos cristales de feldespato potásico.

La textura predominante corresponde a la lepidogranoblástica (Ver figura 19).

La paragénesis principal de la roca es $Qtz+Bt+Sill+Pl+Or$.

Figura 19. Principales texturas en neises pelíticos. (a) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico. (b) Textura Pertítica (P) y textura Mirmequitica (M). (c) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico con hornblenda y magnetita, foto en PPL y XPL (d) Textura lepidogranoblástica en neis biotítico con sillimanita, foto en PPL y XPL.



La geoquímica de roca total realizada a la muestra BM-141 correspondiente a un neis cuarzo-feldespático arrojó una clasificación de granito y un tipo de magma ácido, según el diagrama de Cox *et al* (1979)⁷⁰, para rocas plutónicas (TAS). Según el diagrama Shand (1943)⁷¹ el neis es de carácter peraluminoso.

⁷⁰ COX *et al*, Op cit.

⁷¹ SHAND, Op cit.

En todas las composiciones del Ortoneis excepto las más máficas como neis hornblendico y anfibolitas presentan texturas mirmequíticas y antipertíticas.

7. GEOQUÍMICA

La composición química de los elementos mayores (% en peso) y traza (ppm) de las rocas estudiadas se presenta en las tablas 8 y 9. Las rocas estudiadas mediante litogeoquímica corresponden a neises biotíticos (muestras PCM-667, PCM, 781, PCM-769, PCM-757, PCM-140, PCM-7, PCM-13), anfibolitas (muestras (PCM-638 Y PCM-99) y neis cuarzo-feldespático (muestra BM-141).

El contenido de los elementos mayores en las rocas del Ortoneis varía de la siguiente manera: SiO₂ entre 47,67% y 76,95%; Al₂O₃ entre 9,83% y 17,91%; FeO 0,15% y 11%; MgO entre 0,09% y 11,15; CaO entre 0,28% y 12,00 y K₂O entre 0,75 y 5,90. Las diferencias significativas se encuentran como es de esperarse en los elementos Si, Al, K, Na con contenidos más altos en los neises pelíticos y cuarzo feldespáticos y un decrecimiento en el contenido de Si con incremento en Ca, Fe en las metabasitas (neises hornblendicos, metagabro y anfibolita).

Tabla 8. Composición química de las rocas del Ortoneis en el sector de Pamplona.

Componente	Metagabro PCM-5	Neis biotítico Con moscovita (PCM-7)	Neis biotítico (PCM-13)	Anfibolita (PCM-99)	Neis cuarzo- feldespático (PCM-560)
SiO ₂	69	64,90	63,68	49,16	76,95
TiO ₂	0,43	1,12	0,89	1,16	0,72
Al ₂ O ₃	13,03	14,27	17,91	15,76	9,83
Fe ₂ O ₃		2,58	1,24	4,06	2,42
FeO	11,00	3,42	1,33	5,23	0,44
MnO	0,19	0,09	0,04	0,13	0,01
MgO	5,7	1,43	1,23	10,94	0,46
CaO	0,61	1,82	4,20	9,80	0,28

Componente	Metagabro PCM-5	Neis biotítico Con moscovita (PCM-7)	Neis biotítico (PCM-13)	Anfibolita (PCM-99)	Neis cuarzo-feldespático (PCM-560)
Na ₂ O	0,32	2,70	4,58	1,21	0,67
K ₂ O		3,61	1,81	1,57	2,65
P ₂ O ₅	0,22				
Cr ₂ O ₃	0,09				
Total	100,59	96,66	97,98	100,95	96,2
H		0,13	0,16	0,10	0,1
Perdidas		0,72	1,07	1,93	1,77
Ni	0,02				
Zn	0,01				
Cu	0,02				
Sr	0,02				
Zr	0,02				
Y	T				

* LOI Pérdidas por ignición.

** T-traza

Tabla 9. Composición química de las rocas del Ortoneis en los sectores de Mutiscua y Berlín-Ranchadero-Silos.

SECTOR DE MUTISCUA						SECTOR DE BERLÍN
Componente	Neis biotítico (PCM-667)	Neis biotítico (PCM-781)	Neis biotítico (PCM-769)	Anfibolita (PCM-638)	Neis biotítico (PCM-757)	Neis cuarzo-feldespático (BM-141)
SiO ₂	72,86	71,3	72,99	47,67	72,13	76,54
TiO ₂	0,53	0,61	0,41	0,81	0,46	0,04
Al ₂ O ₃	12,18	13,56	13,14	14,19	13,41	12,88
Fe ₂ O ₃	1,22	1,25	1,18	2,74	1,56	0,38
FeO	2,56	3,03	1,94	7,31	1,67	0,15
MnO	0,05	0,07	0,05	0,19	0,06	<0,01
MgO	1,07	1,08	0,73	11,15	0,52	0,09
CaO	0,63	1,82	1,35	12	1,62	0,57
Na ₂ O	1,93	2,38	2,36	1,43	3,03	3,2
K ₂ O	5,9	4,32	5,02	0,75	4,77	5,16

SECTOR DE MUTISCUA						SECTOR DE BERLÍN
Componente	Neis biotítico (PCM-667)	Neis biotítico (PCM-781)	Neis biotítico (PCM-769)	Anfibolita (PCM-638)	Neis biotítico (PCM-757)	Neis cuarzo-feldespático (BM-141)
P2O5	0,08	0,1	0,07	0,03	0,09	0,02
LOI	0,8	0,3	0,6	1,3	0,5	0,9
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	<0.00
Total	99,81	99,82	99,84	99,65	99,82	99,93
Mo	0,7	0,5	0,5	0,1	0,6	0,3
Ni	9,4	9,7	5,9	45,2	2,3	0,8
Zn	52	51	33	18	31	9
Cu	6,2	12,7	6,8	2,5	1,5	2,6
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,7
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0,3	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1
Au	1,3	<0.5	<0.5	0,7	<0.5	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0,6	0,7	0,1	<0.1	0,4	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ga	14	14,5	13,1	13,4	15,1	11,8
Sc	11	13	9	36	8	1
V	57	72	40	237	35	<8
W	<0.5	<0.5	<0.5	0,6	<0.5	<0.5
Co	6	7,2	4,5	50,5	3,9	0,3
Cs	3,6	4,5	1,3	0,8	2,8	1,5
Ba	740	582	656	153	612	315
Be	1	4	<1	3	4	2
Rb	216,8	182,2	166,3	24,2	192,6	120,3
Sn	3	3	3	<1	4	<1
Th	15,8	19,9	23,7	<0.2	16,2	15
Nb	11,7	12,6	8,8	1	12,4	7,5
Ta	0,8	0,7	0,4	<0.1	1	1
Sr	84,3	87,5	119,9	123,9	93,2	144,3
Zr	200,4	230	186,3	28,7	302,8	51,3

SECTOR DE MUTISCUA						SECTOR DE BERLÍN
Componente	Neis biotítico (PCM-667)	Neis biotítico (PCM-781)	Neis biotítico (PCM-769)	Anfibolita (PCM-638)	Neis biotítico (PCM-757)	Neis cuarzo-feldespático (BM-141)
Hf	5,8	6,6	5,6	1	8,2	2,9
Y	31,3	39,2	32,8	19	51,6	13
Pb	8,5	1,6	2,9	6,2	3,1	4,7
U	2,7	2,6	2,7	<0.1	3,2	2,7
La	28,3	38,8	33,5	1,5	43,6	7,6
Ce	60,6	76,7	86,3	3,7	94,5	14,6
Pr	7,12	9,21	8,13	0,61	10,91	1,86
Nd	27	35	29,4	3,6	41,6	7,3
Sm	5,29	6,73	6,01	1,63	8,27	1,75
Eu	0,81	1,09	0,93	0,7	1,33	0,3
Gd	5,12	6,39	5,62	2,51	8,45	1,6
Tb	0,89	1,11	1,01	0,53	1,46	0,29
Dy	5,66	6,9	6,1	3,43	8,8	1,9
Ho	1,19	1,38	1,19	0,73	1,77	0,37
Er	3,4	4,02	3,35	2,15	5,07	1,23
Tm	0,52	0,6	0,49	0,31	0,79	0,21
Yb	3,58	3,59	2,84	1,93	5,12	1,56
Lu	0,54	0,54	0,42	0,31	0,8	0,26

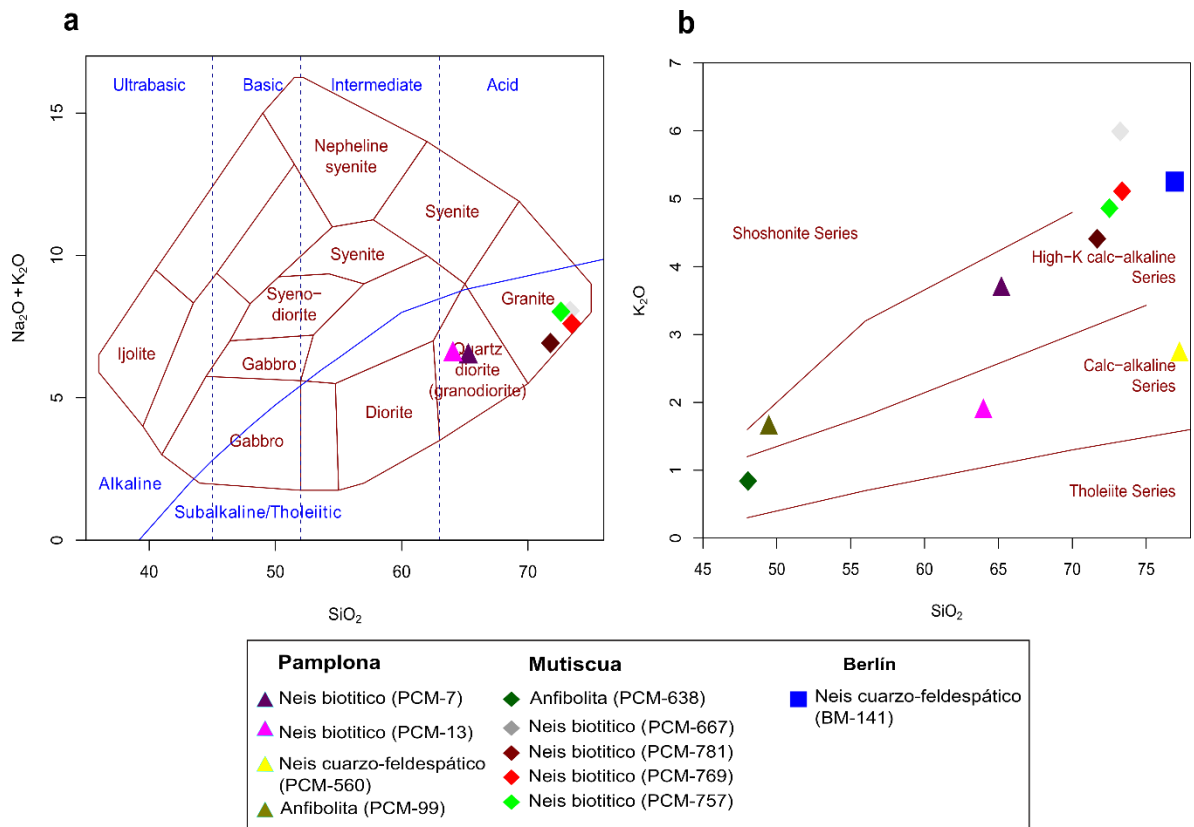
Con el propósito de conocer la composición del protolito de las rocas del Ortoneis, se empleó el diagrama de Cox *et al* (1979)⁷², para rocas plutónicas. De acuerdo con esta clasificación las rocas del sector de Mutiscua corresponden a granitos, mientras que el Ortoneis en el sector de Pamplona varía de cuarzo-diorita a granodiorita. Las rocas metabasíticas para los sectores de Pamplona (muestra PCM-99) y Mutiscua (muestra PCM-638) se localizan en el diagrama para rocas volcánicas TAS (Cox *et al.* 1979)⁷³ en el campo de los basaltos, este diagrama no se presenta, ya que solo se tenían tres muestras.

