

OBDUCCIÓN Y METAMORFISMO DE OFIOLITAS TRIÁSICAS EN EL FLANCO OCCIDENTAL DEL TERRENO TAHAMÍ, CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

Jorge Julián Restrepo A.

Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Minas.

jjrestrepoa@fastmail.fm

Recibido para evaluación: 20 de Noviembre de 2007 / Aceptación: 5 de Diciembre de 2007 / Recibida versión final: 20 de Enero de 2008

RESUMEN

Las dunitas y rocas metabásicas que conforman la Ofiolita de Aburrá se generaron durante el Triásico tardío en un ambiente general de suprazona de subducción que probablemente incluía un arco de islas incipiente y una cuenca retroarco, sin descartarse que pudiera haber rocas de cuenca antearco. Dicho arco y sus cuencas asociadas debieron estar localizados en algún lugar indeterminado del Pacífico, siendo desplazados paulatinamente hacia el borde del continente suramericano para finalmente colisionar con él y ser cabalgadas sobre el borde occidental del Terreno Tahamí. El momento de la colisión tuvo lugar entre el Triásico Tardío y el Cretáceo Temprano, aunque es probable que fuera pocos millones de años después de su formación. Todas estas rocas sufrieron metamorfismo en facies anfibolita durante el cabalgamiento, aunque algunas conservaron texturas ígneas gabróicas reliquias.

Las rocas básicas fueron convertidas en metagabros y diferentes tipos de anfibolitas. Las anfibolitas que se encuentran debajo de la dunita, las cuales forman una suela metamórfica, denominadas aquí Anfibolitas de La Espadera-Chupadero, son muy semejantes en su mineralogía y microestructuras a las Anfibolitas de Santa Elena del Grupo Ayurá-Montebello, pero presentan diferencias en la composición de elementos químicos mayores, menores y trazas. Las Anfibolitas de Santa Elena, probablemente metamorfoseadas en el Pérmico o antes, parecen corresponder principalmente a corteza oceánica tipo N-MORB, mientras que las de La Espadera-Chupadero en parte corresponden a un arco de isla inmaduro así como a corteza oceánica formada en la cuenca retroarco.

Rocas de edad y ambientes similares pudieron haber sido acrecionadas en otros lugares de los Andes del Norte, tanto en Colombia como en Ecuador, en particular como parte del Complejo El Oro en el sur de Ecuador.

PALABRAS CLAVE: Cordillera Central de Colombia, ofiolitas, obducción, petroquímica, suela metamórfica.

ABSTRACT

The dunites and metabasic rocks that compose the Aburrá Ophiolite were formed during Late Triassic times in a general supra-subduction zone that probably included a nascent arc and backarc and forearc basins. The arc and the associated basins must have been located somewhere in the Pacific Ocean, being displaced gradually to the South American continental margin to finally collide with it and be obducted over the western side of the Tahamí terrane. The collision took place between Late Triassic and Early Cretaceous times, being more probable the first age. All these rocks underwent metamorphism in amphibolite facies during the overthrusting, although in some of them igneous relict gabbroic textures were preserved.

The basic rocks were converted to metagabbros and several types of amphibolites. The amphibolites that underlie the dunite, forming a metamorphic sole, herein called La Espadera-Chupadero Amphibolites, are very similar in their mineralogy and microstructures to the Santa Elena Amphibolites of the Ayurá-Montebello Group, but they show some differences in the composition of major, minor and trace elements. The protholith of the Santa Elena Amphibolites, probably metamorphosed during Permian or earlier times, seems to have been an N-MORB oceanic crust, while the La Espadera-Chupadero Amphibolites in part were formed as a nascent island arc as well as backarc basin basalts.

Rocks of similar age and tectonic setting could have been accreted to the Northern Andes in other places of Colombia and Ecuador, particularly in El Oro Complex of southern Ecuador.

KEY WORDS: Central Cordillera of Colombia, ophiolites, petrochemistry, metamorphic sole

1. INTRODUCCIÓN

En el flanco occidental de la Cordillera Central se encuentra localizado el valle de Aburrá, asiento de la ciudad de Medellín. Allí afloran varios cuerpos de anfíbolitas, así como un importante cuerpo de dunita, todos los cuales fueron intruidos por plutones de edad cretácica.

Aunque la dunita ha sido considerada por diversos autores (Jaramillo et al., 1971; Restrepo y Toussaint, 1974) como parte de una ofiolita desmembrada, no ha habido acuerdo sobre cuáles son los demás componentes del cortejo ofiolítico ni sobre su edad. En general se ha considerado que la dunita fue emplazada después del metamorfismo regional paleozoico y antes de la intrusión cretácica del Batolito Antioqueño (Botero, 1963, Restrepo y Toussaint, 1974, 1984; Alvarez, 1987). Recientemente se ha sugerido que la dunita puede ser contemporánea de las rocas metamórficas del Terreno Tahamí, probablemente pérmica o anterior (Restrepo, 2003, 2005; Pereira et al., 2006; Gómez et al., 2006). Sin embargo, como se verá más adelante, esas rocas parecen haberse formado en el Triásico y por lo tanto serían más jóvenes que las demás rocas metamórficas del Tahamí.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cordillera Central geográfica está conformada mayormente por rocas metamórficas que van desde esquistos micáceos hasta migmatitas y granulitas instruidas por plutones intermedios de edades triásicas a paleocenas. Un importante rasgo tectónico, la falla de Otú divide a las rocas metamórficas en dos bloques de geologías muy diferentes (Feininger, 1970) por lo cual ha sido considerada un límite de terrenos (Etayo et al., 1986; Toussaint y Restrepo, 1988). Así, Feininger (1970) afirma "The Otú fault is a truly remarkable geological boundary; it separates blocks of nearly totally dissimilar geology and lithology". De otro lado, Cediel et al., 2003, consideran que el límite de estos terrenos es la falla de Palestina. Realmente esta afirmación sería válida sólo para el tramo en el cual Palestina, que es una falla más joven, ha cortado a la falla de Otú con un desplazamiento dextral de unos 27 Km (Feininger, 1970), ya que en el resto de su trazo Palestina corta rocas del mismo terreno.

Al oriente de Otú hay un basamento grenvilliano intruido por batolitos jurásicos (Feininger et al., 1972; Ordoñez et al., 1999), mientras que al occidente las rocas metamórficas arrojan edades que definieron dos eventos de metamorfismo, uno devocarbonífero y otro permo-triásico (Restrepo et al., 1991; Ordoñez, 2000; Vinasco et al., 2006). Las rocas al oriente de la falla Otú fueron incluidas por Toussaint y Restrepo (1989) en el Terreno Chibcha, junto con las del Macizo de Santander y otras zonas de la Cordillera Oriental, mientras que las rocas occidentales se incluyeron en el Terreno Tahamí, el cual se extiende desde la falla de Otú hasta la falla más oriental del sistema Romeral llamada falla de San Jerónimo (Maya y González, 1995).

La zona específica de Medellín ha sido incluida en diversos terrenos por los diferentes autores. Así, para Etayo et al. (1986) haría parte del Terreno Puquí; para Toussaint, 1996, las dunitas serían parte del terreno Calima cabalgado sobre el Tahamí mientras que para Cediel et al., 2003, harían parte del terreno Cajamarca-Valdivia. En este trabajo se considera que es una parte integrante del Terreno Tahamí, aunque amalgamada tardíamente a éste.

A nivel regional las rocas del Terreno Tahamí han sido agrupadas como Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central (Restrepo y Toussaint, 1984), o como Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995). Localmente en las cercanías de Medellín todas las rocas metamórficas fueron incluidas por Botero (1963) en el Grupo Ayurá-Montebello, mientras que las rocas ultrabásicas, clasificadas como serpentinitas, fueron consideradas por dicho autor como rocas intruidas en estado sólido dentro de las metamorfitas posteriormente al metamorfismo.

Las rocas metamórficas de los alrededores del valle de Aburrá incluyen anfíbolitas de varios tipos, paragneises de diversas clases agrupados recientemente como Gneis de La Ceja por Rodríguez et al. (2005), migmatitas y granulitas, así como paraesquistos cuarzo moscovíticos con grafito, denominados Esquistos de Ancón (Restrepo y Toussaint, 1984).

Hacia el occidente, la falla de San Jerónimo corresponde a un límite abrupto en el cual cambian muchas de las características geológicas de la zona. Parece razonable usar el término Terreno Cauca-Romeral de Etayo et al., 1986 - y mejor aún, "presunto terreno" (suspect terrane)- para la zona al occidente de la falla San Jerónimo y al oriente de la falla Cauca, ya que en esta zona se presentan rocas que solamente se conocen allí. Más discutible parece el uso del término Complejo Arquía de Maya y González (1995) tal como algunos autores lo están empleando, pues lo emplean

como una unidad en donde las rocas serían contemporáneas (Nivia et al., 2006), desvirtuando así el uso del término "complejo". Debido a las profundas diferencias geológicas entre esta zona y el Tahamí, mientras no se conozcan detalles de sus evoluciones, es difícil comprobar correlaciones entre unidades de los dos terrenos.

3. GEOLOGIA DE LA ZONA DEL VALLE DE ABURRÁ ALREDEDORES

En la región cercana a Medellín (ver Figura 1) se encuentran las siguientes unidades:

- Rocas metamórficas, de las cuales las más abundantes son las anfibolitas. Clásicamente se han incluido todas en el Grupo Ayurá-Montebello (Botero, 1963) pero como se discutirá más adelante, hoy en día se ha planteado la posibilidad de que existan cuerpos de edades y orígenes diferentes. Otras rocas metamórficas principalmente derivadas de sedimentos incluyen migmatitas graníticas, gneises biotíticos y esquistos cuarzo-moscovíticos. Una descripción de ellas se encuentra en Restrepo y Toussaint (1984). Sus edades han arrojado principalmente edades permo-triásicas (Restrepo et al., 1991, Ordoñez, 2000; Vinasco et al., 2006). Mención aparte merecen las rocas de la zona de Caldas, en donde se han encontrado las rocas con edades más viejas del Terreno Tahamí. Allí ortogneises han dado edades devónicas tempranas, mientras que anfibolitas granatíferas, aunque arrojan edades devo-carboníferas, por relaciones de campo deben ser más antiguas (Sepúlveda y Saldarriaga, 1980; Bustamante, 2003). Al momento no se sabe si se trata de un pequeño fragmento de otro terreno acrecionado al Tahamí o si hace parte del basamento sobre el cual se depositaron las rocas del Grupo Ayurá-Montebello. En principio, estas rocas se consideran como Grupo Caldas (Restrepo, 1986) independiente del Grupo Ayurá-Montebello.
- Stock de Amagá. Aflora al oeste de la falla de San Jerónimo. Es un plutón granítico de edad triásica (Vinasco et al., 2006).
- Metasedimentitas de la quebrada Sinifaná. También afloran al oeste de la falla de San Jerónimo. Están compuestas por rocas sedimentarias de edad paleozóica con incipiente metamorfismo, (Bustamante et al., 1999), y fueron intruidas por el Stock de Amagá.
- Dunita de Medellín y cuerpos menores de rocas ultrabásicas. Al oriente de la ciudad de Medellín aflora un importante cuerpo de dunita parcialmente serpentinizada, el cual será discutido más adelante.
- Rocas verdes y espilitas de la Formación Quebradagrande de edad cretácea (Botero (1963) o Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995). Afloran solamente al oeste de la falla San Jerónimo.
- Plutones cretácicos. El más importante es el Batolito Antioqueño, de composición tonalita a granodiorita, con numerosas dataciones del Cretáceo Tardío (ver compilación de Maya, 1992). Recientemente se obtuvieron dos edades por U-Pb en circones de 76 ± 2 y 84 ± 2 Ma (Ordoñez et al., 2006). Dichas edades fueron confirmadas por el mismo método por Ibáñez et al. (2007), quienes obtuvieron edades de 83.75 ± 0.36 y 88.46 ± 0.63 Ma y por S. Restrepo et al. (2007) con edades entre 77 y 71 Ma, incluyendo las del batolito de Ovejas, satélite del Antioqueño. Otros cuerpos intrusivos menores son el Stock Gabríco de San Diego, con edades U-Pb en circones de 94 ± 0.9 Ma y el Stock compuesto de Altavista datado por los mismos autores con dicho método en 96 ± 0.39 en la facies básica y 87 ± 0.53 Ma en la facies ácida (Correa et al., 2006); con base en estos datos parecería que el magmatismo básico comenzó poco después de los 100 Ma seguido del intermedio y ácido, que al menos en el caso del Stock de Altavista, intruyeron en el mismo sitio después de varios millones de años. Además del Batolito de Ovejas, considerado satélite del Antioqueño, se presentan stocks menores de tonalitas en el sector de Santa Elena y de Las Estancias (ver Figura 2), además de numerosos diques menores de andesitas y microdioritas; todos ellos se consideran relacionados con el magmatismo del Cretáceo Tardío. Hay que anotar que la edad radiométrica del batolito concuerda con la paleontológica, pues en el sector del río Samaná, borde oriental del batolito, los sedimentos de San Luis (Feininger et al., 1972) están claramente intruidos por el batolito con formación de una aureola de contacto compuesta por cornubianas con andalucita y biotita. En esos sedimentos el autor encontró fósiles de amonites que fueron determinados por Gerardo Botero (com. escrita, 1986) como de edad jurásica tardía a cretácea temprana. Se descarta así para el batolito una edad antigua, supuestamente precámbrica, como consideran Galvis y Huguett, (1986) y Mercado (2003). Esta supuesta edad precámbrica ha sido citada sin análisis crítico por algunos autores (p. ej. Mojica y Kammer, 1995) pero no hay ninguna evidencia geológica seria que la apoye.
- Depósitos de pendiente en las laderas del valle y sedimentos en la llanura aluvial del río Medellín, los cuales han arrojado edades en circones de procedencia volcánica hasta de $3,06 \pm 0,12$ Ma (Toro et al., 1996).

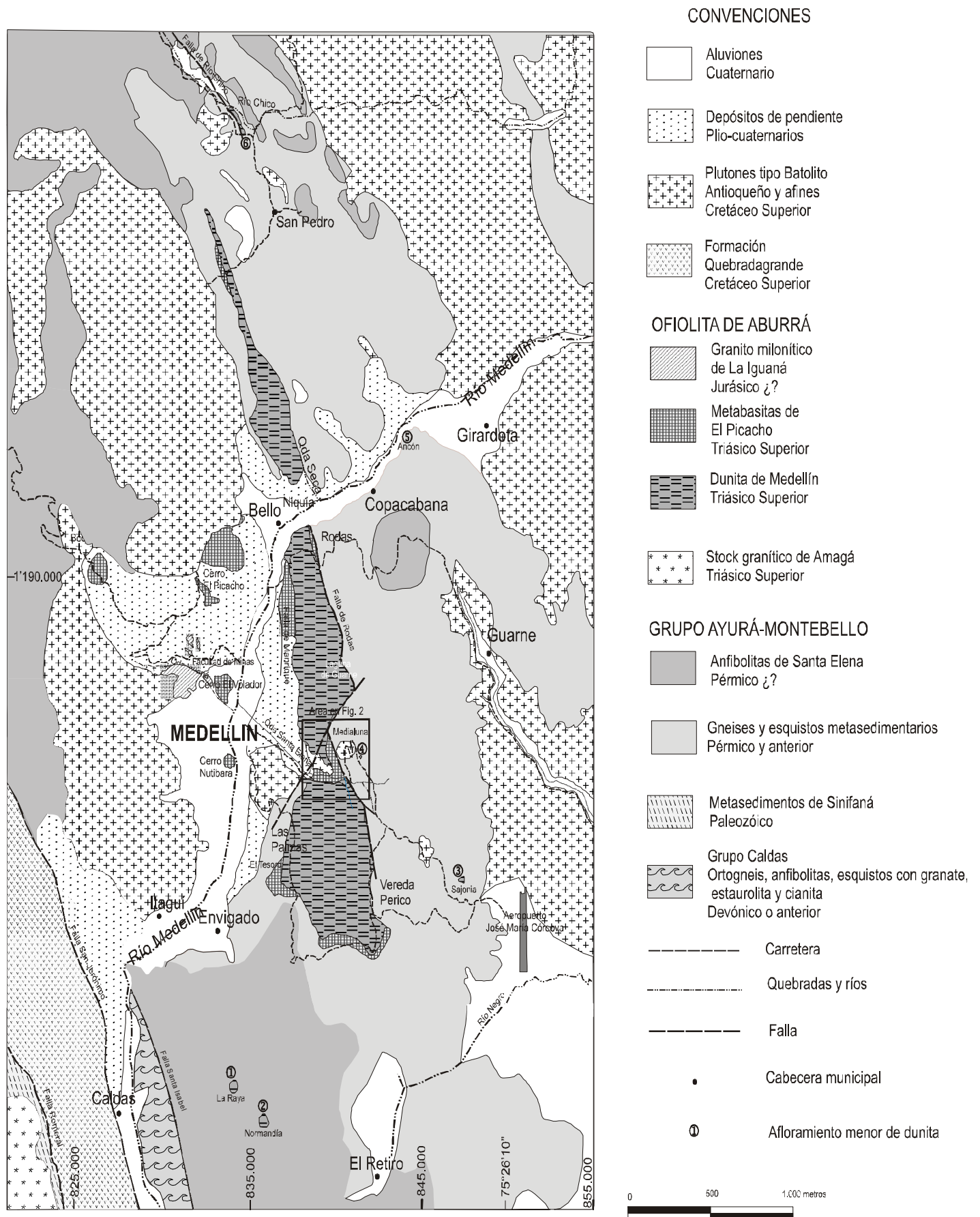


Figura 1. Mapa geológico de la región central de Antioquia. Modificado de Correa et al., 2006.