⁷² COX *et al*, Op cit.

⁷³ Ibid

La serie ígnea de las rocas del Ortoneis se clasificaron usando el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976)⁷⁴. El metagabro (PCM-5) y el neis biotítico (PCM-13), se localizan en el campo de la serie calcoalcalina, la anfibolita (PCM-638), el neis biotítico (PCM-7, PCM-757, PCM-769, PCM-781) y el neis cuarzo-feldespático (BM-141) se localizan en el campo de la serie calcoalcalina alta en potasio y el neis biotítico (PCM-667) se localiza en el campo de la serie shoshonítica, predominando el feldespato potásico en esta muestra.

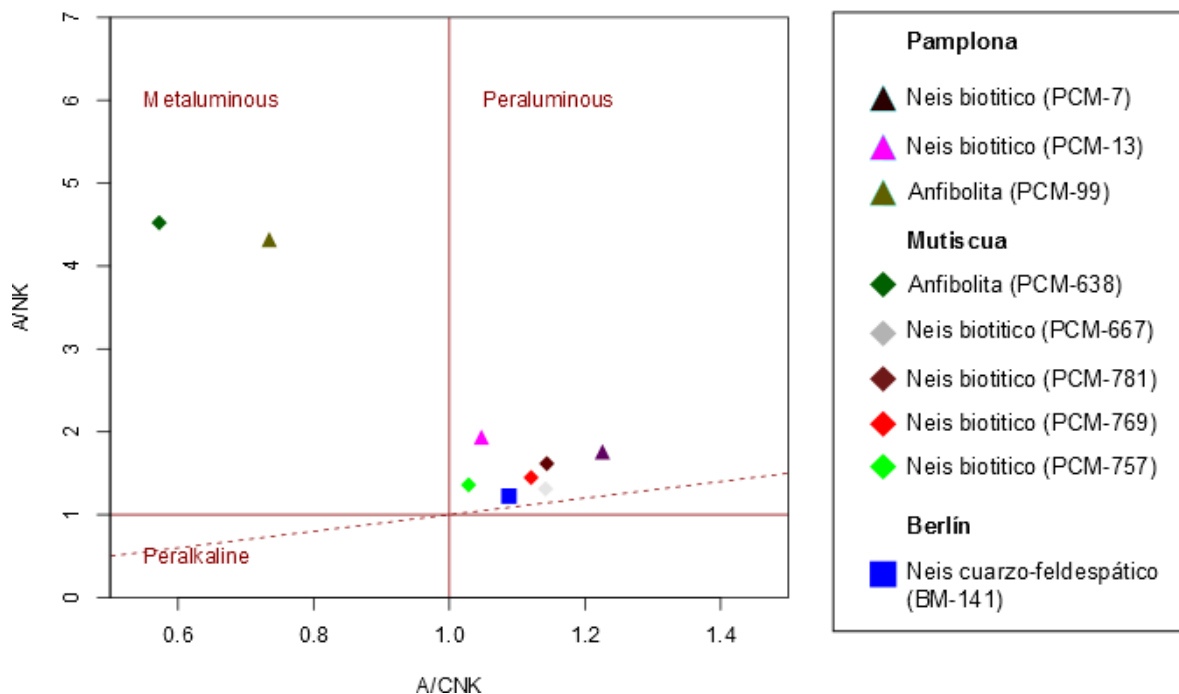
Figura 20. Diagrama de clasificación química para rocas plutónicas. (a) Diagrama TAS usando el contenido de total alkalis versus Silica, Cox et al. (1979). (b) Diagrama de serie ígnea de Peccerillo y Taylor (1976).



⁷⁴ PECCERILLO R. and TAYLOR S.R. Geochemistry of Eocene calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology., 58, 63-81. 1976,

En el diagrama de saturación de alúmina de Shand (1943)⁷⁵ figura 21, las rocas del Ortoneis son peraluminosas, con una relación $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ con valores por lo general mayores a uno (1), los valores varían de la siguiente manera: Para neises biotíticos la relación A/CNK va de 1,05 a 1,26; y para el neis cuarzo-feldespático la relación A/CNK es 1,08. Probablemente este comportamiento peraluminoso se debe a la presencia de elementos como micas (biotita y muscovita) y sillimanita en las muestras. Las metabasitas se localizan en el campo de las rocas metaaluminicas (anfíbolitas, muestras PCM-99 y PCM-638) con una relación de $Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O) > (Na_2O + K_2O)$ y valores menores a uno (1) con una relación A/CNK que va 0,57 a 0,75.

Figura 21. Diagrama de saturación en alúmina A/CNK – A/NK (Shand 1943).



Los elementos de tierras raras (REE siglas en inglés) por sus propiedades geoquímicas son por excelencia trazadores geodinámicos de los principales procesos endógenos. Las REE fueron normalizadas al manto primitivo de

⁷⁵ SHAND, Op cit.

McDonough and Sun (1995)⁷⁶. Los ortoneises de Mutiscua (muestras PCM-667, PCM- 769, PCM-781, PCM-757), como se muestran en la figura 22 presentan un patrón muy similar en la distribución de las REE, los cuales se encuentran enriquecidos en REE ligeras respecto a las pesadas con fuerte anomalía negativa de Eu. La anomalía en Eu es principalmente controlada por feldespatos, particularmente en magmas félsicos, lo cual posiblemente refleja una baja actividad del oxígeno en el magma o la fusión parcial de una roca en el que el feldespato es retenido en la fuente Rollinson (1993)⁷⁷ y un leve enriquecimiento de REE medias con respecto a las pesadas. Estas variedades de Ortoneis están más enriquecidas en biotita y feldespato potásico.

El Ortoneis al SW de Berlín (muestra BM-141) está más empobrecido en REE con respecto a los otros ortoneises, aunque la tendencia en la distribución de las REE es similar a los ortoneises de la franja Mutiscua.

Una anfibolita (muestra PCM-638) de la zona central muy cerca al contacto con los Esquistos del Silgará muestra ausencia de anomalía en Eu con empobrecimiento en REE ligeras, enriquecimiento en REE medias y comportamiento casi plano en las REE pesadas, este comportamiento es controlado por la presencia de hornblenda, la cual es compatible en las REE en líquidos félsicos a intermedios (Rollinson 1993)⁷⁸. La distribución de las REE es diferente a los demás ortoneises, lo cual podría indicar magma menos diferenciado u otro origen a partir de un magma diferente.

A partir del contenido de REE, se pueden diferenciar tres tipos de rocas: 1) ortoneises biotíticos altamente diferenciados en la parte central del Macizo de

⁷⁶ MCDONOUGH, W.F., SUN, S.-S. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253. (1995).

⁷⁷ ROLLINSON, Hugh. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Pearson, 1993.

⁷⁸ Ibid.

Santander; 2) ortoneises altamente diferenciados pero empobrecidos en REE de composición cuarzofeldespática y, 3) Anfibolita poco diferenciada de composición máfica en la parte central.

Figura 22. Distribución de las tierras raras en rocas del Ortoneis normalizadas al manto primitivo (McDonough and Sun 1995).

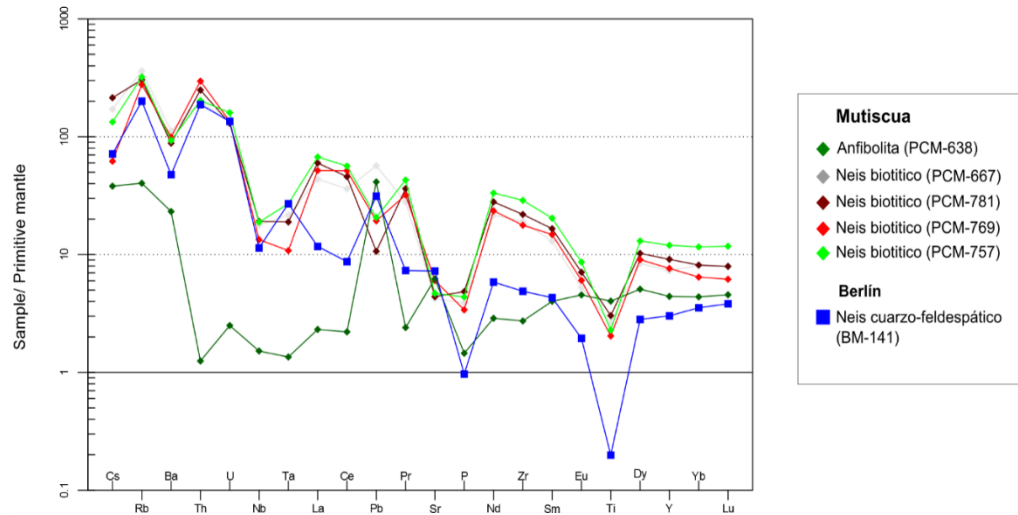
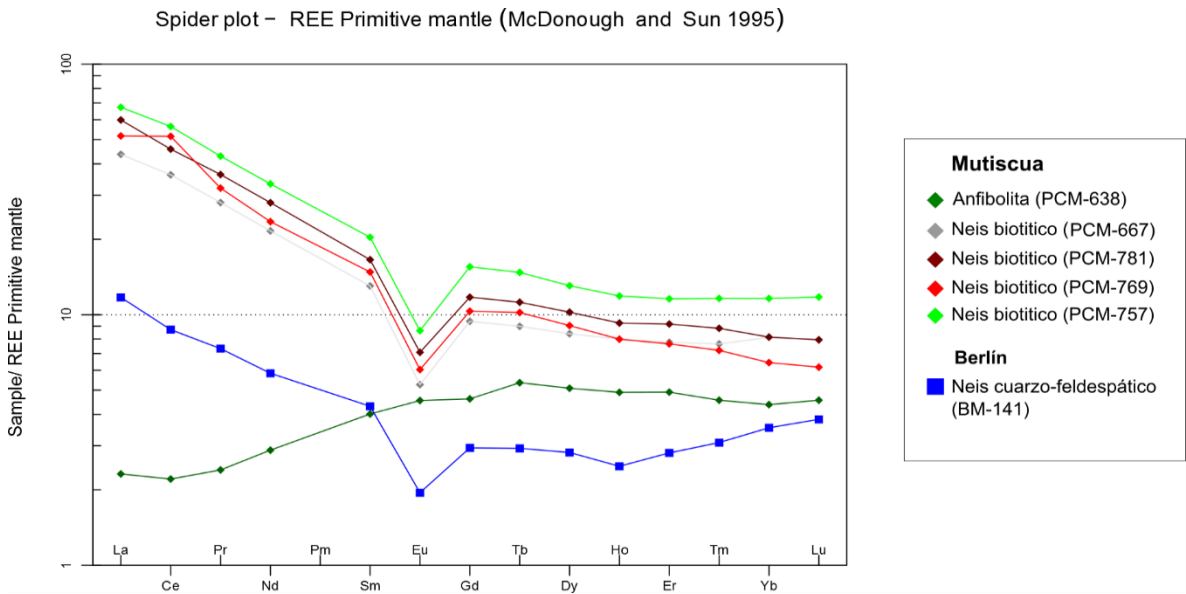


Figura 23. Diagrama spider de McDonough and Sun (1995) normalizado al manto primitivo.



El diagrama spider o multielementos normalizado al manto primitivo (Ver figura 23) permite estudiar la distribución de los elementos traza y algunas tierras raras, organizados de izquierda a derecha en orden de incremento de su incompatibilidad. Para las rocas del Ortoneis estos patrones son muy similares para los neises biotíticos e indican un enriquecimiento en Rb, Th, Zr, La, Ce, Sr, Nd, Sm y un empobrecimiento en Ba, U, P, Ti, Pb. Esta distribución es típica de la corteza inferior en la cual habría ocurrido la fusión parcial. El neis cuarzo-feldespático (muestra BM-141) presenta un patrón diferente: enriquecimiento en Rb, Th, Ta, Nb, Hf y empobrecimiento en Ba, Sr, P, Zr y Ti. Indicaría un origen en zona cortical media o una mayor diferenciación. La muestra de anfibolita PCM-638 muestra un empobrecimiento en elementos traza LIL y REE ligeras.

7.1 AMBIENTE TECTONICO DE FORMACION

Considerando que las rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas del Ortoneis presentan protolitos de composición granitoide con base en los elementos REE y traza se determinó el ambiente y las condiciones de formación.

Los granitoides se dividen en varios tipos según sus asociaciones minerales, sus características de campo, petrográficas y sus criterios químicos e isotópicos. De acuerdo a esta clasificación, existen los siguientes tipos de granitoides: dos tipos de granitos Peraluminosos MPG (Granitos peraluminosos con moscovita), CPG (Granitos peraluminosos con cordierita); dos tipos de granitoides calco-alcalinos KCG (Granitos calco-alcalinos ricos en K y feldespato potásico porfirítico) y ACG (Granitos calco-alcalinos ricos en anfíboles); y dos tipos de granitos alcalinos y toleíticos ATG o RTG (Granitos toleíticos de arco o Granitos toleíticos de ridge) y PAG (Granitos peralcalinos y alcalinos). El conjunto de datos químicos e isotópicos indican que los granitoides peraluminosos son originados en la corteza,

los granitoides calco-alcálinos son de origen mixto y los granitoides alcalinos y peralcalinos son originados en el manto. (Barbarin 1999)⁷⁹. Ver tabla 10.

Según Harris *et al.* (1986)⁸⁰ cuatro grupos de intrusiones pueden ser reconocidos en un evento de colisión continente-continente, cada uno asociado con una etapa particular en la evolución tectónica dentro de la zona de colisión. La intensidad del magmatismo dentro de cada una de las etapas, depende de la geología y de los contrastes geofísicos del evento de colisión. Estas son: (1) Granitos pre-colisionales calco-alcálinos (Arco volcánico). Son intrusiones que en su mayoría provienen del manto, modificado por un componente de subducción y que se caracterizan por presentar enriquecimientos selectivos en elementos LIL; (2) Granitos Sin-colisionales peraluminoso. Son intrusiones que pueden derivarse de bases hidratadas continentales y que se caracterizan por una alta relación Rb / Zr y Ta / Nb y bajas proporciones de K / Rb; (3) Granitos Calco-alcálinos post-colisionales. Pueden derivarse de una fuente en el manto pero que han sido sometidos a una amplia contaminación cortical y sólo pueden distinguirse de las intrusiones de arco volcánico por sus altas relaciones de Ta / Hf y Ta / Zr; y (4) Granitos alcalinos post-colisionales. Pueden derivarse del manto debajo de las zonas de colisión y llevan altas concentraciones de ambos elementos LIL y HFS.

En general las rocas del Ortoneis presentan relaciones de Rb / Zr entre 0,64 y 2,35; Ta / Nb entre 0,05 y 0,13; K / Rb entre 0,02 y 0,03; Ta / Hf entre 0,07 y 0,34; y Ta / Zr entre 0,002 y 0,019. Estas relaciones evidencian más un ambiente sincolisional.

⁷⁹ BARBARIN B. A review of relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 [online]. 1999. p. 605–626.

⁸⁰ HARRIS N.B.W; PEARCE J.A. and TINDLE A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc 19. [online]. 1986. p. 67-81.

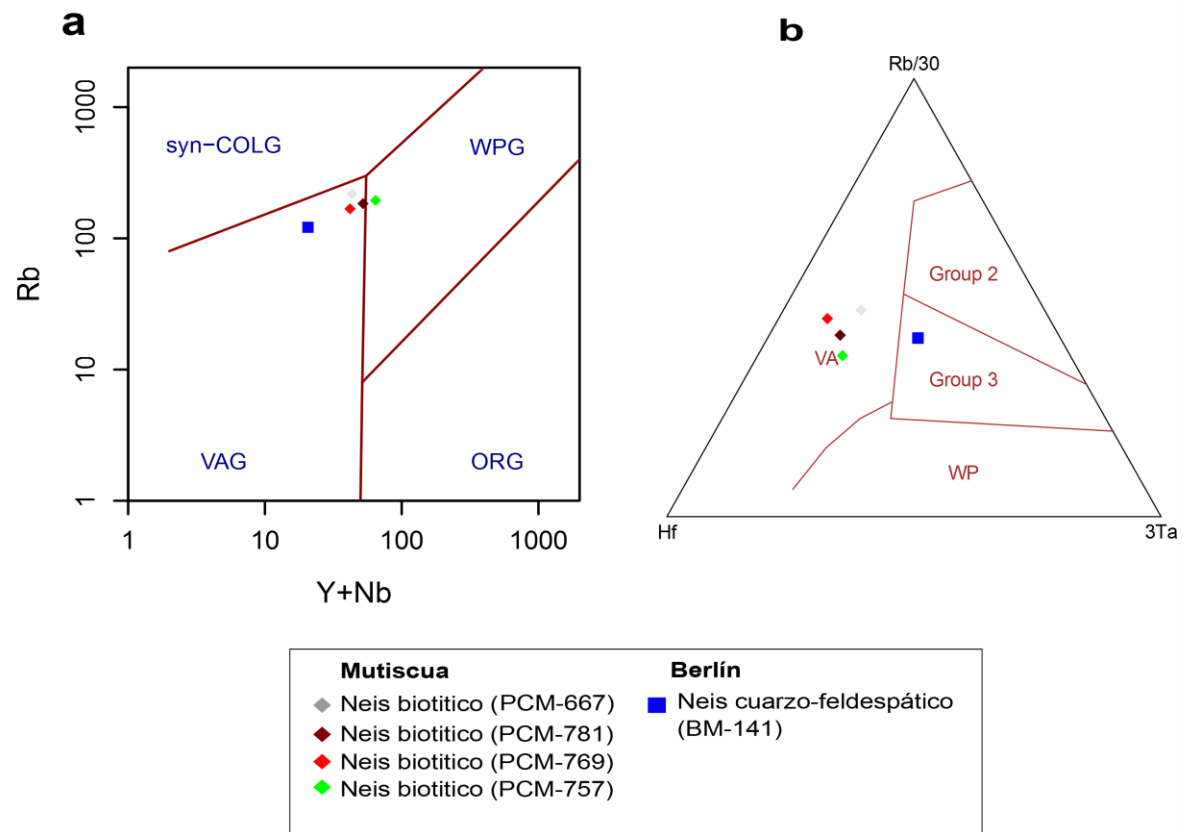
Según los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984)⁸¹ y Harris *et al.* (1986)⁸², figura 24 el protolito de las rocas del Ortoneis en el Macizo de Santander fueron granitos de arco volcánico - VAG (iniciales en inglés de volcanic arc granite) formados en márgenes continentales activas. En la figura 24 se observa una disposición de las muestras muy cercana también a granitos sin colisionales. La muestra BM-141 se localiza en el diagrama de Harris *et al.*, 1986 (Figura 24B) en el campo del Grupo 3 o sea intrusiones calco-alcalinas post-colisionales. Esto podría indicar también un incremento del estado de madurez del arco magmático, que corresponde bien con los contenidos de elementos LIL (large lithophile element-elementos de gran carga) en la muestra BM-141 (Neis cuarzo-feldespático). Para este ortoneis es característico un enriquecimiento en Rb, Th, Ta, Nb, Hf y empobrecimiento en Ba, Sr, P, Zr y Ti. Esta tendencia es indicada por Brown *et al* (1984)⁸³. Como típica de rocas de arcos magmáticos más maduros (Ver figuras 24b y 25).

⁸¹ PEARCE J.A; HARRIS N.B.W. and TINDLE A.G. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25 [online].1984. p. 956-983.

⁸² HARRIS, *et al.* Op cit.

⁸³ BROWN G.C., THORPE R.S. and WEDD P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and commentes on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141. [online]. 1984. p. 411-426.