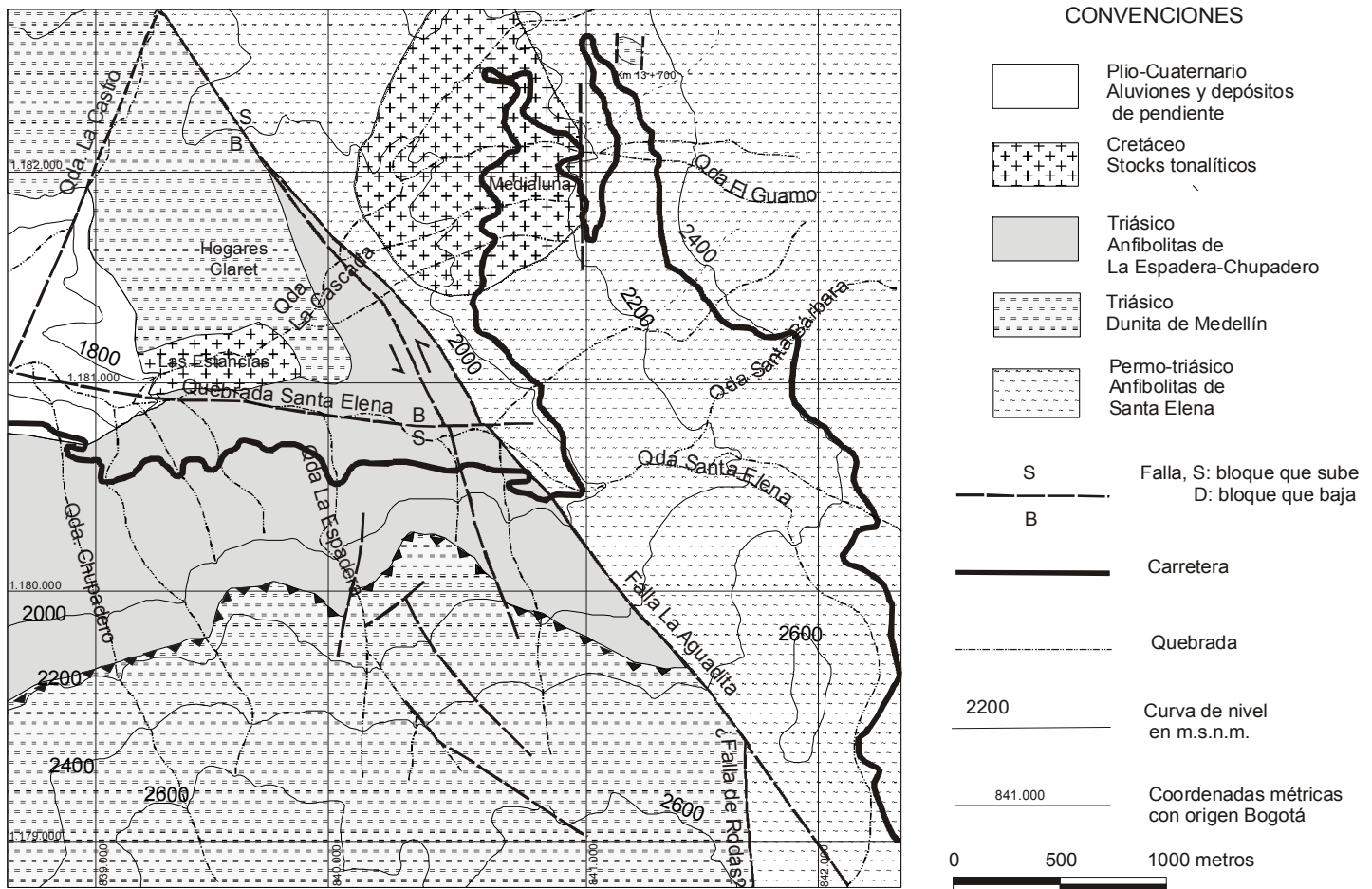


Figura 2. Mapa detallado del sector bajo de la quebrada Santa Elena

3.1 Dunita de Medellín

Esta unidad está conformada por un cuerpo principal que aflora al oriente de Medellín y varios cuerpos menores. El área es de unos 60 kilómetros cuadrados, lo que probablemente lo convierte en el mayor cuerpo ultrabásico que aflora en Colombia. El cuerpo principal se extiende desde la vereda Perico del municipio de Envigado al sur hasta cerca de la cabecera municipal de San Pedro al norte (ver Figura 1) y está dividido en tres bloques. El bloque meridional está separado del central por la quebrada Santa Elena, en donde afloran anfibolitas, y el central está separado del septentrional por los aluviones del río Medellín en el municipio de Bello.

A continuación se describen los cuerpos menores, los cuales en el mapa de la Figura 1 se indican con el mismo número que se presentan aquí:

- 1) Cuerpo del alto de La Raya, localizado en la bifurcación del camino de herradura que desde El Retiro llega a Envigado y a Caldas (Botero, 1963). Este cuerpo está formado por serpentina con algo de magnesita.
- 2) Cuerpo de Normandía, descrito por Rodríguez et al., 2005, localizado al oriente del anterior.
- 3) Cuerpo de Sajonia, localizado en el antiguo camino de herradura entre Medellín y Rionegro (Restrepo y Toussaint, 1974; Bernal y Jaramillo, 1985). Además de la dunita, allí se presentan zonas ricas en enstatita intercrecida con el olivino. También se encuentran pequeñas cantidades de flogopita asociada con estos minerales.
- 4) Cuerpo de Media Luna. En el kilómetro 10+700 de la carretera Medellín-Santa Elena-Rionegro, sitio en donde desde hace 25 años se presentan dificultades geotécnicas, aflora un pequeño cuerpo ultrabásico, separado de las anfibolitas de Santa Elena por fallas frágiles. Dentro de la roca, coexistiendo con olivino y tremolita se encuentra antofilita. También se encuentran bloques de antofilitita granofélsica y mucho asbesto anfibólico, probablemente formado por la misma antofilita.

- 5) Cuerpo del Ancón Norte o de Copacabana. En una antigua cantera afloran diversas rocas que incluyen dunita, anfibolitas, paragneises y paraesquistos, los cuales están intruidos por gabros hornbléndicos (Gutiérrez y Londoño, 1988).
- 6) Cuerpo del río Chico. Entre San Pedro y Belmira aflora un cuerpo de un poco más de un kilómetro de largo de dunita (Rico, 1965). Dicho cuerpo está controlado por la falla del río Chico. Presenta zonas tan ricas en enstatita que hacen que localmente la roca se transforme en una ortopiroxenita.

Aunque no hay pruebas de que todos estos cuerpos se hayan formado y emplazado al mismo tiempo, parece razonable plantearlo como hipótesis de trabajo. De ser cierta esta hipótesis, el área cubierta por el manto de cabalgamiento debió ser considerablemente mayor. Sin embargo, algunos de los cuerpos podrían estar asociados más bien con la Anfibolita de Santa Elena, interpretada principalmente como corteza oceánica de tipo MORB, como se discutirá más adelante. En particular el cuerpo de Sajonia presenta diferencias químicas con todas las demás, lo cual podría deberse a diversas razones, una de las cuales sería que podría pertenecer a un cuerpo ofiolítico diferente.

3.1.1. Petrografía de la dunita

Aunque en algunas partes la roca ultrabásica está bastante serpentinizada, en otras más frescas se observa que el único mineral ferromagnesiano original es el olivino que es el mineral predominante, lo que ha llevado a que la roca sea clasificada como una dunita (Restrepo y Toussaint, 1984; J. Álvarez, 1987). Sin embargo, recientemente en la quebrada Chupadero, afluente de la quebrada Santa Elena, se encontraron en este trabajo bloques de roca ultrabásica con enstatita en porcentajes del 10 al 15%, definiéndose así por primera vez la presencia de una harzburgita dentro del cuerpo principal. La enstatita se presenta en cristales hasta de 12 milímetros de largo envueltos por la foliación y con abundante deformación tipo kink (ver Figura 3 a y b). Es posible que la presencia de ortopiroxeno sea más extendida de lo pensado inicialmente pues en una muestra tomada cerca de San Pedro también se encontraron pequeños cristales de ortopiroxeno, y en una muestra del extremo sur del bloque meridional aparecen cristales relictos convertidos a talco que parecen haber sido originalmente ortopiroxenos. De otro lado, Monsalve (1996) hizo mención de ortopiroxeno en algunas muestras de dunita del bloque septentrional, por lo cual en este trabajo se revisaron las secciones delgadas estudiadas por ella y no se observó la presencia de ortopiroxeno; es probable que el hecho de que en algunas de esas rocas el olivino tenga muy marcado el clivaje puede haber producido la confusión de este mineral con ortopiroxeno.

Otros minerales que se encuentran son espinelas crómicas, tremolita, talco, clorita, magnetita y serpentina, además de la antofilita del cuerpo de Media Luna. Como minerales secundarios son frecuentes costras de garnierita en las fracturas de la dunita, así como uvarovita asociada con las cromititas.

La espinela crómica llega a formar cuerpos podiformes de cromititas, algunos de los cuales han sido explotados económicamente; en ellos está acompañada de olivino. La tremolita se presenta de tres maneras, una en la cual la tremolita está dispersa dentro de la dunita, otra en la cual la tremolita forma bandas hasta de 6 cm de ancho concordantes con la foliación de la dunita y una tercera como venas irregulares dentro de la dunita.

En el caso de la tremolita y la clorita, ha sido corriente tomarlos como minerales de alteración de baja temperatura (por ej. J. Álvarez, 1987), pero una mirada al diagrama CMSH (Figura 4), tomado de Bucher y Frey (2002), muestra que la tremolita se forma entre temperaturas de 540° y 780 °C, correspondientes a la facies anfibolita y posiblemente aún a la facies granulita. En el diagrama MASH la clorita presenta un rango más amplio de temperaturas pero existe establemente hasta unos 740 °C, correspondientes a la parte alta de la facies anfibolita. Talco en presencia de olivino es estable entre 570° y 680 °C. De otro lado, la antofilita es un mineral exclusivamente metamórfico formado en un estrecho rango de temperaturas cercanas a 670 °C (Bucher y Frey, 2002). En algunas muestras, particularmente las del Ancón Norte, se observa la tremolita íntimamente intercrecida con el olivino, llegando este mineral a incluir totalmente a la tremolita. Según esta relación, al menos una parte del olivino debe haber recrystalizado durante el metamorfismo a partir del olivino original. Debe concluirse, entonces, que la dunita estuvo sometida a recrystalización en condiciones metamórficas correspondientes a la facies anfibolita, habiendo alcanzado al menos temperaturas de 670 °C como lo indica la presencia de antofilita. Los minerales de serpentina y tal vez parte de la clorita, son minerales tardíos que reemplazan a los demás y que debieron formarse de manera retrógrada.

En las rocas ultrabásicas de Media Luna se encuentra la asociación: tremolita-antofilita-clorita-olivino-antigorita. De ellos, probablemente la antigorita es retrógrada. Según Dugald Carmichael (com. escrita, 2003) esta asociación tiene un límite

superior de presión de aproximadamente 13 Kb a 630 °C y un límite superior de temperatura de aproximadamente 740 °C a 6 Kb.

La aparición de tremolita dispersa dentro de la dunita en la gran mayoría de las muestras indica la presencia de alguna cantidad de calcio repartido por todo el cuerpo. Aunque cristales de clinopiroxeno no se han encontrado en la dunita, es probable que estuviera presente y que el metamorfismo de facies anfibolita lo hubiera transformado en tremolita, único mineral cálcico-magnésico estable en rocas ultrabásicas dentro de la facies anfibolita (ver Figura 4). Si realmente existió clinopiroxeno, la roca original podría haber sido una lherzolita o al menos una dunita clinopiroxénica. De otro lado, dentro de los ortopiroxenos de la quebrada Chupadero se encuentran exsoluciones paralelas a la dirección (001) que parecen ser de clinopiroxeno y que aportarían un poco de Ca.

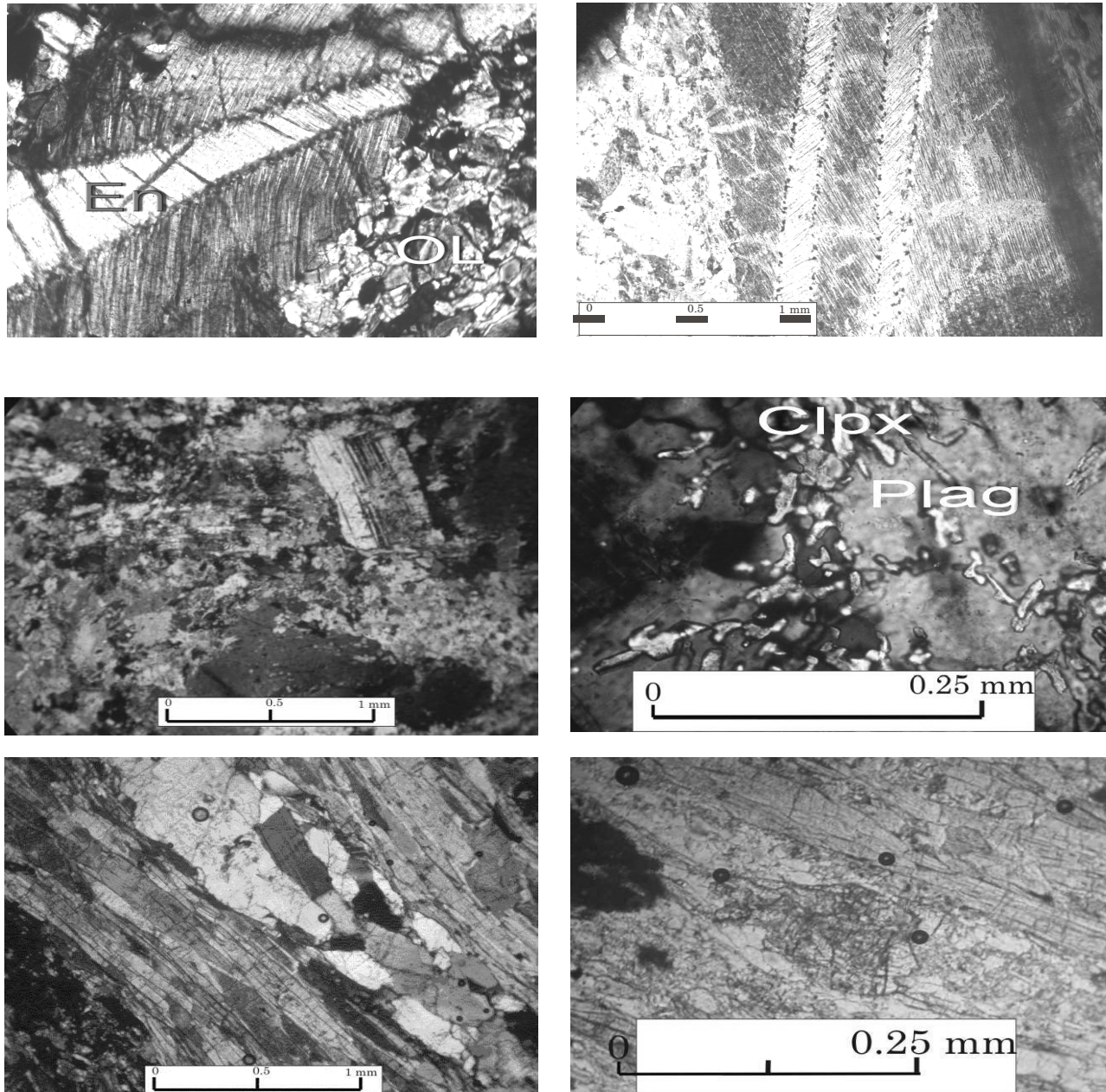


Figura 3. Microfotografías de la zona de estudio

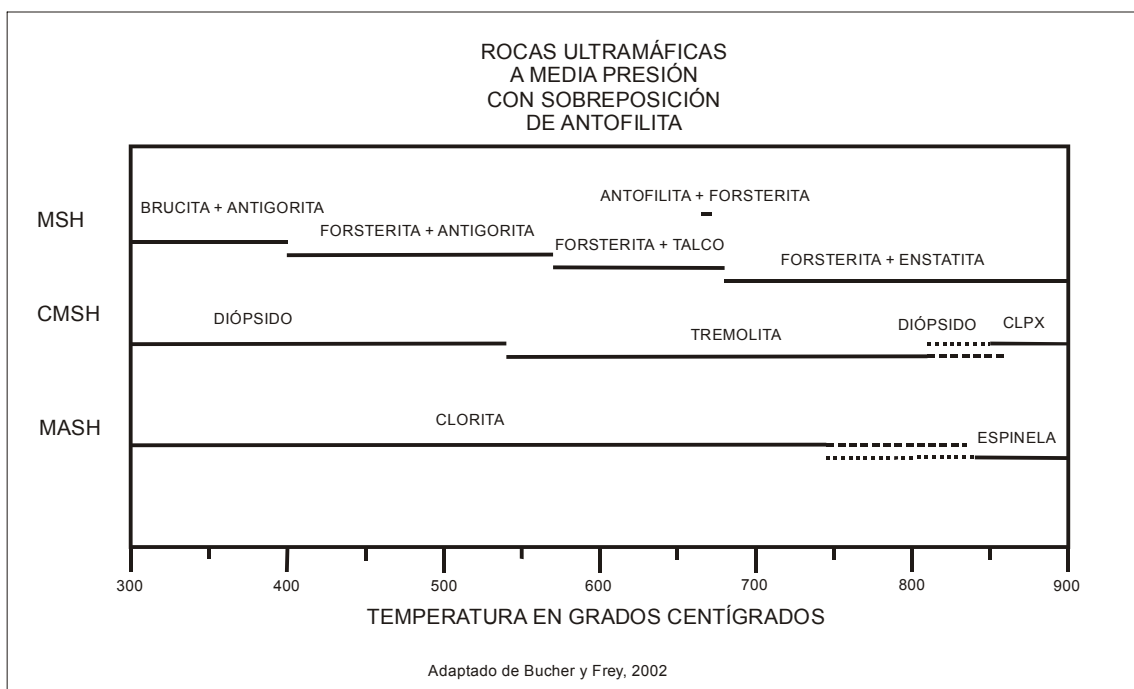


Figura 4. Diagramas de conjuntos mineralógicos para metamorfismo orogénico en los sistemas MSH, CMSH y MASH, modificado de Bucher y Frey (2002)

Teniendo en cuenta que la dunita sufrió metamorfismo en facies anfibolita, el nombre adecuado sería metadunita, aunque ha sido costumbre asignar nomenclatura ígnea a las rocas ultrabásicas, cualquiera sea su origen. De otro lado, la dunita, como roca originada en el manto, debió de haber estado sometida a deformaciones y recrystalizaciones de alta temperatura, las cuales no fueron estudiadas en este trabajo, aunque representan un metamorfismo mantélico anterior al de facies anfibolita.

3.1.2. Estructuras en la dunita

Hay una clara estructura planar en la dunita, observable muy bien en las rocas con algo de meteorización, aunque en fragmentos recién fracturados no es tan fácil observar esta foliación. Es posible que corresponda a planos de alta deformación dúctil, como es el caso de la harzburgita de la quebrada Chupadero, en la cual los cristales deformados de enstatita están envueltos por esta foliación; igual sucede con la espinela crómica. A nivel de sección delgada dicha foliación no es muy notoria. Es muy probable que la estructura planar corresponda a deformaciones dúctiles en el manto, así como la deformación kink en la enstatita.

3.1.3. Origen de la metadunita

Con base en la mineralogía, geoquímica y estructuras, Álvarez (1987) la clasificó como una dunita tectónica, o sea metamórfica en la clasificación de Coleman (1977a). Dicha clasificación implica que la roca es el residuo sólido de la fusión parcial de una peridotita mantélica que produjo magmas básicos. Estas rocas se forman en la base de una secuencia ofiolítica y se deforman plásticamente dentro del manto a muy alta temperatura al desplazarse las rocas lateralmente bajo un centro de expansión. Si llegan a ser emplazadas tectónicamente en el borde de un continente, pueden sufrir otras deformaciones sobreimpuestas. En el caso de la dunita de Medellín, aunque se han hecho estudios estructurales como el de Kammer (1991), la diferenciación de las diferentes estructuras no se ha llevado a cabo aún. De todos modos, es una roca que no es producto de solidificación de un magma y por lo tanto no ha sido ígnea en ningún momento, aunque algunos componentes como los piroxenos y espinelas crómicas pueden haber sido inyectadas en ella como materiales magmáticos.

En cuanto al tipo de ofiolita al cual correspondería la dunita, según Correa y Nilson, (2003), pertenecería al subtipo harzburgita supra zona de subducción, llamadas tipo HOT (harzburgite ophiolite type) por Nicolas y Boudier, 2003. Sin embargo, si realmente la tremolita originalmente fue un clinopiroxeno, pudiera pertenecer al tipo LHOT (lherzolite-harzburgite ophiolite type), al cual están principalmente asociados los depósitos de cromitas en los cuerpos ultrabásicos.

3.1.4. Edad

En general es difícil datar la edad de los cuerpos ultrabásicos directamente, y si además se trata de las dunitas metamórficas, cuando se logra obtener una edad hay que ver qué evento se está datando. En el caso de la dunita de Medellín, la mayoría de autores han considerado que es posterior al metamorfismo y anterior a la intrusión del Batolito Antioqueño, ubicándola así entre el Triásico y el Cretáceo (Botero, 1963; Restrepo y Toussaint, 1974; Alvarez, 1987; González, 2001; Correa y Martens, 2001).

Sin embargo recientemente se ha planteado que la dunita se pudo haber emplazado durante el Paleozoico conjuntamente con las rocas básicas que se transformaron en las anfibolitas de Santa Elena (Restrepo, 2003, 2005; Pereira et al., 2006). Además, en el último mapa geológico de Colombia la Dunita de Medellín se indica como del Proterozoico, junto con las demás rocas metamórficas (Gómez et al., 2006).

Como se discute más adelante, las rocas metabásicas con las cuales están asociadas estas rocas ultrabásicas se han datado como triásicas, por lo cual debe pensarse que ésta debe ser la edad en la cual la peridotita inicial sufrió fusión parcial, aunque debe tenerse en cuenta que por su naturaleza, el manto original debió ser más antiguo.

3.2. Anfibolitas y Metagabros

Botero (1963) reconoció un solo tipo de anfibolitas, las cuales consideró que eran la parte basal del Grupo Ayurá-Montebello. Posteriormente se han encontrado otras rocas metabásicas en el valle de Aburrá, dentro de las cuales están las Anfibolitas de Caldas (Restrepo y Toussaint, 1978; Sepúlveda y Saldarriaga, 1980); dichas rocas no se incluirán en la discusión siguiente ya que se considera que no tienen relación con las rocas estudiadas. Tampoco se incluirán las rocas básicas cretáceas de la Formación Quebradagrande (Botero, 1963; González, 1984) que fueron convertidas a espilitas y rocas verdes con metamorfismo de bajo grado en sub facies esquisto verde-esquisto azul; dicha unidad está al occidente de la falla de San Jerónimo y hace parte del Terreno Cauca-Romeral y no del Tahamí.

Las anfibolitas descritas por Botero (1963) fueron diferenciadas y separadas en cuatro grupos por Correa y Martens (2000) y Correa et al., (2005) por medio de análisis microestructurales y químicos. Dichos grupos son:

Tabla 1. División de las anfibolitas según Correa y Martens (2000)

Unidad	Característica microestructural	Característica química	Localidad
Anfibolita de Medellín	Esquistosidad bien desarrollada	Altas en Ti	Al oriente de la dunita
Anfibolita de Boquerón	Esquistosidad medianamente desarrollada, algo milonítica	Altas en Ti, muy parecidas a las de Medellín	Sector occidental del valle de Aburrá
Anfibolitas de El Retiro	Esquistosidad bien definida	Muy altas en Ti	Zona de El Retiro. Aparentemente continuas con las de Medellín
Metagabros de El Picacho	Desde texturas gabróicas reliquia hasta milonitas	Bajas en Ti	Cerros de El Picacho y Nutibara y cercanías de la dunita

La subdivisión planteada por Correa y Martens (2000) es aceptada en principio en este trabajo, aunque con algunas modificaciones de nomenclatura. La principal es en el uso del término "Anfibolitas de Medellín". Este término fue empleado inicialmente por Restrepo y Toussaint (1984) para cubrir las anfibolitas que originalmente Botero (1963) definió como la parte basal del Grupo Ayurá-Montebello, incluyéndose específicamente en la definición las del flanco oriental del valle de Aburrá, las de los cerros Nutibara, Volador y Picacho, así como las de Boquerón. En el trabajo de Correa y Martens (2000) se excluyeron de esa unidad los Metagabros de El Picacho, las anfibolitas de Boquerón y las anfibolitas de El Retiro. Debido a su ambigüedad, dicho término no se usará en este trabajo. La unidad denominada por Correa y Martens (2000) como Anfibolita de Medellín se propone redefinirla como "Anfibolita de Santa Elena", mientras que se propone modificar el término "Metagabros de El Picacho" a "Metabasitas de El Picacho", para incluir otras rocas metabásicas que no son propiamente metagabros.

3.2.1. Anfibolitas de Santa Elena y El Retiro

Anfibolita de Santa Elena

• Petrografía

Estas anfibolitas son las más extendidas y conocidas de la zona. Afloran principalmente en una franja de más de 70 km entre el lado oriental del cuerpo principal de dunita y el Batolito Antioqueño, el cual las intruye formando pendientes de techo. Dentro del valle de Aburrá no hay afloramientos extensos al occidente de la dunita, aunque en el cerro de Baldías se encuentran intercalaciones métricas de estas anfibolitas dentro de gneises de biotita y sillimanita (Correa y Martens, 2000).

Las anfibolitas han sido estudiadas petrográficamente por varios autores (Botero, 1963; Echeverría, 1974; Álvarez, 1975; Restrepo, 1986; Correa y Martens, 2000; Estrada, 2003). Están formadas esencialmente por hornblenda y plagioclasa cálcica (andesina a labradorita), cuarzo y esfena. La hornblenda forma una buena esquistosidad S a LS, aunque en algunas localidades cercanas al Batolito Antioqueño pueden llegar a ser granofélicas; presentan colores desde verde hasta pardo rojizo. Localmente contienen granate, diópsido o cumingtonita, así como pequeñas cantidades de biotita. Cuando está presente el diópsido, se encuentra en bandas paralelas a la foliación. La presencia de granate es más frecuente en las anfibolitas contaminadas por metasedimentos, tal vez por ser más aluminica allí la composición química.

Estos conjuntos pertenecen a la facies anfibolita, en partes anfibolita alta como lo indican la presencia de clinopiroxeno y cumingtonita, y localmente podrían estar pasando a facies granulita (Correa y Martens, 2000). El tipo bórico de la secuencia es de media presión por algunos criterios mientras que por otros es de baja. De un lado, localmente se presenta granate, de composición rica en almandino (Estrada, 2003), indicativo de un tipo bórico de media presión (Miyashiro, 1994), pero de otro, también es común la presencia de cumingtonita, lo que de acuerdo con Bucher y Frey (2002) es indicativo de un tipo bórico de baja presión. En aquellas muestras que presentan tanto diópsido como cumingtonita, ésta es claramente posterior al clinopiroxeno, por lo que probablemente primero hubo un evento de media presión seguido de uno de baja presión como se ha documentado en el lado sureste del valle de Aburrá (Maya y Escobar, 1985; Restrepo, 1986; Montes, 2003; Montes y Restrepo, 2005).

• Relación con Paragneises

Desde el estudio de Botero (1963) se conoce que las anfibolitas subyacen a las metasedimentitas. Esta situación es muy clara en la zona al oriente de Copacabana, en donde afloran paragneises que están encima de las anfibolitas. Estas rocas han sido descritas por Echeverría (1973), Correa y Martens (2000) y Estrada (2003); estos últimos autores las denominan Paragneises de Las Peñas. Su composición es cuarzo, plagioclasa, biotita y cantidades variables de granate y sillimanita, con abundante grafito como accesorio; también son comunes los sulfuros, especialmente pirrotina y calcopirita, los cuales -junto con la materia orgánica que se transformó a grafito- debieron haberse depositado en un ambiente reductor durante la sedimentación. Localmente los gneises han sufrido un proceso de migmatización descrito por Estrada (2003). Según Rodríguez et al., 2005, estos paragneises son continuos con los de El Retiro y La Ceja y a esa unidad le asignan el nombre de Gneis de La Ceja.

Es común que cerca del contacto con la anfibolita se encuentren zonas de anfibolitas intercaladas con los paragneises. Botero (1963) interpretó esta relación como diques del material basáltico que habría intruído a las metasedimentitas, aunque Echeverría (1973) propone que los protolitos de las metasedimentitas se depositaron sobre una corteza oceánica y que la actividad ígnea persistió durante la sedimentación, correspondiendo las intercalaciones tanto a diques como a derrames. En la zona entre San Félix y Baldías son comunes estas intercalaciones dentro de paragneises (muestra JJ-1461), siendo esta muestra la más occidental de las anfibolitas analizadas.

También se encuentran intercalaciones métricas de paragneises y paraesquistos biotíticos dentro de las anfibolitas (J.J. Restrepo, 1986; Correa y Martens, 2000; J. Estrada, 2003) mostrando el carácter efusivo del protolito de las anfibolitas.

Anfibolitas de El Retiro

Correa y Martens (2000) encontraron valores altos de TiO₂ (superiores al 2%) en dos muestras analizadas de la zona de El Retiro, al sur del cuerpo de Anfibolitas de Santa Elena. En uno de los casos se trata de intercalaciones métricas de anfibolitas diopsídicas dentro de las migmatitas llamadas de El Retiro (Restrepo y Toussaint, 1984) o de Puente Peláez (González, 1984). En el otro, las anfibolitas se encuentran en una prolongación del cuerpo de Santa Elena sin aparentes discontinuidades. Esa muestra fue tomada en el sitio de Tequendamita, donde se han encontrado anfibolitas granatíferas (Ardila, 1986).

Sin embargo, valores semejantes de TiO₂, y aun mayores han sido encontrados en las Anfibolitas de Santa Elena (Restrepo, 1986; Rodríguez et al., 2005). Así, las Anfibolitas de El Retiro podrían ser una variante de las Anfibolitas de Santa Elena; sin embargo en esta investigación no se estudiaron específicamente las rocas de la zona de El Retiro y por esta razón no se pueden sacar conclusiones nuevas respecto a esta unidad.