Figura 24. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas del Ortoneis. (a) Pearce *et al.* (1984), (b) Harris *et al.* (1986). Syn-COLG: Granitos sin-colisionales; WPG-WP: Granitos de intraplaca; VAG-VA: Granitos de arco volcánico; ORG: Granitos de dorsal oceánica; Grupo 2: Intrusiones sin-colisionales peraluminosas; Grupo 3: Intrusiones calco-alcalinas post-colisionales.



Los resultados del índice de saturación en alúmina de Shand (1943)⁸⁴ mostrados anteriormente en la figura 21, indican que los protolitos del Ortoneis (granitos) del Macizo de Santander, se formaron principalmente en la corteza (neises pelíticos y cuarzo-feldespáticos) y en menor proporción tendrían un origen mixto con componentes del manto y la corteza o en regiones de la corteza inferior (metabasitas). Los primeros corresponden a granitoides peraluminosos, mientras

⁸⁴ SHAND, Op cit.

que los segundos son metaaluminicos de acuerdo y tendrían un origen mixto (componentes tanto de la corteza como del manto) y están asociados con los granitoides tipo peraluminoso (MPG y CPG) y calco-alcálido (KCG, ACG) principalmente según la clasificación de Barbarin, 1999. Ver tabla 10.

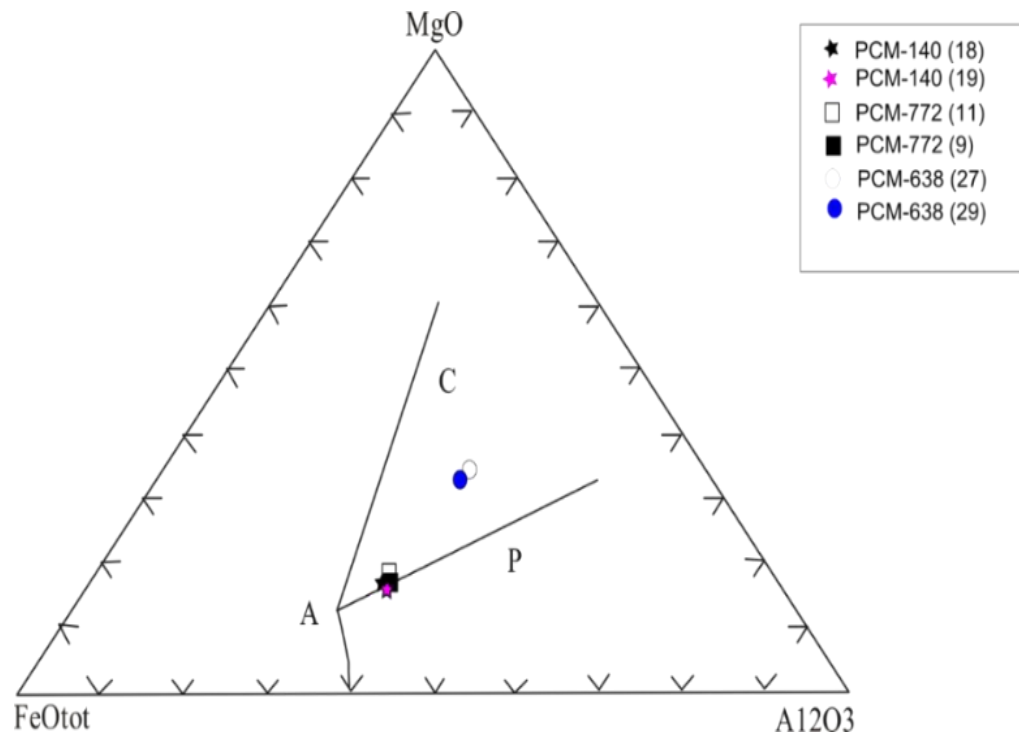
Tabla 10. Relaciones de los granitoides de acuerdo a su origen, y medio ambiente de formación, Barbarin, 1999. Modificada por el autor.

GRANITOID TYPES		ORIGIN	GEODYNAMIC ENVIRONMENT
Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids	MPG	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">CRUSTAL ORIGIN</div> PERALUMINOUS GRANITOIDS	CONTINENTAL COLLISION
Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids	CPG		
K-rich Calc-alkaline Granitoids (High K - Low Ca)	KCG	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">MIXED ORIGIN (Crust + Mantle)</div> METALUMINOUS AND CALC-ALKALINE GRANITOIDS	TRANSITIONAL REGIMES
Amphibole-bearing Calc-alkaline Granitoids (Low K - High Ca)	ACG		SUBDUCTION

El carácter peraluminoso y el ambiente colisional de los ortoneises es también evidenciado cuando se grafican los contenidos de MgO, FeO* y Al₂O₃ de biotita en el diagrama de Abdel-Rahman (1994)⁸⁵. A continuación se muestra en la figura 25.

⁸⁵ ABDEL-RAHMAN, A. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. J. petrol., 35(2) [online]. 1994. p. 525-541.

Figura 25. Diagrama de composición de la biotita mostrando la clasificación de magmas Abdel-Rahman (1994). A: Granitos tipo A (alcalinos); C: Granitos de Complejos calcoalcalinos orogénicos, Tipo I formadas en ambientes tectónicos asociados a subducción; P: Granitos peraluminosas incluyendo granitos colisionales y Tipo S.



8. METAMORFISMO

El metamorfismo predominante del Ortoneis en el Macizo de Santander es de tipo regional, para las rocas trabajadas en los sectores de Pamplona, Mutiscua y Berlín-Ranchadero-Silos las paragénesis minerales se ubican en la facie Anfibolita diferenciándose las zonas Andalucita-Almandino, Estauroлита-Cianita y Sillimanita (Sillimanita baja).

En la tabla 11 se presenta un resumen de las principales paragénesis minerales presentes en las rocas del Ortoneis en los diferentes sectores.

Tabla 11. Paragénesis minerales para las rocas del Ortoneis.

SECTOR	TIPO COMPOSICIONAL	LITOTIPO	MUESTRAS	PARAGÉNESIS MINERAL
PAMPLONA	Metabasitas	Neis hornblendico y Anfibolita	PCM-583; PCM-70; PCM-71; PCM-73; PCM-78; PCM-99; PCM-541	Hbl+Pl±Qtz±Ep
	Metapelitas	Neis biotitico con moscovita y Neis moscovitico	PCM-4; PCM-7; PCM-13; PCM-14 PCM-72; PCM-3; PCM-50	Pl+Qtz+Bt±Ms± Mc
MUTISCUA	Metabasitas	Neis hornblendico y Anfibolita	PCM-761; PCM-801; PCM-638 PCM-744; PCM-768; PCM-771 PCM-775; PCM-778	Hbl+Pl±Bt±Qtz.
	Rocas Cuarzo-feldespático	Neis cuarzo-feldespatico con biotita y Neis cuarzo-feldespático	PCM-753; PCM-784; PCM-790 PCM-798; PCM-803	Pl+Or+Qtz±Bt
	Metapelitas	Neis biotitico	PCM-107; PCM-119; PCM-751 PCM-757; PCM140; PCM-667 PCM757; PCM758; PCM-759 PCM-763; PCM-764; PCM-767 PCM-769; PCM-770; PCM-772 PCM-776; PCM-779; PCM-781 PCM-802; PCM-810; PCM-811 PCM-812; PCM-813; PCM-875	Pl+Or+Qtz+Bt± Ep±Hbl
BERLÍN-	Metabasitas	Anfibolita	BM-146; BM-114; BM-112; SB-44	Hbl+Pl±Qtz±Bt

SECTOR	TIPO COMPOSICIONAL	LITOTIPO	MUESTRAS	PARAGÉNESIS MINERAL
RANCHADERO -SILOS	Rocas Cuarzo-feldespático	Neis cuarzo-feldespático con biotita	BM-115; BM-30; BM-87	Pl+Qtz+Or±Bt.
	Metapelitas	Neis biotítico	BM-109; VR-4; BM-3-BM-111; SB-57-SB-41	Pl+Or+Qtz+Bt± Hbl
		Neis biotítico con hornblenda y magnetita	VR-1-1; VR-3	Pl+Or+Qtz+Bt+ Hbl+Mag
		Neis biotítico con sillimanita	PCM-767	Pl+Or+Qtz+Bt+ Sill

Las paragénesis encontradas y definidas en las rocas del Ortoneis, indican que estas sufrieron un metamorfismo regional en condiciones de facies Anfibolita, zonas de la Estaurolita-Cianita y Sillimanita (parte baja de la zona). Aparentemente, la presencia de feldespatos potásicos tipo microclina en el Ortoneis de Pamplona evidenciaría condiciones de metamorfismo de menor grado o levemente inferior (parte baja de la zona de la Estaurolita-Cianita). Las máximas condiciones de metamorfismo se relacionarían en un Ortoneis aflorante al NW de Ranchadero, sobre la margen derecha de la Quebrada Las Minas, en el cual la sillimanita ocurre como variedad fibrolita en un neis pelítico.

En el sector de Mutiscua las paragénesis corresponden a la zona de la Estaurolita-Cianita (parte media a alta) al igual que el sector de Berlín-Silos.

8.1 CONDICIONES P-T DE METAMORFISMO

Las condiciones P-T de metamorfismo se determinaron mediante geotermobarometría usando las calibraciones Hbl-Pl (Holland, T. & Blundy, J. 1994)⁸⁶; el compendio de geotermómetros y geobarómetros Reches. Los diagramas de equilibrio de fase (seudosecciones) se obtuvieron mediante el programa Theriak-Domino de Capitani C. and Petrakakis K (2010)⁸⁷.

8.2.1 Geotermómetro Hbl-Pl: Mediante este geotermobarómetro se determinaron las temperaturas de metamorfismo en un neis hornblendico, (muestra PCM-583) aflorantes en el sector de Pamplona y una anfibolita, (muestra PCM-638) del sector de Mutiscua. Las temperaturas obtenidas en la base de edenita-tremolita

⁸⁶ HOLLAND, T and BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *CONTRIB MINERAL PETROL* 116. [online]. 1994. p. 433-47.

⁸⁷ Capitani C. and Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95: [online]. 2010. [citado en Septiembre 16 de 2015]. [Disponible en <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>]. p.1006-1016..

fueron 680 y 693°C para el neis hornblendico y 636 y 693°C para la anfibolita, estas temperaturas se encuentran dentro de la facie Anfibolita.

Los rangos de presión utilizados fueron de 5-7 Kbar, ya que estos valores son los más comúnmente conocidos para los Esquistos del Silgará en este sector (parte central del Macizo de Santander), (García et al 2005⁸⁸; Castellanos et al 2008⁸⁹).