Edad de las anfibolitas de Santa Elena y El Retiro

Dataciones de hornblendas de la anfibolita por el método K-Ar arrojaron exclusivamente edades cretáceas y paleocenas entre 102 y 60 Ma (Restrepo et al., 1991). Sin embargo dataciones Ar-Ar han permitido obtener edades más antiguas. Así, en la zona de El Retiro Vinasco (2001) y Vinasco et al. (2001) obtuvieron edades plateau de aproximadamente 230 Ma, mientras que en muestras del valle de Aburrá Martens y Dunlap, 2003, obtuvieron edades plateau cercanos a 100 Ma, aunque la fracción extraída a mayor temperatura dio edades alrededor de 275 Ma. La edad triásica parece haber sido producida por un recalentamiento postmetamórfico ya que en la zona hay stocks granodioríticos con edades semejantes (Vinasco et al., 2006), mientras que la edad pérmica sería una edad mínima para el metamorfismo. Se trata, entonces de rocas paleozoicas probablemente correspondientes a la orogenia pérmica tan extendida en la Cordillera Central (Restrepo et al., 1991, Vinasco et al., 2006).

3.2.2. Metabasitas de El Picacho

En esta unidad se incluyen una serie de rocas que van desde gabros con textura predominantemente ígnea -aunque con mineralogía metamórfica- hasta verdaderas anfibolitas y las cuales son más jóvenes que las Anfibolitas de Santa Elena. Estas rocas no habían sido estudiadas como unidad independiente antes del trabajo de Correa y Martens (2000), siendo consideradas por autores como Botero (1963), Restrepo y Toussaint (1984) y Alvarez (1987), como parte integrante de las anfibolitas del Grupo Ayurá-Montebello.

Sin embargo presentan características mineralógicas, microestructurales y especialmente químicas diferentes. En el trabajo de Correa y Martens (2000) las rocas se denominaron Metagabros de El Picacho debido a que dichos autores consideraron que en todos sus componentes se podía observar textura gabróica reliquia, pero en este trabajo se encontraron anfibolitas esquistosas que químicamente son muy parecidas a los metagabros. Por tal razón se prefirió renombrar toda la unidad como Metabasitas de El Picacho, conservando el nombre de Metagabros de El Picacho para aquellas rocas donde aún se distinga textura gabróica reliquia y nombrando Anfibolitas de La Espadera-Chupadero para las anfibolitas esquistosas. Quedan algunas anfibolitas intermedias entre metagabros y anfibolitas esquistosas que pueden ser difíciles

de nombrar, aunque si ya el aspecto es de anfibolita, parece preferible usar el segundo nombre. También se incluyen en la unidad algunas rocas que volumétricamente son poco importantes pero que presentan características interesantes como son las metagabropegmatitas y los esquistos y granofelses clorítico-actinolíticos.

Microestructuralmente son muy variadas, desde metagabros con textura gabróica reliquia bien conservada hasta anfibolitas completamente recrystalizadas y con esquistosidad SL. Tal vez las más comunes son anfibolitas que presentan foliación y bandeo pero sin tener una buena orientación de los anfíboles; muchas de ellas tienen un carácter milonítico. También son comunes, especialmente en el lado sur del cuerpo de la dunita, anfibolitas que presentan una buena lineación que se distingue especialmente cuando la muestra está algo meteorizada, pero que al quebrarlas presentan fractura plana a concóidea semejante al de una cornubiana (JJ-1467). En términos generales la deformación aumenta de occidente a oriente, o sea, a medida que se aproxima a la dunita. Así, en la carretera a San Pedro, encima de El Picacho, (Figura 1) afloran gabros isotrópicos con sólo algunos planos aislados de deformación, mientras que cerca de la dunita ya son rocas con foliación metamórfica. Sin embargo, esta regla general no se cumple en todas partes, ya que llegando a la población de San Pedro, junto a la dunita afloran metagabros de grano fino con textura intersertal reliquia, con abundante recrystalización pero prácticamente sin deformación.

• *Metagabros de El Picacho*

Aunque hay una transición entre metagabros y anfibolitas, en este aparte se describen solo aquellas rocas donde se distingue aun la textura ígnea reliquia. Hay que anotar que en el trabajo de Correa y Martens (2000) el término metagabro se usa para todas las rocas de la unidad, aun aquellas ya esquistosas que mejor se denominarían anfibolitas. Las texturas ígneas reliquias mesoscópicas corresponden a bandeamientos, los cuales fueron interpretados por Correa y Martens (2000) como textura cumulíticas reliquias, y a texturas gabróicas isotrópicas. Mesoscópicamente las de textura gabroica reliquia tienen toda la apariencia de un gabro y sólo en la sección delgada se observa la recrystalización de los ferromagnesianos a anfíboles verdosos. En sección delgada se observa que corresponden a una textura reliquia intersertal en la cual la textura euhedral de la plagioclasa se conserva (Figura 3c) pero en donde los cristales de ferromagnesianos han sido remplazados por anfíboles desordenados. Buenos afloramientos se encuentran en la vía a San Pedro, encima del cerro de El Picacho. Además, se encuentran de manera muy abundante en bloques de depósitos de pendiente en el sector de Robledo, siendo abundantes en los predios de la Facultad de Minas y del Ingeominas.

Mineralógicamente están compuestas por anfíboles de diversos tipos, plagioclasa y un clinopiroxeno que se identifica como diópsido, con pequeñas cantidades de esfena como accesorio. El anfíbol predominante es una hornblenda verde pálida. Algunos anfíboles de tonos pálidos presentan abundantes maclas polisintéticas, pudiendo tratarse de cumingtonita o actinolita. En algunas de las rocas que más preservan la textura gabróica se pueden encontrar restos de una hornblenda pardo-rojiza que pudo ser el mineral ígneo original, o al menos un anfíbol formado en condiciones de alta temperatura antes de la deformación; dichos anfíboles están sobrecrecidos en continuidad cristalográfica por anfíboles verde claros que en algunos casos pueden ser actinolita. Algunas muestras de las que presentan las hornblendas pardas (JJ-1367 y JJ-1463) tienen unas características químicas un poco diferentes a las típicas rocas de El Picacho y podría tratarse de rocas formadas en condiciones diferentes. Dichas rocas se han encontrado cerca de San Pedro, junto a la dunita en donde la carretera corta a estos cuerpos, en bloques rodados en la Facultad de Minas y en afloramientos en el sector de El Tesoro, parte alta de El Poblado. Aunque estas rocas están cerca de la dunita, presentan muy poca deformación; así mismo algunas características microestructurales tales como el crecimiento desordenado de anfíboles verdosos recuerdan más bien a microestructuras producidas por un metamorfismo térmico que a uno dinámico. En el caso de las rocas de El Tesoro, se observa en afloramiento que se trata de un gabro bandeado. Algunos de los anfíboles metamórficos incoloros presentan numerosas maclas polisintéticas, por lo cual podría tratarse de cumingtonita.

Diópsido es corriente en muchas de las rocas de los metagabros de El Picacho. Por lo general está más asociado a la plagioclasa que al anfíbol. Su formación es metamórfica y no ígnea como lo muestra el hecho de que se desarrolla como pequeños cristales ameboides dentro de plagioclasas con textura reliquia euhedral ígnea (Figura 3d). En las anfibolitas más recrystalizadas puede aparecer en cristales subhedrales mayores tanto con plagioclasa como con hornblenda. A

diferencia del diópsido de las Anfibolitas de Santa Elena, no forma bandas sino que aparece disperso dentro de otros minerales. Este mineral se encuentra más frecuentemente en las rocas de El Picacho que en las de Santa Elena, aunque no está presente en todas las muestras de ninguna de las dos unidades. Un mineral que no se ha detectado en las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero, pero que se encuentra en algunas muestras de las Anfibolitas de Santa Elena, es el granate. Debido a la ausencia de minerales indicadores de tipo bárico, éste no ha sido definido.

El carácter metamórfico que llevó a nombrarlas como metagabros se manifiesta tanto por la intensa deformación milonítica que llega a formar rocas bandeadas, como por la recrystalización de minerales metamórficos como el diópsido correspondientes a la facies anfibolita alta, aunque los bordes verde pálido de los anfíboles pueden ser una retrogradación a anfibolita baja o aun a facies esquistos verde.

• *Anfibolitas de La Espadera-Chupadero*

Durante el presente trabajo se le dio prioridad al estudio de las rocas que afloran debajo de la dunita, pues sobre ellas prácticamente no hay estudios anteriores. En general ellas no afloran por estar cubiertas por la dunita pero hay dos sitios en donde han sido expuestas por la erosión. El principal es en el cañón de la quebrada Santa Elena; allí el bloque meridional y el central de la dunita están separados por una secuencia de anfibolitas. En menor grado también se encuentran en la terminación del bloque central en cercanías de la quebrada Rodas.

En la parte baja de la quebrada Santa Elena, a cotas inferiores a 2000 m.s.n.m., afloran anfibolitas debajo de la dunita. Estos afloramientos comienzan desde la falla de La Aguadita hacia el occidente, en el borde oriental del valle, donde depósitos de pendiente las recubren (ver Figura 2). Se encuentran expuestas en varias partes de la zona, siendo los mejores afloramientos los de la quebrada La Espadera para la parte inferior de la secuencia y los de la quebrada Chupadero para la parte superior. Aunque no ha habido muchos estudios específicos en la zona, implícitamente se han considerado por quienes han estudiado la región como parte de la llamada aquí Anfibolita de Santa Elena (P. ej., Botero, 1963; Rodríguez et al., 2005.). Solamente Bernal y Jaramillo (1985) consideraron la presencia de varios tipos de anfibolitas en la zona, aunque la subdivisión que ellas hicieron no coincide con la propuesta aquí. Como se verá más abajo, estas anfibolitas constituyen una unidad nueva en la zona, diferente a las Anfibolitas de Santa Elena.

Las anfibolitas se presentan con buena esquistosidad SL (Ver Figura 3 e) y con una foliación subhorizontal que es aproximadamente paralela al contacto de la dunita con estas anfibolitas. Están compuestas por hornblenda de color verde pálido, plagioclasa, saurita y en algunos casos diópsido (Ver Figura 3f). Esfena es un accesorio que se presenta en cantidades variables. En las anfibolitas finogranulares se observan pequeños (1 mm) augen de plagioclasas que muestran que la roca sufrió un metamorfismo dinámico dúctil acompañado por temperatura correspondiente a condiciones de facies anfibolita, como lo muestra su mineralogía. El grano es generalmente fino (1 mm), aunque también se encuentran rocas de grano más grueso (3 mm) que parecen ser gabros milonitizados y recrystalizados. En una de estas anfibolitas gruesogranulares se pudieron observar características de milonita S-C. La dirección de transporte definida en esta muestra indica que el techo se movió hacia el N 20° E, dirección parecida a la obtenida por Pereira et al. (2006) en milonitas derivadas del Gneis Augén de Las Palmas y cuya milonitización atribuyen al cabalgamiento; allí las direcciones de transporte fueron de N 35° a 60° E. Martens (2003) también consideró que la milonitización local del Gneis Augén había sido producto del cabalgamiento de la dunita.

Esquistos clorítico-actinolíticos se encuentran intercalados esporádicamente en los 100 metros inmediatamente debajo del contacto con la dunita, aunque no son tan abundantes allí como en el sector de Rodas. Como se describirá más adelante, en la quebrada La Aguada se encuentran bancos métricos de serpentinitas intercaladas dentro de anfibolitas. Los primeros análisis químicos de elementos mayores realizados sobre las anfibolitas de la zona de La Espadera mostraron un grupo de anfibolitas con contenido de TiO₂ relativamente alto (0.76 a 1.17*) y otro con contenidos más bajos (0.20 a 0.54%). A grandes rasgos, las bajas en titanio estaban en las partes más altas y las altas en titanio en las partes más bajas (Giraldo y Sánchez, 2004), aunque se encontraron numerosas excepciones a esta regla. De una manera informal y con fines de poder referirse a ellas de una manera sencilla, aquí las anfibolitas debajo de la dunita

altas en titanio se denominarán tipo La Espadera y las bajas en titanio tipo Chupadero, sin que estos nombres impliquen unidades estratigráficas; más abajo se discutirá que pueden provenir de ambientes geotectónicos diferentes. Debe anotarse que ambos tipos de anfibolitas se encuentran intercaladas, como se observa en las muestras tomadas a lo largo de la quebrada La Espadera (ver Tabla 2).

Tabla 3. Variación con la altura sobre el nivel del mar del contenido de TiO_2 en las anfibolitas de la quebrada La Espadera

MUESTRA	ALTURA	% TiO_2
JJ-1399	1990 m.s.n.m.	1.07
JJ-1398	1965 m.s.n.m.	0.33
JJ-1349	1955 m.s.n.m.	0.76
JJ-1347	1860 m.s.n.m.	1.10

La hipótesis inicial en esta investigación fue que las anfibolitas tipo Chupadero se habían derivado de la unidad de El Picacho, mientras que las de La Espadera correspondían a las Anfibolitas de Santa Elena, representando así una intercalación de ambas unidades e implicando un metamorfismo regional conjunto y contemporáneo para ambas unidades, probablemente de edad pérmica. Es de anotarse que estas anfibolitas son muy semejantes a todo nivel con las de Santa Elena. Sin embargo, los análisis químicos de elementos incompatibles (Tabla 3) muestran por medio de los diagramas multielementos de las Anfibolitas de Santa Elena y de las tipo La Espadera (ver Figuras 5a, b y c) que se presentan diferencias importantes, particularmente en la anomalía de Nb, negativa para las anfibolitas tipo La Espadera y positiva para la mayoría de las de Santa Elena. Se concluye que, aunque presentan algunas semejanzas, corresponden a dos unidades geoquímicamente diferentes.

En principio se considera que las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero pueden ser el equivalente metavolcánico de la unidad de El Picacho, aunque también habría algunos metagabros tectónicamente intercalados. Sin embargo, en las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero parece encontrarse una variabilidad química mayor a la de los metagabros ya que por ejemplo en éstos el rango de TiO_2 es de 0.27 a 0.93 %, mientras que en las anfibolitas es de 0.27 a 1.28 %. Parece difícil aplicar a estas anfibolitas los nombres estratigráficos definidos para la zona del valle de Aburrá y discutidos anteriormente, por lo cual se propone nombrar esta secuencia como Anfibolitas de La Espadera-Chupadero, tomando como sección tipo compuesta los afloramientos en estas dos quebradas, desde su desembocadura en la quebrada Santa Elena hasta el contacto con la dunita. Dicha secuencia haría parte de una unidad de categoría grupal que es el de las Metabasitas de El Picacho.

También, a semejanza de las Anfibolitas de Santa Elena, dentro de la secuencia de anfibolitas tipo La Espadera, a una cota de 1850 m.s.n.m. se encuentran intercalaciones métricas de paraesquistos de cuarzo, plagioclasa y biotita cloritizada, aunque bastante escasas. En las plagioclasas se encuentran abundantes inclusiones opacas que delinean una esquistosidad interna discordante con la actual esquistosidad externa. También hay intercalaciones de unos paraesquistos anfibólicos. En la quebrada Santa Elena rocas semejantes presentan abundante sillimanita. Estas intercalaciones metasedimentarias apoyan la hipótesis que las anfibolitas finogranulares fueran rocas efusivas formadas cerca del fondo del mar.

En cuanto a las rocas del corte de la quebrada Rodas, las anfibolitas analizadas han arrojado valores bajos en titanio. Además, en una anfibolita de esta zona se observaron en sección delgada cristales diminutos de circón, lo que también apoya que el protolito fuera finogranular.

Tabla 3a. Análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de las anfibolitas de Santa Elena.

SÍMBOLO DE ANALIZADO	UNIDAD DE MEDIDA	LÍMITE DE DETECCIÓN	MÉTODO ANALÍTICO	ANFIBOLITAS DE SANTA ELENA											
				JJ 1228	JJ 1255-A	JJ 1315	JJ 1350-A	JJ 1350-A	JJ 1440	JJ 1446	JJ 1447	JJ 1456	JJ 1461	JJ 1465	JJ 1466
				Original						Duplicado					
SiO ₂	%	0.01	FUS-ICP	49,79	50,03	48,93	46,05	46,07	49,6	47,91	49,72	51,31	50,29	49,64	49,8
Al ₂ O ₃	%	0.01	FUS-ICP	13,99	13,08	13,96	14,72	14,69	13,69	16,95	14,68	13,17	13,2	15,31	14,76
Fe ₂ O ₃ (T)	%	0.01	FUS-ICP	11,14	10,09	12,7	12,67	12,72	13,96	9,44	10,31	13,11	13,51	9,99	11,47
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0,14	0,189	0,188	0,219	0,221	0,23	0,146	0,162	0,194	0,21	0,15	0,2
MgO	%	0.01	FUS-ICP	7,97	7,34	7,97	7,11	7,15	7,34	7,2	8,09	6,97	7,04	8,03	8,12
CaO	%	0.01	FUS-ICP	11,81	15,02	8,62	10,7	10,77	9,97	13,55	12,04	9,97	11,62	12,03	9,24
Na ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	2,63	2,28	2,12	3,02	3,01	3,2	1,77	2,61	3,11	2	2,43	3,63
K ₂ O	%	0.01	FUS-ICP	0,06	0,07	0,22	0,1	0,08	0,05	0,2	0,12	0,03	0,06	0,25	0,34
TiO ₂	%	0.001	FUS-ICP	1,449	1,3	1,832	3,336	3,346	1,905	1,203	1,225	1,786	1,43	1,264	1,462
P ₂ O ₅	%	0.01	FUS-ICP	0,14	0,15	0,16	0,59	0,59	0,17	0,11	0,11	0,13	0,13	0,13	0,13
LOI	%	0.01	FUS-ICP	0,89	0,79	3,19	0,7	0,7	0,27	1,41	0,73	0,79	0,5	1,17	0,97
Total	%	0.01	FUS-ICP	100	100,3	99,9	99,22	99,35	100,4	99,89	99,81	100,6	99,99	100,4	100,1
Sc	ppm	1	FUS-ICP	45	37	43	44	44	47	36	41	44	48	42	41
Be	ppm	1	FUS-ICP	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1
V	ppm	5	FUS-ICP	334	315	385	425	428	431	269	294	405	396	290	317
Ba	ppm	3	FUS-ICP	32	108	26	12	12	6	35	17	9	74	42	27
Sr	ppm	2	FUS-ICP	109	136	97	90	90	91	170	124	97	118	142	72
Y	ppm	2	FUS-ICP	32	29	39	46	46	47	26	26	39	32	26	33
Zr	ppm	4	FUS-ICP	79	78	99	110	111	86	63	64	92	74	72	79
Cr	ppm	20	FUS-MS	180	250	210	120	120	120	300	250	120	130	410	230
Co	ppm	1	FUS-MS	42	37	39	42	42	39	37	40	41	49	41	47
Ni	ppm	20	FUS-MS	80	100	70	60	60	30	100	60	60	70	100	90
Cu	ppm	10	FUS-MS	20	80	30	90	90	20	80	30	20	50	70	110
Zn	ppm	30	FUS-MS	< 30	120	60	100	100	90	60	40	90	100	80	90
Ga	ppm	1	FUS-MS	17	17	20	19	19	19	16	17	19	19	18	18
Ge	ppm	1	FUS-MS	1	1	1	2	2	2	1	2	1	2	2	2
As	ppm	5	FUS-MS	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	2	FUS-MS	< 2	< 2	5	< 2	< 2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	4	4
Nb	ppm	1	FUS-MS	2	2	2	9	9	5	2	1	2	1	1	2
Mo	ppm	2	FUS-MS	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	0.5	FUS-MS	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	ppm	0.2	FUS-MS	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	ppm	1	FUS-MS	< 1	< 1	1	1	1	1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1
Sb	ppm	0.5	FUS-MS	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1,7	< 0.5
Cs	ppm	0.5	FUS-MS	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
La	ppm	0.1	FUS-MS	3,3	3,8	3,6	8,2	8,1	3,9	2,8	2,4	3,2	2,3	2,4	2,8
Ce	ppm	0.1	FUS-MS	10,3	10	12,5	21,2	21,1	13,2	8,6	7,9	10,9	7,9	8,2	9,3
Pr	ppm	0.05	FUS-MS	1,74	1,69	2,2	3,21	3,17	2,34	1,39	1,32	1,89	1,36	1,41	1,56
Nd	ppm	0.1	FUS-MS	9,9	9,2	12,8	17,2	17,3	14	7,7	7,6	10,9	7,9	7,7	8,8
Sm	ppm	0.1	FUS-MS	3,4	3	4,3	5,2	5,1	4,7	2,7	2,7	4	3	2,7	3,1
Eu	ppm	0.05	FUS-MS	1,4	1,19	1,76	1,81	1,83	1,76	1,2	1,15	1,67	1,28	1,22	1,35
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	4,6	3,9	5,8	7,1	7,1	6,6	3,8	3,6	5,4	4,4	3,9	4,4

Tabla 3b. Análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de los metagabros de el Picacho y las anfibolitas del Chupadero.

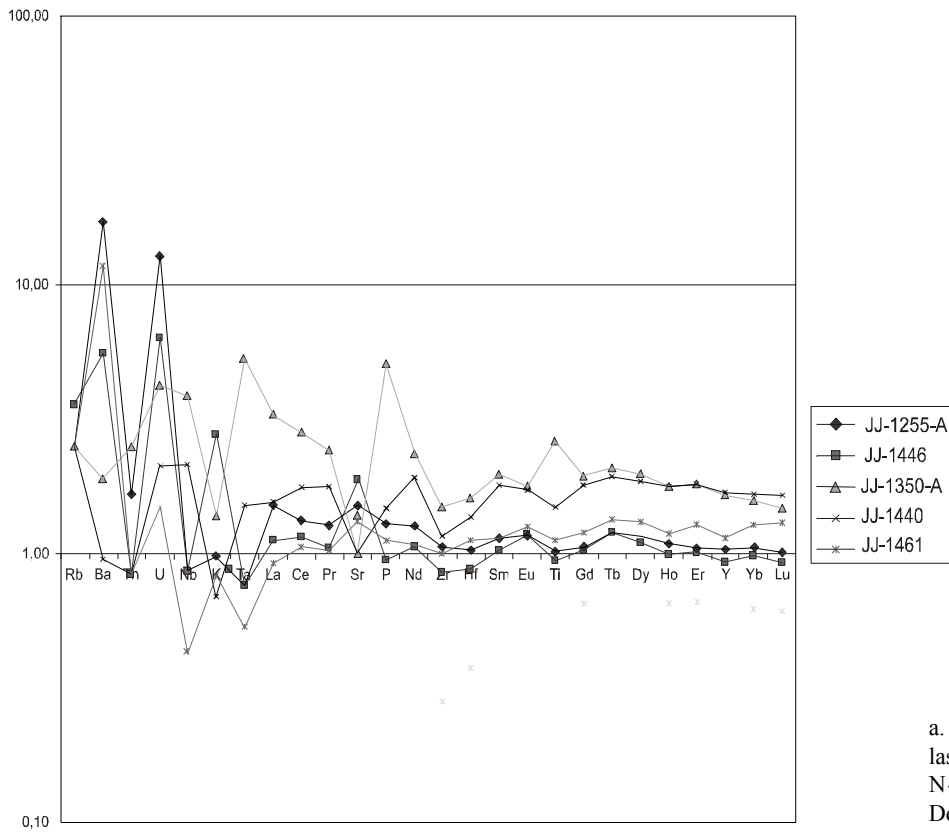
METAGABROS DE EL PICACHO Y ANFIBOLITAS DE CHUPADERO																		
SÍMBOLO	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ	JJ
DE ANALIZADO	272	1227	1229-A	1289	1290-B	1294-B	1294-B	1304	1349	1367	1379	1397	1398	1400	1427	1445	1445	1467
	Original								Duplicado								Original Duplicado	
SiO2	49,91	51,08	50,2	48,91	49,26	48,57	48,45	50,5	50,05	51,46	50,45	50,7	49,71	50,17	50,07	47,27	47,22	48,11
Al2O3	16,17	17,32	15,6	20,36	18,99	16,38	16,29	18,26	15,95	14,31	16,61	17,13	19,8	16,69	16,8	16,27	16,24	22,01
Fe2O3(T)	6,73	5,86	6,37	4,43	4,98	6,87	6,88	4,62	8,11	9,37	6,6	6,73	5,76	5,92	7,17	8,46	8,49	3,26
MnO	0,115	0,107	0,12	0,075	0,086	0,115	0,115	0,093	0,143	0,169	0,118	0,116	0,097	0,109	0,113	0,142	0,142	0,054
MgO	9,25	7,55	10,45	7	8,97	11,22	11,27	7,84	8,65	9,18	8,27	8,38	8,1	9,04	9,86	10,48	10,55	8,74
CaO	13,85	14,08	13,85	14,92	14	11,01	11,01	15,26	13,02	11,11	13,27	12,48	12,66	13,96	11,59	13,1	13,15	15,81
Na2O	1,74	2,33	1,66	2,04	1,81	4,23	4,23	2,01	1,99	2,58	2,42	2,85	2,67	2,11	2,7	2,11	2,11	1,27
K2O	0,11	0,07	0,12	< 0,01	0,08	0,18	0,17	0,05	0,05	0,05	0,16	0,1	0,08	0,11	0,19	0,18	0,16	< 0,01
TiO2	0,389	0,446	0,316	0,235	0,274	0,432	0,431	0,269	0,619	0,636	0,561	0,547	0,271	0,359	0,652	0,551	0,55	0,143
P2O5	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02
LOI	1,77	0,93	1,55	1,11	1,92	1,34	1,34	0,8	0,8	1,09	1,83	1,45	1,21	1,72	1,07	1,65	1,65	1,09
Total	100	99,79	100,3	99,11	100,4	100,4	100,2	99,72	99,4	100	100,3	100,5	100,4	100,2	100,2	100,2	100,3	100,5
Sc	38	37	38	29	31	31	31	36	44	39	42	37	32	42	36	45	45	21
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
V	161	189	168	114	118	149	149	139	217	210	180	177	122	173	203	225	225	87
Ba	6	26	10	11	36	20	21	8	29	22	19	27	36	7	21	19	19	6
Sr	135	171	132	124	159	157	157	138	130	115	157	151	146	131	181	157	156	100
Y	9	10	9	6	6	10	10	5	15	17	12	13	6	9	13	12	11	3
Zr	14	37	7	< 4	16	13	13	6	14	31	23	130	10	6	22	9	10	< 4
Cr	560	150	460	810	750	770	780	520	440	140	330	380	490	470	400	360	350	910
Co	37	28	40	26	32	44	44	21	34	37	30	33	28	31	32	42	41	25
Ni	120	80	150	120	150	300	300	80	140	70	100	90	180	130	210	110	110	150
Cu	70	10	70	50	40	60	20	20	60	30	20	70	80	140	440	30	10	40
Zn	50	< 30	30	< 30	40	40	40	< 30	50	60	40	40	30	30	40	50	50	< 30
Ga	13	16	14	16	14	13	13	13	14	15	13	15	14	13	14	15	15	11
Ge	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	< 1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	2	2	< 2
Nb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,7	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,1	< 0,5	< 0,5	0,9	< 0,5
Cs	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	6,2	6,2	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,8	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
La	0,6	1,3	0,5	0,4	0,6	0,8	0,8	0,5	0,9	2,2	1,2	1,4	0,7	0,6	1,2	0,8	0,8	0,2
Ce	1,9	3,4	1,5	1,2	1,8	2,3	2,3	1,4	2,6	6,2	3,4	3,8	1,7	1,8	3,4	2,3	2,3	0,7
Pr	0,34	0,54	0,27	0,21	0,31	0,41	0,41	0,26	0,5	1	0,55	0,63	0,28	0,33	0,57	0,44	0,44	0,12
Nd	2,2	3	1,7	1,4	1,9	2,7	2,6	1,6	3,2	5,4	3,4	3,7	1,8	2,1	3,4	2,9	2,9	0,8
Sm	0,8	1,1	0,7	0,6	0,7	1,1	1	0,6	1,2	1,8	1,3	1,4	0,7	0,9	1,2	1,2	1,2	0,3
Eu	0,53	0,61	0,48	0,45	0,42	0,61	0,62	0,47	0,74	0,93	0,75	0,75	0,44	0,56	0,72	0,77	0,76	0,23
Gd	1,2	1,4	1,1	0,8	0,9	1,5	1,5	1	1,9	2,3	1,8	1,8	1	1,4	1,8	1,8	1,8	0,5

Tabla 3c. Análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de las anfíbolitas de la Espadera, anfíbolitas del Volador, metabasitas del Boquerón y metagabropegmatitas.

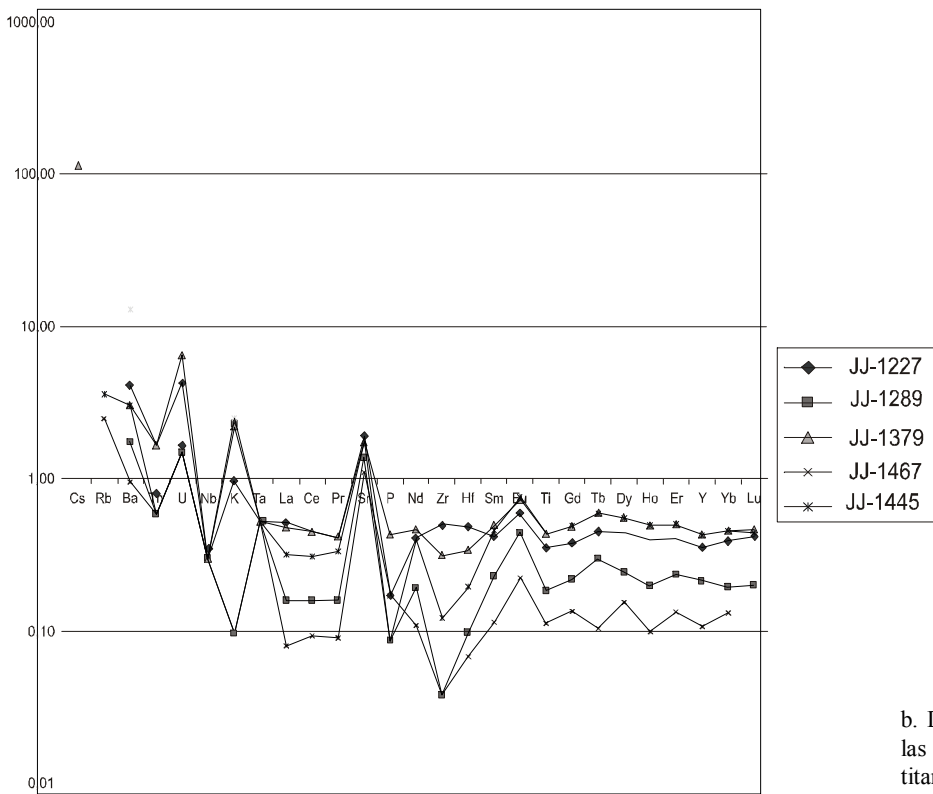
SÍMBOLO	ANFIBOLITAS DE LA ESPADERA						ANFIBOLITAS DE EL VOLADOR		METABASITAS DE BOQUERÓN		METAGABROPEGMATITAS		
	JJ 1300	JJ 1347	JJ 1391	JJ 1463	JJ 1464	JJ 1473	JJ 1318	JJ 1355-B	JJ 1459	JJ 1460	UNM 2888	JJ 1297	JJ 1414
DE ANALIZADO													
SiO ₂	54,29	48,4	50,52	48,94	47,27	40,53	51,1	48,08	49,79	53	37,02	48,06	50,76
Al ₂ O ₃	14,74	15,97	13,83	15,64	15,59	13,4	15,23	16,56	15,46	13,93	32,66	22,65	15,04
Fe ₂ O ₃ (T)	8,83	9,91	9,2	8,5	9,25	11,46	7,71	9,88	9,13	10,18	4,09	3,78	6,05
MnO	0,142	0,166	0,16	0,135	0,153	0,189	0,129	0,128	0,139	0,156	0,058	0,069	0,126
MgO	7,33	8,77	9,55	9,2	9,31	15,93	9,01	7,98	8,13	7,01	7,57	7,75	10,69
CaO	9,01	12	11,41	12,04	11,67	10,62	12,62	10,53	12,71	10,66	10,45	13,4	11,52
Na ₂ O	4,2	2,45	2,65	1,72	2,18	2,8	2,08	3,05	2,36	2,64	3,62	2,87	4,06
K ₂ O	0,13	0,03	0,13	0,14	0,57	0,19	0,05	0,16	< 0,01	0,03	0,12	0,07	0,08
TiO ₂	1,093	1,282	0,791	0,931	1,001	1,153	0,462	1,647	0,652	1,322	0,623	0,253	0,337
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,03	0,1	0,08	0,01	0,02	0,04	0,05	0,12	0,04	0,02	0,02
LOI	0,4	1,05	1,15	1,17	1,49	3,56	1,31	1,82	1,68	0,86	3,09	1,14	1,32
Total	100,3	100,2	99,42	98,53	98,57	99,84	99,71	99,87	100,1	99,92	99,34	100,1	100
Sc	34	40	46	34	33	42	38	36	44	38	6	15	39
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	1	< 1	1	3	1	< 1
V	240	280	227	217	217	306	202	320	241	298	117	76	245
Ba	26	49	33	95	69	41	20	11	59	25	156	34	55
Sr	90	93	101	134	143	26	76	137	137	126	3167	781	194
Y	20	24	20	19	21	22	12	24	15	27	8	15	8
Zr	62	51	42	63	48	29	26	41	37	84	1588	108	10
Cr	250	360	190	500	380	720	270	320	100	180	170	120	350
Co	34	35	41	39	44	63	57	42	34	39	25	25	31
Ni	70	110	100	110	140	330	130	120	60	70	180	190	200
Cu	30	60	20	50	20	20	280	120	< 10	< 10	< 10	< 10	10
Zn	40	80	50	60	60	80	40	60	50	70	< 30	< 30	30
Ga	15	17	14	15	17	12	14	17	17	18	23	12	12
Ge	1	1	1	1	2	1	1	1	2	2	< 1	< 1	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	< 2	< 2	2	< 2	17	< 2	< 2	< 2	4	< 2	< 2	< 2	3
Nb	1	1	1	2	< 1	< 1	< 1	4	< 1	2	1	< 1	< 1
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,8	< 0,5	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	28,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6
Cs	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
La	2,3	1,9	2,2	3,8	1,7	0,7	0,9	5,2	1,3	3,1	8,9	14,4	0,7
Ce	7	6,1	6,8	10,1	5,7	2,4	2,8	12,8	3,2	9,3	17,1	33,4	1,9
Pr	1,23	1,13	1,11	1,51	1,04	0,49	0,47	1,82	0,58	1,55	1,9	4,5	0,32
Nd	7	6,9	6,2	7,8	6	3,6	2,9	8,8	3,4	8,6	7,6	19	1,9
Sm	2,4	2,5	2,1	2,5	2,1	1,7	1,1	2,6	1,3	2,9	1,5	3,9	0,7