8.2.2 Geotermómetro PI-Kfs – Rechés: Este geotermómetro se usó para hallar las condiciones de temperaturas de un neis biotítico (muestra PCM-140) del sector de Mutiscua. Las temperaturas obtenidas oscilan entre los 612 y 690°C como se observa en la tabla 12. De acuerdo con las temperaturas obtenidas, estas corresponden a la facie Anfibolita.

Tabla 12. Valores de temperatura obtenidos para un neis biotítico del sector de Mutiscua.

Geotermómetro PI-Kfs - Rechés

Roca	Neis biotítico (PCM-140) Mutiscua
TERMOBARÓMETRO	TEMPERATURA
Furhman & Lindsley, 88-AN	612,5
Furhman & Lindsley test (<80)	659,5
Green & Undansky, 86-AN	690,4

Las profundidades de emplazamiento de las rocas del Ortoneis, fueron calculadas para un neis hornblendico del sector de Pamplona (muestra PCM-583) y una anfibolita del sector de Mutiscua (muestra PCM-638), considerando los valores de

⁸⁸ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

⁸⁹ CASTELLANOS A, Óscar M; RÍOS R, Carlos A. and TAKASU Akira. A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with p–t paths of the barrovian-type silgará formation at the central Santander Massif, Colombian Andes. Earth Sci. Res. J. [online]. 2008 Vol. 12, No. 2. p. 125-155.

presión de 5 y 7 Kbar y un promedio de densidad de la corteza de 2.65 g/cm³. Teniendo en cuenta estos valores se usó la siguiente fórmula:

$$\text{Presión (kb)} = \rho gh$$

Donde ρ es el valor de la aceleración de la gravedad en m/s²; g es el valor de la densidad de la corteza en g/cm³ y h es la profundidad en kilómetros.

Las profundidades en promedio halladas fueron de 19 y 27km. Estas profundidades son coherentes con las profundidades inferidas para la unidad Esquistos del Silgará e indicarían un emplazamiento del Ortoneis en las mismas condiciones del pico metamórfico alcanzadas por los Esquistos del Silgará (García et al., 2005⁹⁰; Castellanos et al., 2008⁹¹).

8.2 DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO DE FASE

Los diagramas de equilibrio de fase, llamados también pseudosecciones es un diagrama de fase que permiten determinar y visualizar los campos de estabilidad de una asociación mineral estable (paragénesis) para una composición específica de una roca a unas condiciones específicas de presión y temperatura. A diferencia de los diagramas de fase, se trabaja con menos reacciones y se restringe a una composición definida en lugar de un sistema químico.

Para determinar los equilibrios de fase en las rocas del Ortoneis, se usó el programa de computador Theriak-Domino, escrito por Cristian De Capitani and Petrarkis, 2010. Este programa es de libre uso y se puede descargar de la página <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>.

⁹⁰ GARCIA RAMIREZ, *et al.* Op cit.

⁹¹ CASTELLANOS, *et al.* Op cit.

La base termodinámica usada para los cálculos es la de Holland, denominada tcds61c.

En las figuras 26a, 26b, 26c y 26d se presentan los diagramas de equilibrio de fases obtenidos para las muestras PCM-140 (Neis biotítico de Mutiscua); PCM-638 (anfíbolita de Mutiscua); PCM-769 (Neis biotítico de Ranchadero); BM-141 (Neis cuarzo-feldespático de Berlín).

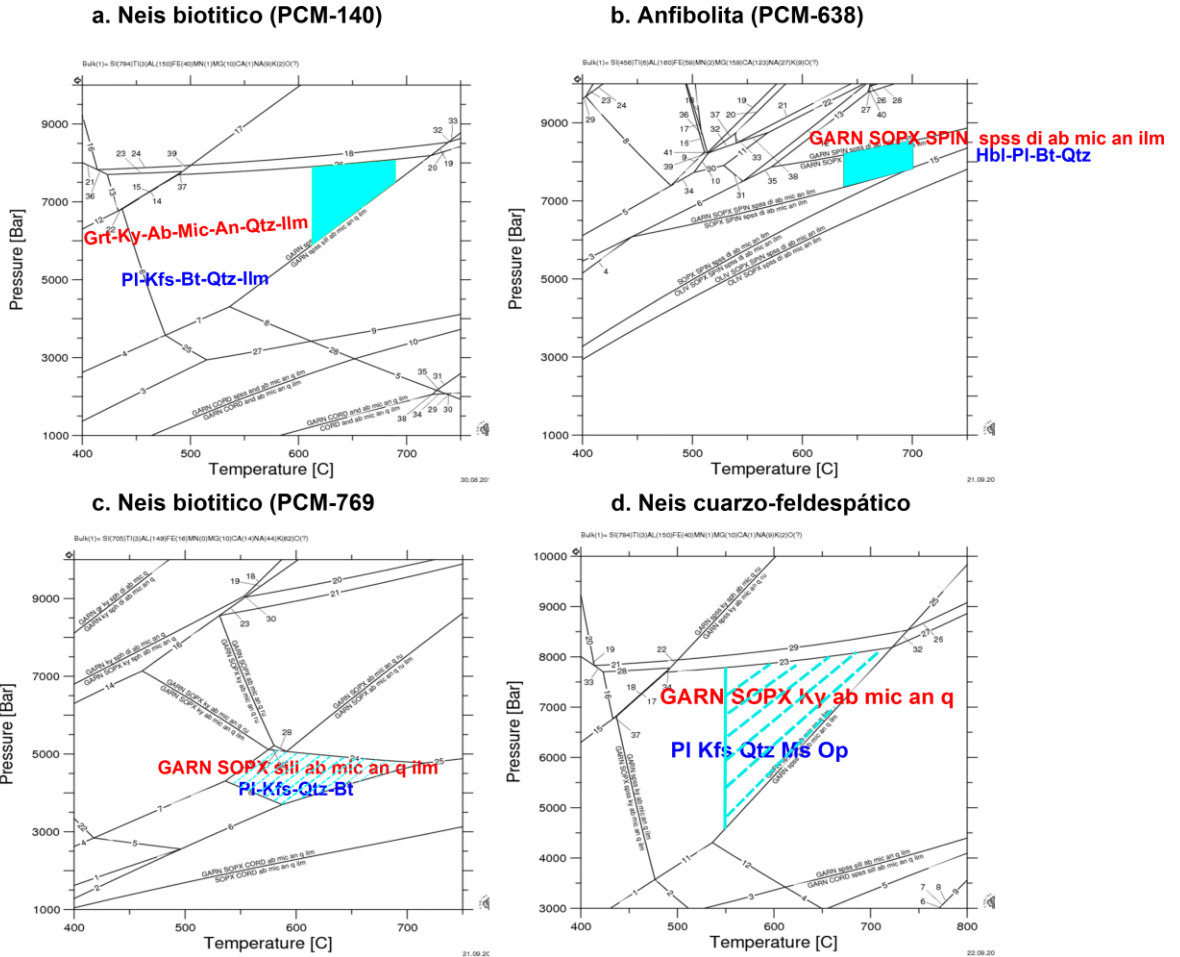
Las condiciones P-T para el equilibrio de las muestras neis biotítico (PCM-140) y anfíbolita (PCM-638) están en el rango de 5,8 y 7,5 Kbar y 612 y 690°C y 7,2 y 8,5 Kbar y 636 y 693°C respectivamente.

En el campo de estabilidad de estas rocas, se indican las condiciones P-T obtenidas mediante el geotermómetro RECHES PI-Kfs (polígono en celeste). Es clara la coincidencia en las condiciones P-T y el campo de estabilidad del equilibrio $Pl+Kfs+Bt+Qtz+Op$ para la muestra PCM-140 (Ver figura 26a) y $Hbl+Pl\pm Bt\pm Qtz$ para la muestra PCM-638 (Ver figura 26b).

Para un neis biotítico (muestra PCM-769) del sector de Ranchadero, la asociación obtenida mediante el programa fue GARN SOPX (Granate y piroxeno como miembros extremos) – Sill (sillimanita) – ab (albita) – mic (microclina) - an (anortita) – q (cuarzo) – ilm (ilmenita). Las condiciones P-T para el equilibrio de esta muestra son entre 3,7 y 5,2 Kbar y 540 y 710°C respectivamente. Petrográficamente la asociación definida para este Ortoneis es Bt-Pl-Qtz-Kfs como se muestra en la figura 26c.

En el sector de Berlín los rangos P-T obtenidos para un neis cuarzo-feldespático (muestra BM-141) fueron 3,6-8,2 Kbar y 550-700°C. La asociación alcanzada por el programa y la paragénesis obtenida mediante los estudios petrográficos se muestran en la (Ver figura 26d).

Figura 26. Diagramas de equilibrio de fases. (a) Neis biotítico (PCM-140); (b) Anfibolita (PCM-638); (c) Neis biotítico (PCM769); (d) Neis cuarzofeldespático.



Las letras en rojo son las asociaciones obtenidas por el programa: Grt (Granate); Ky (cianita); Ab (albita); Mic (microclina); An (anortita); q (cuarzo); Ilm (ilmenita); GARN SOPX SPIN spss di; GARN SOPX (Granate y piroxeno como miembros extremos); Sill (sillimanita); las letras azules son las paragénesis observadas en el estudio petrográfico; los campos resaltados en celeste son las condiciones P-T obtenidas mediante el geotermómetro PI-Kfs (Programa RECHES) para las muestras PCM-140 y PCM-638; por último, las líneas punteadas celestes son los campos de condiciones P-T propuestos para las muestras PCM-769 y BM-141.

8.3 TRAYECTORIA P-T

En la elaboración de la trayectoria P-T se consideraron las paragénesis minerales, los valores de presión y temperatura, obtenidos mediante geotermobarometría y diagramas de equilibrio de fase. En la figura 27 se presenta la trayectoria general propuesta para las rocas del Ortoneis en los sectores de Pamplona, Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos.

La trayectoria P-T es en sentido horario, muy similar a la definida por García et al 2005⁹²; Castellanos et al 2008⁹³, y Van der Lelij et al 2013⁹⁴ para los Esquistos del Silgará. Sin embargo, se observan ligeras diferencias en los valores de presión y temperatura, posiblemente debido a los geotermobarómetros usados (diferentes calibraciones).

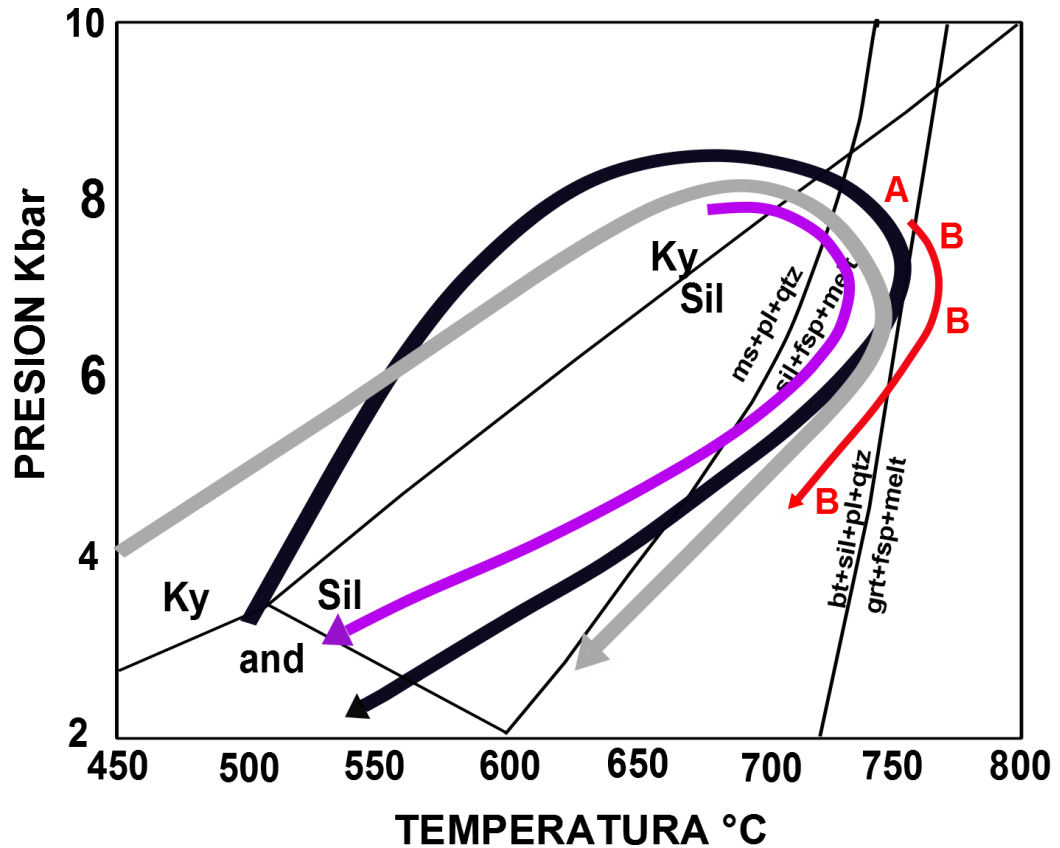
De acuerdo con la trayectoria, el metamorfismo es barroviense, típico de ambientes de colisión. El pico de presión se alcanzó primero para estas rocas, con un máximo de presión de 8,5kbar, seguido del pico térmico con valores de 700°C aproximadamente.

⁹² GARCIA RAMIREZ, et al. Op cit.

⁹³ CASTELLANOS, et al. Op cit.

⁹⁴ Van der Lelij et al. Op cit.

Figura 27. Trayectorias P-T obtenidas para las rocas del Ortoneis y los Esquistos del Silgará.



Tomado de: Van der Lelij et al 2013. Modificado por el autor.

Las trayectorias negra y gris son las propuestas por García et al 2005 y Castellanos et al 2008 para los Esquistos del Silgará respectivamente; el punto A indica las condiciones de pico interpretadas alrededor de 477Ma por Van der Lelij et al 2013, la trayectoria roja propuesta por este mismo autor, indica las condiciones de intrusión del Ortoneis hasta 472Ma; y por último la línea morada es la trayectoria general propuesta por el autor de este trabajo para las rocas del Ortoneis.

9. DISCUSIÓN

Los principales resultados obtenidos de los estudios petrográficos, geoquímicos y condiciones P-T de metamorfismo alcanzadas para las rocas del Ortoneis se analizan y discuten a continuación.

Las relaciones de campo de los cuerpos de Ortoneis, indican contactos de tipo intrusivo a fallado con el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará y fallado con las unidades sedimentarias del Cretácico principalmente. En los sectores de Pamplona y Silos el contacto entre los Esquistos del Silgará y el Ortoneis es neto e intrusivo, mientras que en los sectores de Mutiscua, Ranchadero y Berlín es fallado. Es común encontrar xenolitos de esquistos y cuarcitas en el Ortoneis. Independiente del carácter del contacto, las foliaciones del Ortoneis y la rocas de los Esquistos del Silgará son concordantes.

Existen algunas diferencias relacionadas con el desarrollo de la foliación. En el sector de Pamplona, el Ortoneis muestra buen desarrollo de la foliación con dirección principal NE. En Mutiscua, la foliación varía de débil a bien desarrollada, algunas veces es de tipo augen, con dirección NW. En los sectores de Berlín-Ranchadero-Silos, la foliación varía de bien desarrollada (dirección NW) a casi masiva.

Composicionalmente, existen algunas diferencias entre los ortoneises de los diferentes sectores así: Los ortoneises del sector de Pamplona son pelíticos con delgadas intercalaciones de neises máficos y anfibolitas. Son ligeramente más peraluminicos que los demás. Mineralógicamente, esto se evidencia por la presencia de muscovita. Otra particularidad es la predominancia de feldespato potásico tipo microclina y la presencia de turmalina como mineral accesorio y

hasta menor. En los sectores de Mutiscua, Ranchadero, Silos y Berlín el Ortoneis es pelítico con intercalaciones de neis máfico y lentes de anfibolita. Hacia Berlín existe un ligero predominio del neis cuarzofeldespático. Se destaca en los sectores de Ranchadero y Silos la presencia de neis biotítico con porfidoblastos de magnetita, formando pequeños cuerpos en contacto fallado con los demás ortoneises o Esquistos del Silgará. Solamente en el sector de Ranchadero se colectó una muestra de neis pelítico con silimanita.

Algunas de estas diferencias estructurales y composicionales ya habían sido reportadas por Campos (1999)⁹⁵, Montenegro y Barragán (1999)⁹⁶, García y Campos (2000)⁹⁷, Gutiérrez (2001)⁹⁸ y García et al. (2005)⁹⁹, Las diferencias entre los ortoneises podría explicarse a partir de: 1) variaciones en el protolito de granito a cuarzo diorita; 2) fuente diferente: cortical y mezcla de corteza y manto superior; 3) origen diferente: granitos tipo I o S?

Las características geoquímicas de los ortoneises en lo relacionado con elementos mayores es la siguiente: SiO₂ entre 47,67% y 76,95%; Al₂O₃ entre 9,83% y 17,91%; FeO 0,15% y 11%; MgO entre 0,09% y 11,15; CaO entre 0,28% y 12,00 y K₂O entre 0,75 y 5,90. Estas diferencias se explican a partir de las variedades mineralógicas y composicionales. Las metapelitas más enriquecidas en Al₂O₃ y SiO₂, a diferencia de las metabasitas con mayor Mg, Ca y Fe y las cuarzofeldespáticas con abundante Si, K y Na. A partir del contenido de REE, se pueden diferenciar tres tipos de rocas: 1) ortoneises biotíticos altamente diferenciados en la parte central del Macizo de Santander; 2) ortoneises altamente diferenciados pero empobrecidos en REE de composición cuarzofeldespática y, 3) Anfibolita poco diferenciada de composición máfica en la parte central. Mediante

⁹⁵ CAMPOS, Op cit.

⁹⁶ MONTENEGRO Y BARRAGAN, Op cit.

⁹⁷ GARCIA Y CAMMPOS, Op cit.

⁹⁸ GUTIERREZ, Op cit.

⁹⁹ GARCIA RAMIREZ, et al. Op cit

los diagrama spider normalizado al manto primitivo para las rocas del Ortoneis, se observó que los patrones son muy similares para los neises biotíticos e indican un enriquecimiento en Rb, Th, Zr, La, Ce, Sr, Nd, Sm y un empobrecimiento en Ba, U, P, Ti, Pb. Esta distribución es típica de la corteza inferior en la cual habría ocurrido la fusión parcial. El neis cuarzo-feldespático (muestra BM-141) presenta un patrón diferente: enriquecimiento en Rb, Th, Ta, Nb, Hf y empobrecimiento en Ba, Sr, P, Zr y Ti. Indicaría un origen en zona cortical media o una mayor diferenciación. La muestra de anfibolita PCM-638 muestra un empobrecimiento en elementos traza LIL y REE ligeras.

Las clasificaciones geoquímicas (Cox *et al.* (1979)¹⁰⁰; Pecerrillo y Taylor (1976)¹⁰¹; Shand (1943)¹⁰² indican que los protolitos son de composición granítica para los sectores de Mutiscua y Berlín y cuarzo diorítica a granodiorítica para el sector de Pamplona. En el sector Ranchadero-Silos el protolito varía de granito a cuarzo diorita predominando el primero. Las relaciones del índice de saturación en alúmina están por encima de uno (1) con valores que varían de la siguiente manera: Para neises biotíticos la relación A/CNK va de 1,05 a 1,26; y para el neis cuarzo-feldespático la relación A/CNK es 1,08. Estos valores evidencian el carácter peraluminosos de las rocas y una afinidad calco-alkalina alta en potasio, siendo granitos de arco volcánico formado en zonas de margen continental activa VAG (siglas en inglés de Volcanic arc granite) (Pearce *et al.* (1984)¹⁰³; Harris *et al.* (1986)¹⁰⁴).

Las características geoquímicas de las rocas del Ortoneis son concordantes con las obtenidas por Van der Lelij *et al.* (2015)¹⁰⁵ para algunos cuerpos de ortoneises. Estos autores mencionan entre otros: (1) Rangos en el contenido de SiO₂ entre

¹⁰⁰ COX, *et al.* Op cit.

¹⁰¹ PECERRILLO and TAYLOR, Op cit.

¹⁰² SHAND, Op cit.

¹⁰³ PEARCE, *et al.* Op cit.

¹⁰⁴ HARRIS, *et al.* Op cit.

¹⁰⁵ VAN DER LELIJ, R, *et al.* Op cit.

54% y 75%?; (2) serie calco-alkalina alta en K, rocas ligeramente peraluminosas, (3) Variaciones en el Índice de Shand y relaciones variables entre Na₂O y K₂O sugieren la presencia tanto de granitos tipo I y S (Chappell y White, 1974)¹⁰⁶ los cuales fueron coetáneos, (4) Las rocas ígneas del Paleozoico temprano pueden ser un resultado de la mezcla de proporciones variables de masas fundidas derivadas de diferentes fuentes (Maas et al., 1997¹⁰⁷; Patiño-Douce, 1999¹⁰⁸), (5) Contenido de elementos traza muy similar al promedio de la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985¹⁰⁹), con la excepción de las concentraciones de Nb y Ta, (6) Los bajos contenidos de Nb y Y de la mayoría de rocas son característicos de las rocas que se formaron en márgenes convergentes (Pearce, 1996¹¹⁰) y (7) La abundancias de REE son generalmente similares a la de la corteza continental superior, con anomalías negativas y positivas en europio.