Tabla 3d. Análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas de las dunitas, esquistos cloríticos actinolíticos y granito milonítico de la Iguana.

ESQUISTOS													GRANITO MILONÍTICO DE LA IGUANÁ
SÍMBOLO DE ANALIZADO	DUNITAS						CLORÍTICO-ACTINOLÍTICOS						
	JJ 1263-B	JJ 1267-B	JJ 1296-B	JJ 1321	JJ 1334	JJ 1422-B	JJ 1210	JJ 1211-B	JJ 1292	JJ 1292-PJ	JJ 1317-B	JJ 1474	JJ-1455
SiO2	34,71	45,92	40,91	42,39	36,48	38,85	47,58	37,44	44,02	42,3	48,34	47,5	71,84
Al2O3	1,03	2	1,2	1,69	0,98	1,06	7,11	14,42	10,14	11,17	5,96	10,87	14,82
Fe2O3(T)	6,74	8,47	7,3	9,62	10,11	8,12	6,56	8,35	9,25	9,56	8,21	6,73	1,91
MnO	0,116	0,152	0,106	0,106	0,155	0,112	0,098	0,102	0,151	0,141	0,14	0,144	0,024
MgO	39,84	35,94	38,95	36,75	41,73	40,13	25,24	27,13	22,36	22,86	23,5	18,34	0,62
CaO	0,07	1,56	2,21	1,16	0,17	0,95	8,56	4,48	8,27	7,44	9,1	11,73	2,13
Na2O	0,04	0,07	0,14	0,12	0,06	0,07	0,18	0,25	0,65	0,56	0,13	1,95	5,11
K2O	< 0.01	< 0.01	0,07	0,05	0,11	0,02	< 0.01	< 0.01	0,05	0,1	0,08	0,12	2,51
TiO2	0,011	0,029	0,021	0,033	0,032	0,018	0,038	0,054	0,212	0,17	0,091	0,263	0,152
P2O5	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0,01	0,01	< 0.01	< 0.01	0,05
LOI	17,84	5,81	9,24	7,95	10,33	11,2	5,17	8,01	5,28	5,97	4,98	2,24	0,68
Total	100,3	99,96	100,2	99,88	100,2	100,5	100,5	100,2	100,4	100,3	100,5	99,89	99,86
Sc	4	8	15	13	4	10	5	4	31	24	12	39	3
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	1
V	28	37	32	33	62	32	16	13	83	75	40	227	64
Ba	7	< 3	< 3	17	< 3	< 3	< 3	9	7	5	< 3	8	1822
Sr	< 2	12	7	2	< 2	3	7	5	12	12	5	15	1776
Y	< 2	< 2	< 2	14	< 2	< 2	< 2	< 2	6	3	3	6	< 2
Zr	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	9	< 4	4	< 4	< 4	6	66
Cr	5080	2040	2410	3560	3490	2000	790	2150	1540	1380	1310	3330	70
Co	82	96	102	88	122	94	65	85	85	94	65	47	3
Ni	2350	1630	2430	3510	2110	1940	620	940	650	720	690	410	< 20
Cu	20	< 10	70	< 10	10	20	50	20	100	70	20	30	10
Zn	40	70	40	200	70	50	40	60	40	60	60	40	50
Ga	2	3	2	2	2	2	5	8	8	8	6	9	26
Ge	1	2	1	1	< 1	< 1	1	< 1	1	1	1	1	< 1
As	456	9	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	34
Nb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	5
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.9
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1
Sb	5,4	< 0.5	< 0.5	1,2	< 0.5	0,6	< 0.5	0,7	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
La	< 0.1	0,2	< 0.1	7,9	< 0.1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,9	0,6
Ce	< 0.1	0,5	0,1	0,7	0,2	0,5	0,6	0,6	0,9	0,7	1	2,7	1,2
Pr	< 0.05	0,06	< 0.05	1,33	< 0.05	0,06	0,09	0,09	0,29	0,14	0,19	0,45	0,16
Nd	< 0.1	0,3	0,2	5,1	0,1	0,3	0,5	0,4	1,6	0,9	1,1	2,1	0,8
Sm	< 0.1	0,1	< 0.1	1	< 0.1	< 0.1	0,1	0,1	0,6	0,4	0,3	0,6	0,2
Eu	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0,37	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0,06	0,24	0,22	0,07	0,87	0,06

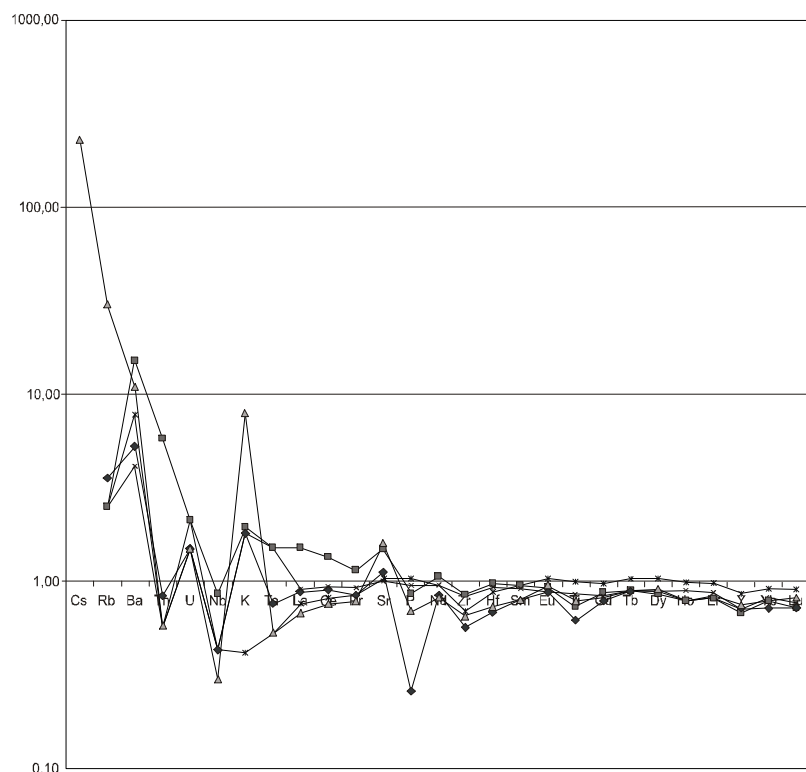


a. Diagrama multielementos de rocas escogidas de las Anfibolitas de Santa Elena normalizadas con N-MORB de acuerdo con los datos de Sun y Donough (1989)

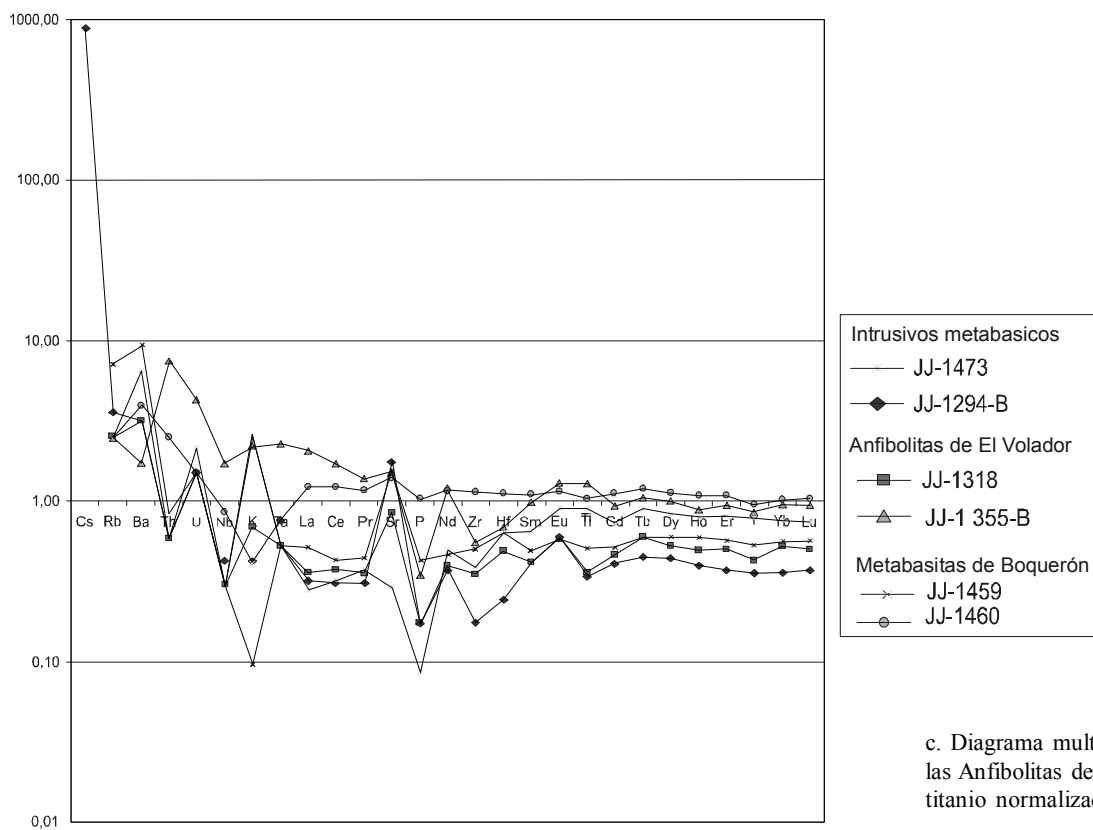


b. Diagrama multielementos de rocas escogidas de las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero bajas en titanio normalizadas con N-MORB.

Figura 5. Diagramas multielementos de las anfibolitas, metadunitas y metagabropermatitas.



d. Diagrama multielementos de rocas metabásicas intrusivas en la dunita, de las Metabasitas de Boquerón y de las anfibolitas de El Volador normalizadas con N-MORB.



c. Diagrama multielementos de rocas escogidas de las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero altas en titanio normalizadas con N-MORB.

Figura 5. Continuación. Diagramas multielementos de las anfibolitas, metadunitas y metagabropermatitas.

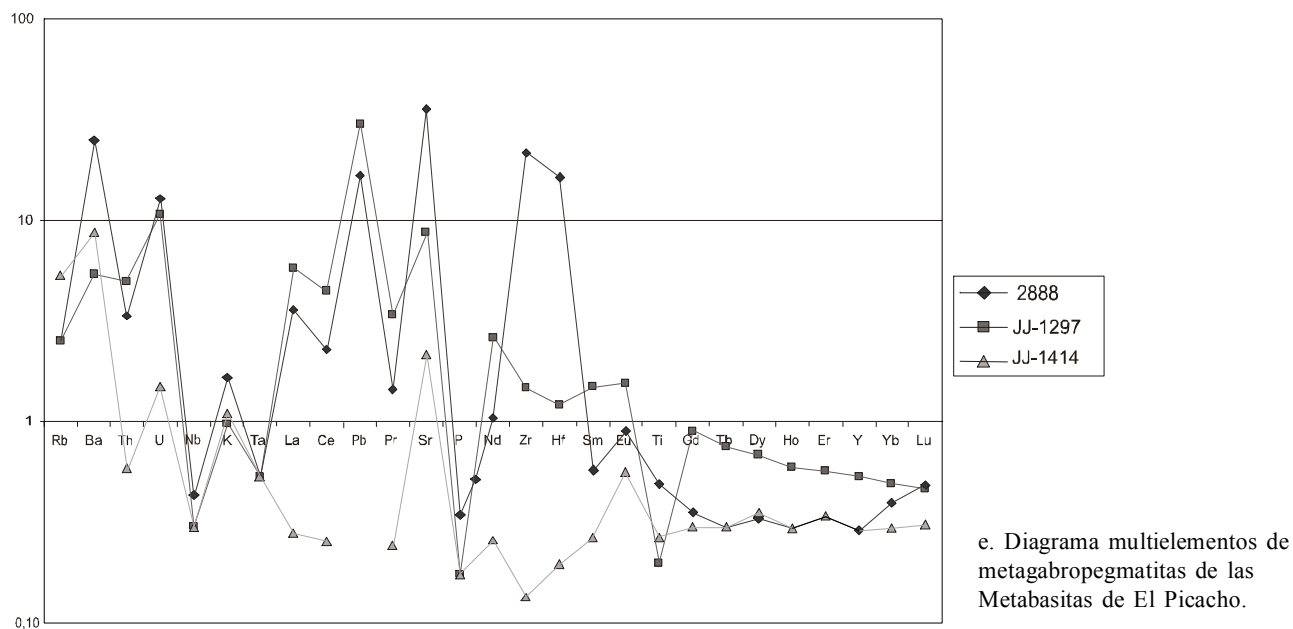


Figura 5. Continuación. Diagramas multielementos de las anfibolitas, metadunitas y metagabropermatitas.

• Otras anfibolitas

En varias partes de la zona se encuentran rocas metabásicas que presentan características intermedias entre las anfibolitas con buena esquistosidad de La Espadera-Chupadero y los metagabros de El Picacho. Algunas de estas anfibolitas presentan una fuerte deformación milonítica que produce algo de bandeo, aunque no una buena orientación de la hornblenda. Se encuentran por ejemplo en el Cerro Nutibara (JJ-1289), en donde localmente está acompañada por algunas clorititas que se transformaron parcialmente a espinelas aluminicas de la serie hercinita-pleonasto, indicando que durante el metamorfismo se alcanzó el límite superior de estabilidad de la clorita a alrededor de 700 °C (ver Figura 4).

Otra zona en donde se encuentran anfibolitas bandeadas no esquistosas es en la variante al aeropuerto J. M. Córdova, en especial en la vereda Perico. Allí la relación con la dunita no es clara, ya que solo se ha observado en bloques de hasta 3 metros de diámetro en zonas en donde aflora la dunita, lo que podría indicar que estuvieron encima de ella (Giraldo y Sánchez, 2004). Tal vez se trate de parte de la anfibolita que fue localmente cabalgada sobre la dunita.

En todas estas anfibolitas la mineralogía es semejante a la de los metagabros, o sea con hornblenda, plagioclasa, diópsido y pequeñas cantidades de esfena.

Un comentario aparte requieren las anfibolitas que afloran en el Cerro El Volador. Por la presencia de esquistos clorítico-actinolíticos (muestra JJ-1317-B), encontrados hasta ahora sólo dentro de las anfibolitas de la Ofiolita de Aburrá, y por su posición en medio de los cerros El Picacho y Nutibara, ambos con rocas de las Metabasitas de El Picacho, es de pensarse que las anfibolitas de este cerro hagan parte de la Ofiolita de Aburrá. Por tal razón la discusión de los resultados de los análisis químicos de dos muestras (JJ-1318 y JJ-1355-B) de El Volador se hará conjuntamente con las de esta unidad. Igualmente, la muestra de una hornblendita de la laguna de Guarne (JJ-1473) y la anfibolita que se encuentra incluida dentro de la dunita en Perico (JJ-1294-B) se discutirán junto con ellas.

• Metagabropegmatitas

Unas rocas de esta unidad no descritas previamente son las metagabropegmatitas. Se han encontrado principalmente en la zona de Perico (JJ-1297), en la parte sur del bloque meridional y como rodados en la quebrada Seca de Niquía (UNM-2888, JJ-1414). En estos sitios se han encontrado en bloques sueltos sin que se haya podido observar la relación

con los metagabros o anfibolitas, aunque el estudio al microscopio no deja dudas de que se trata de rocas relacionadas con las Metabasitas de El Picacho ya que la plagioclasa presenta la misma deformación observable en éstas.

Kammer (1991) describe la presencia de pegmatitas dentro de anfibolitas pero al momento de su estudio no se había hecho la distinción entre los diferentes tipos de anfibolitas, siendo posible que se tratara de las Metabasitas de El Picacho.

La mayoría de estas rocas están formadas por plagioclasa y hornblenda gruesogranular. La plagioclasa cálcica y el contenido de SiO₂ menor de 52% (ver Tabla 3) permiten clasificar su protolito como una pegmatita gabróica. La plagioclasa muestra dos tipos, una más cálcica, de relieve más alto, con muy fuerte extinción ondulatoria y la cual recrystaliza por poligonización a un mosaico de plagioclasas un poco menos cálcicas con maclas complejas. Los cristales de hornblenda son los originales ígneos en el caso de las de Perico, mientras que en las de quebrada Seca se conserva la forma externa de los cristales ígneos, en algunos casos orientados y plegados, pero han recrystalizado a masas desordenadas de anfíboles de color verde pálido.

Una metagabropegmatita (UNM-2888) muy diferenciada pero que por su tipo de deformación debe pertenecer a esta unidad, se encontró en bloques rodados dentro de la quebrada Seca de Niquía por los profesores Gabriel Trujillo U. y Gerardo Botero A. en la década de 1950. Posteriormente, en 1968, muestras adicionales fueron colectadas por el profesor Trujillo y el autor y dichas muestras fueron las estudiadas en esta investigación. La pegmatita está compuesta por hornblenda, plagioclasa muy cálcica (An 91 por microsonda), mica de Ca y Na (solución sólida de aproximadamente margarita 67% y paragonita 33%), (ver algunos análisis por microsonda en la Tabla 4b), zoisita, clinozoisita y abundante circón en cristales milimétricos. La plagioclasa presenta la deformación dúctil y la recrystalización típica de estas rocas. La naturaleza de la margarita es secundaria y ella está siendo remplazada por una plagioclasa más joven. No se sabe si la margarita se formó por el proceso metamórfico o por un metasomatismo hidrotermal, aunque si hubo metasomatismo debió ser durante el metamorfismo ya que este mineral presenta algo de orientación. Siete circones separados de esta roca fueron datados por el método U-Pb en la Universidad de Rio Grande do Sul, Brasil, obteniéndose una edad triásica (Restrepo et al., 2007).

• Esquistos clorítico-actinolíticos

Estas rocas no son muy importantes volumétricamente pero son bastante llamativas. Los esquistos clorítico-actinolíticos y granofelses actinolíticos se presentan intercalados dentro de anfibolitas tipo La Espadera-Chupadero en aquellos sitios en los cuales la anfibolita está en cercanías de la dunita, como es el caso del sector de la quebrada Rodas. De manera informal serán referidas como esquistos de Rodas. Allí se encuentran tanto inmediatamente debajo de la dunita como en intercalaciones métricas dentro de las anfibolitas. Algunos presentan un plegamiento muy fuerte mientras que otros sólo tienen una leve crenulación. Se encuentran tanto rocas ricas en actinolita, con textura granofélsica, como esquistos cloríticos con muy poca actinolita o rocas con los dos minerales en cantidades aproximadamente iguales. Un rasgo notable es que los cuerpos son bastante tabulares y con contactos bastante tajante tanto con las anfibolitas como entre ellos.

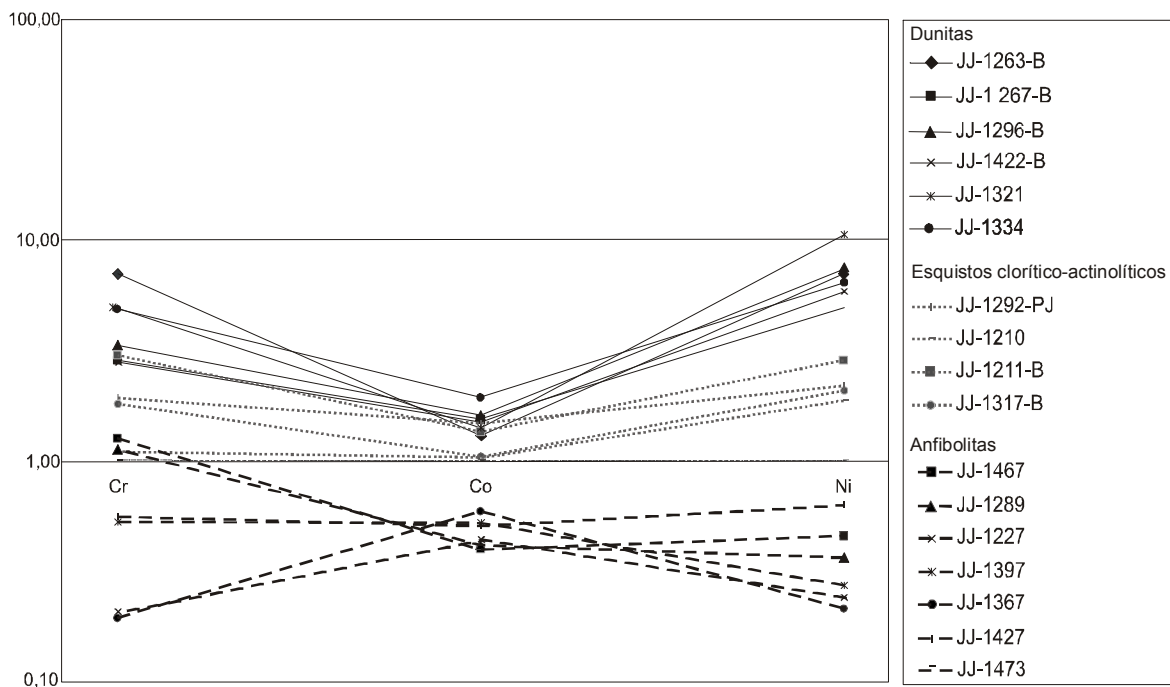
Sobre el momento del plegamiento de los esquistos se puede decir que ocurrió durante el metamorfismo ya que de un lado algunas actinolitas localizadas en las crestas de los pliegues están quebradas, y de otro en la esquistosidad de crenulación producida por el plegamiento se formó una segunda generación de cloritas. La vergencia hacia el oriente de los pliegues fue interpretada por Restrepo y Toussaint (1974) como una evidencia de que la obducción habría sido de occidente a oriente, aunque recientemente se observaron algunos pliegues con una vergencia opuesta por lo que más bien podrían corresponder a reacomodos de la dunita durante y poco después del emplazamiento.

Restrepo y Toussaint (1974) consideraron que estos esquistos fueron producidos por retrogradación de las anfibolitas del Grupo Ayurá-Montebello durante la obducción de la dunita, mientras que Álvarez (1987) opinó que se formaron a partir de la dunita. En cuanto a la primera posibilidad hay que anotar que estos esquistos no son los típicos esquistos verdes derivados de rocas básicas en la facies de su nombre pues carecen totalmente de plagioclasa y epidota. La

asociación clorita-actinolita es estable en la facies anfibolita (Figura 2) en ausencia de dichos minerales pero no en la facies esquisto verde, por lo cual estos esquistos no se pueden considerar rocas de bajo grado formadas por retrogradación de anfibolitas.

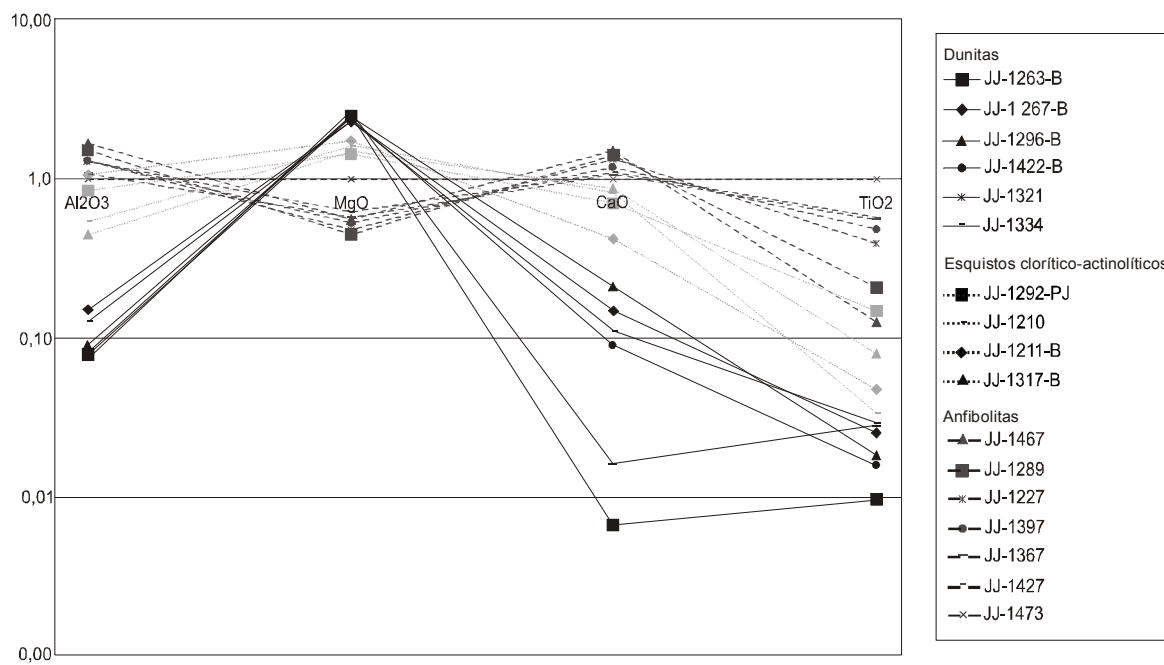
En algunos de los esquistos clorítico-actinolíticos se han encontrado pequeños circones. Este mineral es muy escaso en rocas ultrabásicas pero en las básicas se ha encontrado pequeños cristales, por lo cual se puede pensar que al menos parte del material fue aportado por las rocas básicas.

Desde el punto de vista de los análisis químicos, las evidencias son ambiguas. En el caso de los elementos mayores, los contenidos de SiO₂, MgO, CaO, Al₂O₃ y Na₂O en los esquistos son intermedios entre los de las dunitas y las anfibolitas (ver Figura 6a y b). Específicamente los contenidos de CaO, Al₂O₃ y Na₂O en los esquistos son considerablemente mayores que en las dunitas, por lo que si aquellos se derivaron de las dunitas debió haber un considerable aporte metasomático de estos elementos. Para los elementos menores Ni, Co y Cr, de nuevo los esquistos tienen valores intermedios entre los altos de las dunitas y los bajos de las anfibolitas, siendo este fenómeno más nítido para el Ni, ya que para los otros dos elementos hay un poco de traslapo. En los elementos trazas las muestras JJ-1210 y 1211B presentan estrecha relación con las dunitas en el segmento de tierras raras, mientras que las muestras JJ-1292-PJ y JJ-1317-B presentan características intermedias entre las básicas y las ultrabásicas. En el caso de la muestra JJ-1474 hay más afinidad con las básicas, aunque en este caso se trata de una actinolita que rodea a una metagabropegmatita y no a un típico esquisto clorítico-actinolítico. Llama la atención el comportamiento de la anfibolita lineada JJ-1467, tomada cerca del extremo sur del bloque meridional de dunita, en relación con dos de las muestras de esquistos. En los elementos Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu esta muestra coincide casi en su totalidad con el esquisto JJ-1317-B del Cerro El Volador, mientras que en Ga, Zr, Y, La, Sm, Nd, Pr y Eu coincide cercanamente con el esquisto JJ-1292-PJ. Debe anotarse que esta anfibolita es la más empobrecida en elementos incompatibles de todas las analizadas. De otro lado, las muestras JJ-1211-B y 1210 de los esquistos coinciden bien con las dunitas JJ-1296-B y 1334 para algunos de los elementos de tierras raras entre Eu y Lu. Igualmente los elementos V y Sc de los esquistos son más semejantes a los de la dunita que a las anfibolitas (ver Figura 6c).