Las condiciones de metamorfismo del Ortozoico, fueron obtenidas a partir de las paragénesis minerales, geotermobarometría y diagramas de equilibrio de fase (seudosecciones). Las paragénesis obtenidas por tipo composicional fueron las siguientes: Metabasitas (Hbl+Pl±Bt±Qtz±Ep); Metapelitas (Pl+Kfs+Qtz+Bt±Ms±Ep±Hbl±Mag±Sill); y Cuarzofeldespáticas (Pl+Or+Qtz±Bt) y las temperaturas obtenidas de 540 a 710°C y presiones de 3,6 a 8,2 indican condiciones de facies anfibolita, zonas de la estauroлита-cianita y parte baja de la

¹⁰⁶ CHAPPELL Y WHITE, 1974, cited by VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the lapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: marzo 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

¹⁰⁷ MAAS et al., 1997, cited by VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the lapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: marzo 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

¹⁰⁸ PATIÑO-DOUCE, 1999, cited by VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the lapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: marzo 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

¹⁰⁹ TAYLOR and MCLENNAN, 1985, cited by VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the lapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: marzo 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

¹¹⁰ PEARCE, *et al.* Op cit.

zona de la silimanita y profundidades de emplazamiento entre 19 y 27Km. Estos datos apuntan a que el metamorfismo es regional orogénico y de igual grado que el registrado para las rocas de la unidad Esquistos del Silgará en el sector central del Macizo de Santander (García et al, 2005¹¹¹; Castellanos et al., 2008¹¹²). El evento metamórfico principal sería de tipo barroviense, propio de ambientes colisionales, corroborado esto por las características geoquímicas del Ortoneis mencionadas anteriormente, las cuales indican que el protolito del Ortoneis se emplazó de forma sintectónica en un ambiente de colisión (granitos sincolisionales). Este emplazamiento es muy probable que haya ocurrido en condiciones del pico metamórfico de los Esquistos del Silgará. No se descarta que algunos cuerpos de Ortoneis se hayan emplazado en condiciones post-pico, al inicio del metamorfismo retrogrado de los Esquistos del Silgará. Evidencias de esto son neises con débil foliación a estructura casi masiva y un grupo de edades del Ordovícico Tardío al Silurico Temprano.

En relación con la edad del Ortoneis, adicional a las ya conocidas (Goldsmith et al. (1971)¹¹³, Ward et al (1973)¹¹⁴, Forero (1990)¹¹⁵, Restrepo-Pace (1995)¹¹⁶, Ordoñez et al. (2006)¹¹⁷, Restrepo-Pace et al. (2010)¹¹⁸), recientemente, otros autores (Mantilla et al. (2012)¹¹⁹ y Van Der Lelij (2013)¹²⁰) han publicado nuevas dataciones que permiten precisar más la edad de emplazamiento del Ortoneis. En la tabla 13 se recopilan las edades obtenidas en los diferentes sectores del Macizo de Santander.

¹¹¹ GARCIA RAMIREZ, et al. Op cit.

¹¹² CASTELLANOS, et al. Op cit.

¹¹³ GOLDSMITH, et al. Op cit.

¹¹⁴ WARD, et al. Op cit.

¹¹⁵ FORERO, Op cit.

¹¹⁶ RESTREPO-PACE, et al. Op cit.

¹¹⁷ ORDOÑEZ, et al. Op cit.

¹¹⁸ RESTREPO-PACE, et al. Op cit.

¹¹⁹ MANTILLA, et al. Op cit.

¹²⁰ VAN DER LELIJ, Op cit.

Tabla 13. Edades del Ortoneis en el Macizo de Santander.

NUMERO DE MUESTRA	ESTE	NORTE	SECTOR	UNIDAD	Litología	ROCA/MINERAL	MÉTODO	EDAD (Ma)	AUTOR
12262	1.075.018	1.407.509	Ocaña	ORTONEIS	Metadiorita	Hornblenda de	K-Ar	413 ± 30	Goldsmith (1971) y Ward (1973)
14362	1.161.758	1.284.204	NE de Chitagá			Muscovita de una pegmatita	K-Ar	457 ± 13	
12256	1.141.475	1.293.361	NW de Silos			Granito neisico	Roca total	Rb-Sr	
			Sur de Pamplona	ORTONEIS	Gabro	Hornblenda	K-Ar	456 ± 23	Boinet <i>et al.</i> , (1985)
				ORTONEIS		Roca total	K-Ar	465 a 421	Forero (1990)
				ORTONEIS		Zircón	U-Pb	477±16	Restrepo-Pace (1997)
BOC-1				ORTONEIS			Rb-Sr (roca total)	413	Ordoñez (2006)
							Rb-Sr (roca total)	268± 26	
				ORTONEIS		Zircón	U-Pb	477 ± 16	Restrepo-Pace (2010)
								471 y 360	
GE_58_M1_16 GI_60_M2_30 GI_60_M2_22					Dioritas Foliadas		U-Pb (laser ablation)	477± 2	Mantillaet <i>a/</i> (2012)
10VDL37	1.121.823	1.286.673	Tona	ORTONEIS				451.5 ± 1.5	Van Der Leij (2013)
10VDL39	1.119.769	1.285.501	SW de Tona	Pegmatita de un Ortoneis				208.8 ± 1.2	
10VDL43	1.138.717	1.292.063	SW de Ranchadero sobre el rio Cáraba	Migmatita?			U-Pb	209.2 ± 3.4	
10VDL44	1.150.680	1.303.836	SW de Pamplona	Ortoneis				473.5 ± 2.5	
10VDL49	1.151.950	1.319.819	NE de Pamplonita	Ortoneis				479,8 ± 3,1	
10VDL51	1.130.795	1.293.855	SW de Vetas	Ortoneis				472.5 ±3.4	

Dos grupos de edades han sido obtenidas para las rocas del Ortoneis, unas del Ordovícico Temprano, con edades alrededor de los 479 a 471Ma y otras asociadas al Ordovícico Medio-Tardío, con edades alrededor de los 465 a 450 Ma.

La existencia de estos rangos de edades posiblemente también se puedan relacionar con las edades y eventos propuestos por Mantilla et al. (In Press)¹²¹, para las rocas de la Formación Silgará (S.I.), así:(1) Un evento orogénico principal Famatiniano (conocido también como Quetame-Caparonensis), durante el cual se alcanzó el pico metamórfico de Esquistos del Silgará (s.s.) y Esquistos del Chicamocha), siendo este evento el de máximas condiciones P-T y de edad Ordovícico Temprano (Van Der Lelij et al., 2015). La edad de este evento (484-474 Ma) se registra muy bien en los ortoneises que se emplazaron de forma sintectónica y prueba de esto es la concordancia entre las foliaciones de los Esquistos del Silgará y el Ortoneis (Restrepo-Pace and Cediél, 2010¹²²; Mantilla et al., 2012¹²³; Van Der Lilej, 2013¹²⁴). (2) un evento orogénico menor Famatiniano que comprende las Filitas de San Pedro y el cual debió tener lugar entre finales del Ordovícico Tardío y el pre-Devónico Medio (muy posiblemente su máximo pico tuvo lugar durante el Silúrico Temprano, considerando las características del magmatismo Silúrico reportado por Botello et al 2014¹²⁵). Este último evento posiblemente pudo haber generado también ortoneises con débil foliación a ligeramente masivos?

El modelo de formación que más se ajusta a nuestros datos y evidencias es el propuesto por Van der Lelij et al. 2015¹²⁶ (Ver figura 28). De acuerdo con estos autores, las rocas de los Andes del Norte registran un magmatismo de arco continental entre 499 y 415 M.a, un evento orogénico entre 500 y 473 M.a seguido

¹²¹ MANTILLA, et al. Op cit.

¹²² RESTREPO-PACE and CEDIEL, Op cit.

¹²³ MANTILLA et al. Op cit.

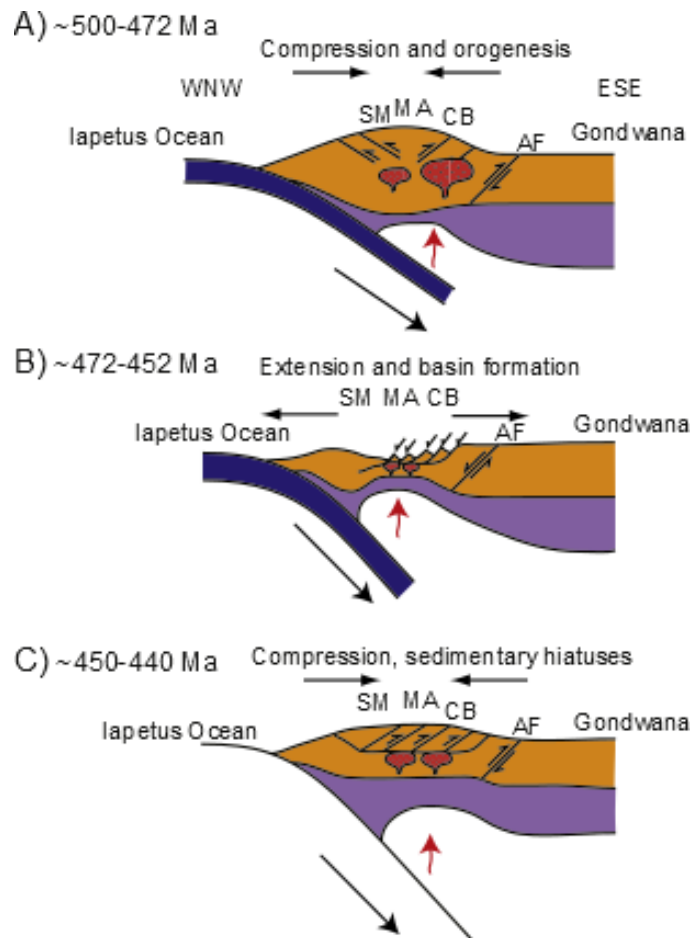
¹²⁴ VAN DER LILEJ, Op cit.

¹²⁵ BOTELLO et al 2014, citado por Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. En prensa. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. Boletín de Geología. [en línea]. 2016.

¹²⁶ VAN DER LELIJ, et al. Op cit.

por un retro arco extensional y formación de cuencas a los 453 M.a. Las rocas de arco son coetáneas con el arco Famatiniano (Bahlburg et al 2009)¹²⁷.

Figura 28. Modelo tectonometamórfico del Paleozoico Temprano para los Andes del Norte. AF (falla Apure); CB (Bloque Caparo); MA (Andes de Mérida); SM (Macizo de Santander).



Tomado de Van der Lelij *et al.* 2015.

¹²⁷ Bahlburg et al 2009, citado por VAN DER LELIJ, Roelant. *et al.* Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: April 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

10. CONCLUSIONES

El modo de ocurrencia, las relaciones de campo y las características petrográficas de las rocas del Ortoneis indican diferencias en cada uno de los sectores estudiados. En el sector de Pamplona, la estructura predominante en las rocas es néisica, con buen desarrollo de la foliación y dirección NE. En Mutiscua, la estructura de la roca es neisica y ocasionalmente ojosa o masiva y augen, con foliaciones que varían de débil a bien desarrollada con dirección NW. En Berlín-Ranchadero-Silos, la estructura de la roca es neisica, con buen desarrollo de la foliación en dirección NW. En los sectores de Pamplona y Silos el Ortoneis presenta contacto neto e intrusivo con los Esquistos del Silgará, mientras que en los sectores de Mutiscua, Ranchadero y Berlín el contacto es fallado.

El Ortoneis en Pamplona consiste en metabasitas (neis hornblendico y anfibolita) y metapelitas (neis biotítico y neis moscovítico); en Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos las variedades presentes son metabasitas (neis hornblendico y anfibolita), rocas cuarzofeldespáticas y metapelitas (neis biotítico, neis biotítico son sillimanita y neis biotítico con magnetita). El tipo composicional predominante en todos los sectores es el pelítico.

Mineralógicamente, el feldespato potásico predominante en las rocas del Ortoneis en Pamplona, es la microclina, mientras que en Mutiscua, Berlín-Ranchadero-Silos es la ortoclasa. La moscovita como mineral principal, se observó solo en el sector de Pamplona.

Las características geoquímicas del protolito del Ortoneis corresponden a un magma ácido de la serie calco-alcalina alta en potasio, con composiciones de afinidad peraluminosas, y un ambiente de formación de margen continental activa.

Las paragénesis encontradas y definidas en las rocas del Ortoneis, indican que estas sufrieron un metamorfismo regional en condiciones de facies Anfibolita, zonas de la Estauroлита-Cianita y Sillimanita (parte baja de la zona).

Las condiciones de metamorfismo del Ortoneis, fueron obtenidas a partir de las paragénesis minerales, geotermobarometría y diagramas de equilibrio de fase para cada sector. En el sector de Pamplona, las condiciones de presión están en el rango de 5-7kbar y temperaturas entre 680 y 693°C, en el sector de Mutiscua las presiones varían de 3,7 a 8,5kbar y temperaturas entre 540 a 710°C y en el sector de Berlín las condiciones P-T alcanzadas fueron de 3,6 a 8,2Kbar y 550 a 700°C.

Las profundidades de emplazamiento de las rocas del Ortoneis calculadas para un neis hornblendico del sector de Pamplona y una anfibolita del sector de Mutiscua fueron de 19 y 27km siendo estas profundidades coherentes con las inferidas para la unidad Esquistos del Silgará por diferentes autores.

Las relaciones de campo, las características geoquímicas y las condiciones P-T de metamorfismo indican que el protolito del Ortoneis se emplazó al tiempo del pico metamórfico alcanzado por los Esquistos del Silgará durante el Ordovícico Temprano (orogenia Famatiniana principal o Quetame-Caparonensis). Posiblemente, algunos cuerpos de Ortoneis (foliación débil a estructura masiva) se emplazaron durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Inferior (orogenia Famatiniana Menor).

BIBLIOGRAFIA

ABDEL-RAHMAN, A. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. petrol.*, 35(2) [online]. 1994. p. 525-541.

AMAYA FERREIRA Sergio. Caracterización Petrográfica y Petroológica de los Neises, Migmatitas y Granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander. Tesis de Maestría. Bogotá D.C.: Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, 2012. 130p.

BARBARIN B. A review of relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 [online]. 1999. p. 605–626.

BOINET, T. et al. Age et répartition du magmatisme Prémésozoïque des Andes de Colombie = Age and distribution of the Premesozoic magmatism of the Andes of Columbia. *Comptes-rendus des séances de L'Académie des Sciences. Serie 2, Mécanique-Physique, chimie, sciences des L'univers, sciences de la terre.* [Online] 1985. Vol 300 N° 2 [citado 4 julio 2015] p. 445-450.

BROWN G.C., THORPE R.S. and WEDD P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and commentes on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141. [online]. 1984. p. 411-426.

CAMPOS, N. Estudio Mineralógico y Petroográfico de las Metamorfitas al Occidente del Municipio de Mutiscua (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 137p.

Capitani C. and Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist* 95: [online]. 2010. [citado en Septiembre 16 de 2015]. [Disponible en <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>]. p.1006-1016.

CASTELLANOS A, Óscar M; RÍOS R, Carlos A. and TAKASU Akira. A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with p–t paths of the barrobian-type silgará formation at the central Santander Massif, Colombian Andes. *Earth Sci. Res. J.* [online]. 2008 Vol. 12, No. 2. p. 125-155.

COX K.G; BELL J.D and PANKHURS R.J. *The Interpretation of igneous rocks.* George, Allen and Unwin, London, cited by ROLLINSON, Hugh. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* London: Pearson, 1993.

DEER, W.A; HOWIE R.A and ZUSSMAN, J. *An Introduction to Rock-Forming Minerals.* 17th Edn. Longman Ltd. 1966. 528p, Cited by NYARKO et al. Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences* 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

FORERO, A. The basamento of the Eastern Cordillera, Colombia. An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences.* [Online] 1990. Vol 3. No 2. P. 141 – 151.

Fuhrman, M. L. and D. H. Lindsley, Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 1988. 73. p. 201-215.

GARCÍA, Carlos Alberto y CAMPOS, Nelson. Composición química y mineralogía de las biotitas metamórficas del sector central del Macizo de Santander, Colombia. Boletín de Geología [En línea] 2000 Vol. 22 (37), p. 18-27.

GARCÍA RAMIREZ, Carlos Alberto; RÍOS REYES, Carlos Alberto and CASTELLANOS, Oscar. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Boletín de Geología [online] 2005. Vol. 27 N° 2 [cited: 6 april 2014] p. 43 – 68.

GOLDSMITH, R; MARVIN, R.F and MEHNERT, H.H. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Geological Survey Research. [online]. 1971. 750-D, D44-D49.

GUTIERREZ, Claudia. Petrografía y mineralogía de las formaciones Silgará y Ortoneis en el área de Pamplona (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 175p.

Green, N.L , and Usdansky, S.I (1986) Temary-feldspar mixing relations and thermobarometry. American Mineralogist, 71, 1100-1 108.

HARRIS N.B.W: PEARCE J.A. and TINDLE A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc 19. [online]. 1986. p. 67-81.

HOLLAND, T and BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. CONTRIB MINERAL PETROL 116. [online]. 1994. p. 433-47.

JANOŠEK, V., FARROW, C. M. & ERBAN, V. GeoChemical Data toolkit (GCDkit). GCDkit version 3.00 [online] [Praga: República Checa] June 21, 2013. [Cited: Enero 10 2015]. Disponible en Internet: <http://www.gcdkit.org/>.

LEAKE, B.E et al. Nomenclature of amphiboles. European Journal of Mineral. [Online]. 1997. p. 623-642. Cited by NYARKO et al. Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. Research Journal of Environmental and Earth Sciences 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos et al. Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología UIS [En línea] 2009. 31 (1), 31e43.

MANTILLA, Luis Carlos et al. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). Journal of South American Earth Sciences 38. [Online] 2012. P.1-12.

MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos et al. The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences 45. [Online]. 2013. p 235-249.

MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos; GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto y VALENCIA, V.A. En prensa. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. Boletín de Geología [En línea] 2016.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S.-S. Composition of the Earth. Chemical Geology 120: 223-253.

MONTENEGRO, Gustavo y BARRAGAN, Mario. Metamorfismo y Evolución Metamórfica del área comprendida entre los municipios de Vetas (Santander) y Mutiscua (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 88p.

ORDOÑEZ CARMONA, Oswaldo; RESTREPO ALVAREZ, Jorge Julián; MARTINS PIMENTEL, Márcio. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 26. [Online] 2006. P.372–382.

PEARCE J.A; HARRIS N.B.W. and TINDLE A.G. Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25 [online].1984. p. 956-983.

PECCERILLO R. and TAYLOR S.R. Geochemistry of Eocene calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 58, 63-81. 1976,

RESTREPO PACE, P. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpublished Ph.D Thesis, University of Arizona. [Online] 1995. 195 p.

RESTREPO PACE, P.A et al. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Columbian Andes: new constraints for Late Proterozoic Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 155. [Online] 1997. p. 427-441.

RESTREPO PACE, P.A; CEDIEL, F. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences* 29. [Online]. 2010. P.764-771.

RÍOS REYES, Carlos Alberto; GARCÍA RAMIREZ, Carlos Alberto; TAKASU, A. Tectono-metamorphic evolution of the Silgara´ Formation Metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* [Online] 2003. pp 1-22.

ROLLINSON, Hugh. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Pearson, 1993.

ROYERO GUTIERREZ, Jose Maria; CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado Departamento de Santander. Memoria explicativa, INGEOMINAS Bogotá. 2001. 92 p.

SHAND, S.J. 1943. *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits*. Wiley, New York. Cited by ROLLINSON, Hugh. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Pearson, 1993

SIIVOLA Jaakko. SCHMID Rolf. Listado de abreviaciones minerales. Recomendado por la Subcomisión sistemática de rocas metamórficas IUGS: Versión web 01.02.07.

TROGER, W.E. *Optische Bestimmung Der Gesteinsbildenden Minerale, Teil 2*. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 1982. pp: 822, Cited by NYARKO et al. Estimation of Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of the Cal-Alkaline Basin-Type Granitoids in the Winneba Area, Ghana. *Research Journal of Environmental and Earth Sciences* 4(1). [Online]. 2012. p. 41-47.

VAN DER LELIJ, R. Reconstructing northwestern Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological,

thermochronological and geochemical study. Thèse de doctorat. Ginebra, Suiza. Univ. Genève, 2013. 248p.

VAN DER LELIJ, Roelant. et al. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* [online] February, 2015. [cited: April 1 2015] Available from: ELSEVIER: SCIENCE DIRECT [Biblioteca UIS].

WARD, D et al. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico* [En línea]. 1973 Vol. 21 (1-3). pp. 1-132.

ANEXOS

ANEXO A. CATALOGO ROCAS DEL ORTONEIS

(Ver documento adjunto)