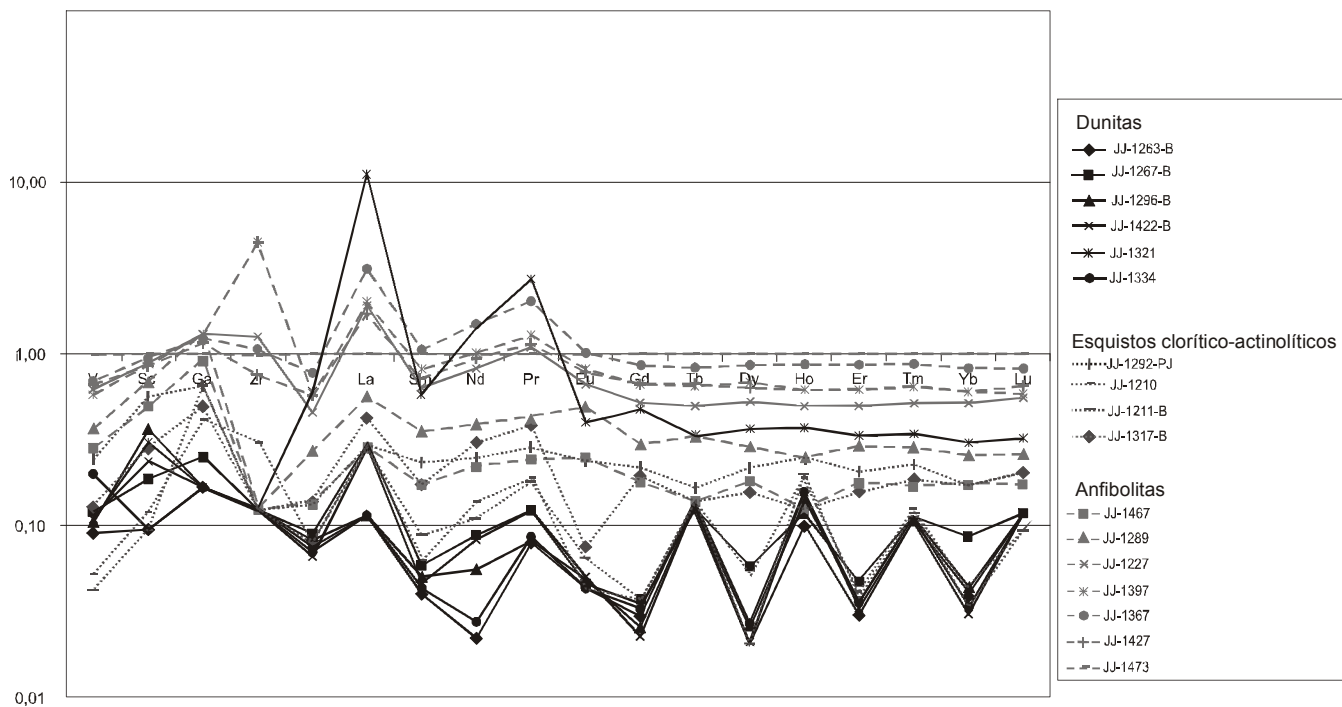


a. Diagrama de Cr-Co-Ni de dunitas, esquistos clorítico-actinolíticos y anfibolitas de La Espadera-Chupadero bajas en Ti. Los elementos se normalizaron con la muestra JJ-1473

Figura 6. Diagramas Cr-Co-Ni, Al-Mg-Ti y multielementos de las rocas estudiadas



b. Diagrama de Al-Mg-Ca-Ti de dunitas, esquistos clorítico-actinolíticos y anfibolitas de La Espadera-Chupadero bajas en Ti. Los elementos se normalizaron con la muestra JJ-1473



c. Diagrama multielementos de dunitas, esquistos clorítico-actinolíticos y anfibolitas de La Espadera-Chupadero bajas en Ti. Los elementos se normalizaron con la muestra JJ-1473

Figura 6. continuación. Diagramas Cr-Co-Ni, Al-Mg-Ti y multielementos de las rocas estudiadas

Una evidencia de campo es que en aquellos pocos casos donde se encuentran rocas básicas y ultrabásicas en contacto, como en la quebrada Rodas, la laguna de Guarne y la vereda Perico, entre ambas rocas siempre se encuentran una zona de varias decenas de centímetros de esquistos cloríticos o actinolíticos. En el caso de las rocas de la laguna de Guarne y de la vereda Perico parece tratarse de diques básicos dentro de la dunita, por lo que podrían atribuirse los esquistos a efectos metasomáticos del dique sobre la dunita. Pero en el caso de la quebrada Rodas más probablemente se trata de contactos tectónicos entre las dos unidades. Aquí, aceptando posibles efectos metasomáticos, se podría pensar en mezclas tectónicas de las dos rocas que hayan dado lugar a los esquistos.

En definitiva, si las rocas clorítico-actinolíticas se formaron a partir de las dunitas, sería necesario un fuerte proceso metasomático que adicionó calcio y aluminio, siendo difícil de entender cómo este proceso tuvo lugar en cuerpos tabulares con límites tan tajantes con las rocas encajantes. Si fuera a partir de las básicas, el proceso metasomático debió retirar algunos elementos como Na y K, además de retirar parte del Ca en los esquistos muy ricos en clorita. Por el momento no se puede afirmar nada muy rotundamente sobre el origen preciso de estas rocas, a no ser que siempre aparecen asociadas con las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero.

- **Intercalación de rocas ultrabásicas dentro de anfibolitas y viceversa**

Aunque poco conocidas, en las anfibolitas de esta unidad se presentan intercalaciones de cuerpos serpentínicos. En la quebrada Rodas se encuentra la anfibolita (JJ-1427) encima de una dunita tremolítica serpentizada, habiéndose formado una zona de unos dos metros de espesor de esquistos cloríticos y actinolíticos entre las dos rocas. Aquí la roca ultrabásica tiene varios metros de espesor pero la base no está expuesta. También en la zona de la quebrada La Aguada una intercalación de varios metros de serpentinita dentro de las anfibolitas fue observada (Giraldo y Sánchez, 2004). En ambas situaciones las intercalaciones se encuentran unas decenas de metros debajo del contacto principal de la dunita sobre las anfibolitas.

Una intercalación inversa fue observada en la zona de Perico. Allí, dentro de la dunita se encuentra un cuerpo de anfibolita (JJ-1294-B) de un metro de espesor y de nuevo se forman esquistos cloríticos entre las dos rocas. La anfibolita presenta una excelente orientación linear de las hornblendas (pargasita, ver Tabla 5a). También en la laguna de Guarne (ver Figura 1) se encontró una intercalación de una hornblendita de unos 15 cm de ancho, concordante con la foliación de la dunita y rodeada a ambos lados por esquistos cloríticos. La hornblendita presenta buena esquistosidad SL marcada por los cristales de una hornblenda verde levemente azulosa; también se encuentran pequeños lentes envueltos por la esquistosidad formados por agregados de epidota y esfena. El análisis químico de esta muestra se presenta en la Tabla 3 (muestra JJ-1473). Es probable que estas anfibolitas y hornblenditas representen diques o silos de rocas básicas y ultrabásicas intruídos dentro de la dunita y los cuales fueron afectados por un metamorfismo dinamotérmico en facies anfibolita, el cual debió afectar también a la dunita, aunque tal vez por su mineralogía ese metamorfismo no sea muy visible. El diagrama multielementos de estas muestras se presenta en la Figura 5d.

Tabla 5a. Análisis por microsonda de algunos anfíboles de rocas de las unidades estudiadas. Determinación por Ana María Correa en la Universidad de Brasilia (com. escrita 2003).

ANFIBOLES						
Muestra	JJ1189-1	JJ11893-3	JJ1203	JJ1294B	R-4	R-5
SiO ₂	59.661	57.634	59.019	45.286	47.0	47.0
TiO ₂	0.018	0.063	0.025	0.507	0.9	0.7
Al ₂ O ₃	0.763	1.444	0.063	12.895	9.6	9.1
Cr ₂ O ₃	0.002	0.184	0.050	0.148	0.0	0.0
FeO	8.525	2.421	4.394	8.653	10.2	14.0
MnO	0.019	0.046	0.016	0.181	0.1	0.2
MgO	29.663	23.382	22.240	15.012	15.3	13.1
CaO	0.350	12.729	12.738	12.276	12.5	12.5
Na ₂ O	1.303	0.322	0.021	2.938	1.3	1.1
K ₂ O	0.019	0.034	0.016	0.181	0.1	0.1
	100.323	98.258	98.582	98.077	97.000	97.800
Si	7.889	7.826	8.000	6.494	6.790	6.848
Al IV	0.111	0.174	0.000	1.506	1.210	1.152
suma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.008	0.057	0.010	0.674	0.424	0.411
Ti	0.002	0.006	0.003	0.055	0.098	0.077
Fe ⁺³	0.057	0.099	0.247	0.054	0.215	0.225
Cr	0.000	0.020	0.005	0.016	0.000	0.000
Mg	4.932	4.733	4.494	3.209	3.295	2.845
Fe ⁺²	0.000	0.085	0.241	0.980	0.962	1.429
Mn	0.000	0.000	0.000	0.011	0.006	0.012
suma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.915	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.885	0.091	0.010	0.004	0.055	0.052
Mn	0.002	0.005	0.002	0.011	0.006	0.012
Ca	0.050	1.852	1.850	1.886	1.901	1.907
Na	0.148	0.052	0.006	0.099	0.037	0.029
suma B	2.000	2.000	1.868	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.045
Na	0.187	0.032	0.000	0.718	0.327	0.282
K	0.003	0.006	0.003	0.033	0.018	0.019
suma A	0.190	0.038	0.003	0.751	0.379	0.345
TOTAL	15.190	15.039	14.870	15.751	15.379	15.345
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.868	0.964	0.947	0.765	0.764	0.658
Clasificación	Antofilita	Tremolita	Tremolita	Pargasita	Magnesio	Magnesio
					hornblenda	hornblenda

Tabla 5b. Análisis por microsonda de plagioclasas, mica, olivino y circón. Ab: albita; An: anortita; Or = ortoclasa; Ms: moscovita, Pg: paragonita, Mrg: margarita, Fo: forsterita, Fa: fayalita; MO: monticellita; LI liebenbergita, TE: tefroita. Determinación por Ana María Correa en la Universidad de Brasilia (com. escrita 2003).

PLAGIOCLASAS			MICA		OLIVINO		CIRCÓN	
UNM-2891	JJ-1294B		UNM-2891		JJ-1189-2		UNM2891A3A	
SiO ₂	42.131	61.290	SiO ₂	31.769	SiO ₂	40.965	SiO ₂	32.344
TiO ₂	0.000	0.000	TiO ₂	0.236	Al ₂ O ₃	0.137	ZrO ₂	66.719
Al ₂ O ₃	36.543	24.508	Al ₂ O ₃	51.507	FeO	11.919	TiO ₂	0.000
Fe ₂ O ₃	0.111	0.134	Fe ₂ O ₃	0.551	MnO	0.144	Al ₂ O ₃	1.382
FeO	0.000	0.000	MnO	0.003	MgO	47.614	Fe ₂ O ₃	0.000
MgO	0.000	0.000	MgO	0.597	CaO	0.019	MgO	0.006
CaO	17.578	5.701	CaO	9.023	NiO	0.154	CaO	0.051
Na ₂ O	0.898	8.828	Na ₂ O	2.585	Cr ₂ O ₃	0.015	P ₂ O ₅	0.000
K ₂ O	0.112	0.057	K ₂ O	0.139	suma	100.968	Y ₂ O ₃	0.052
SrO	0.047	0.016	Cl	0.042			Ce ₂ O ₃	0.130
BaO	0.152	0.051	Fe ₂ O ₃	0.551			ThO ₂	0.000
suma	97.572	100.584	BaO	0.003			suma	100.684
			Cr ₂ O ₃	0.020				
			NiO	0.016				
			ZnO	0.029				
			F	0.039				
			H	4.565				
			suma	101.673				
cationes			cationes		cationes		cationes	
8 oxígenos			11 oxígenos		4 oxígenos		16 oxígenos	
Si	1.980	2.696	Si	2.112	Si	1.004	Si	3.946
Ti	0.000	0.000	IV Al	1.888	Al	0.002	Zr	3.970
Al	2.060	1.293	sum	4.000	Fe ⁺²	0.244	Ti	0.000
Fe+3	0.003	0.003	VI Al	2.067	Mn	0.003	Al	0.099
Fe+2	0.000	0.000	Ti	0.012	Mg	1.739	Fe	0.000
Mg	0.000	0.000	Fe	0.030	Ca	0.001	Mg	0.001
Ca	0.885	0.269	Mn	0.000	Ni	0.003	Ca	0.007
Na	0.082	0.753	Mg	0.058	Cr	0.000	P	0.000
K	0.007	0.003	sum	2.167	suma	2.995	Y	0.002
Sr	0.018	0.016	Ca	0.631			Ce	0.006
Ba	0.001	0.001	Na	0.327			Th	0.000
suma	5.033	5.034	K	0.006			suma	8.031
			suma	0.963				
An	90.909	26.220	Ms	0.599	Fo	87.397		
Ab	8.402	73.468	Pg	33.909	Fa	12.275		
Or	0.690	0.312	Mrg	65.492	MO	0.026		
					LI	0.153		
					TE	0.150		

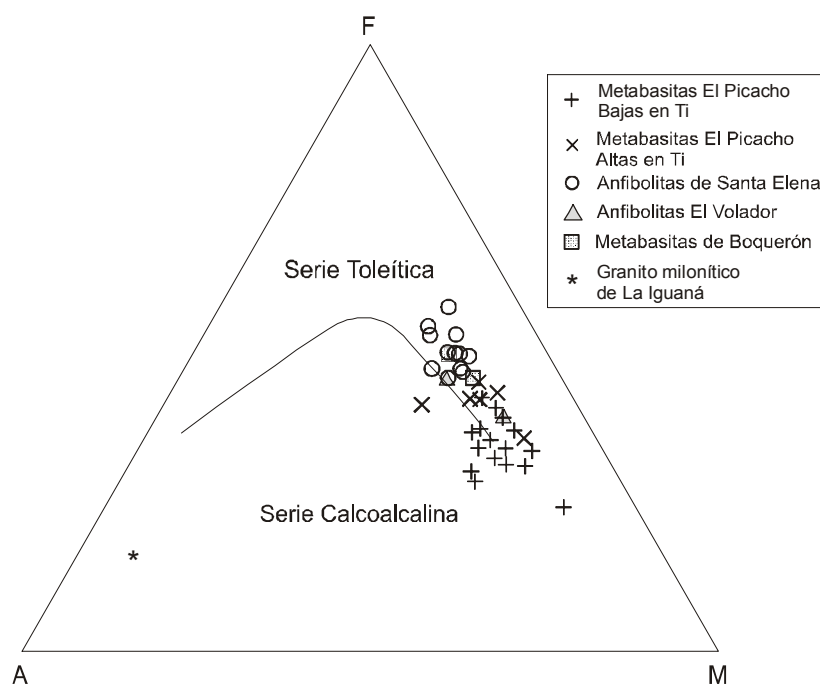
3.2. 3. Metabasitas de Boquerón

Estas rocas afloran exclusivamente en la parte occidental del Valle de Aburrá, en cercanías del Alto de Boquerón; además forman extensos depósitos de pendiente en la zona de Robledo. De acuerdo con Correa y Martens (2000), químicamente son muy parecidas a las de Santa Elena (Medellín), aunque microestructuralmente algunas de ellas son algo miloníticas y conservan textura gabroica reliquia por lo que se pueden denominar metagabros; otras, especialmente en la parte alta cerca a Boquerón, presentan bandeo y esquistosidad notorios y son verdaderas anfibolitas.

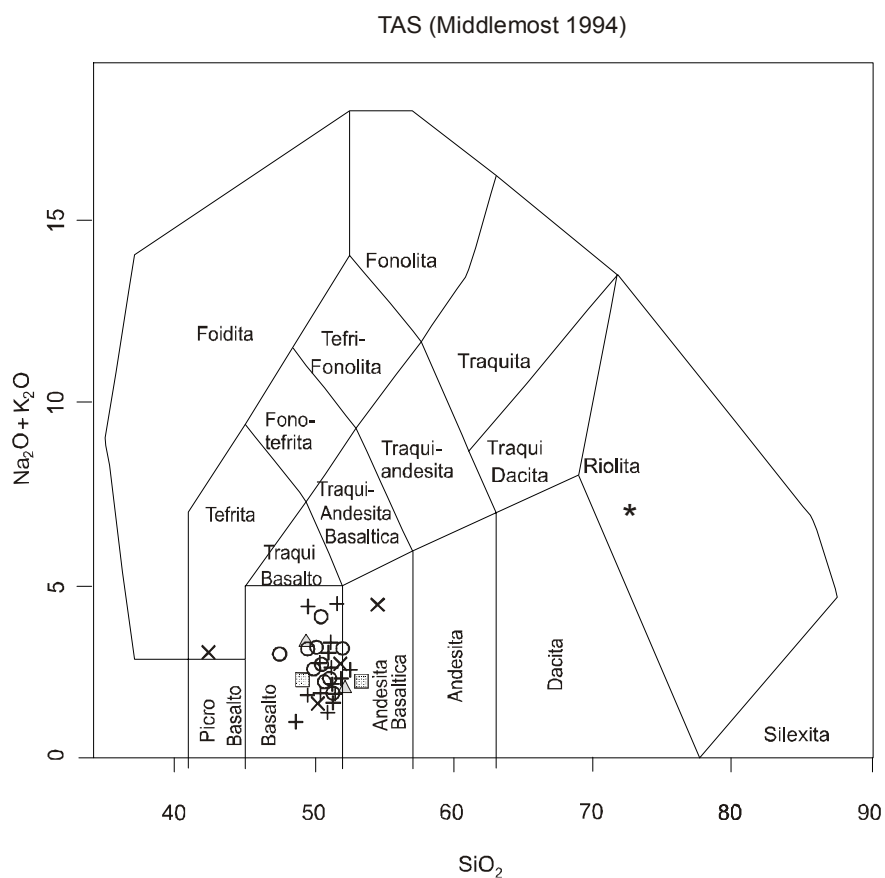
Mineralógicamente son poco complicadas, con presencia de hornblenda, plagioclasa y esfena; es notoria la ausencia de diópsido. En este trabajo dichas rocas no fueron estudiadas en detalle; una buena descripción de ellas se encuentra en Correa y Martens (2000). Como se verá más adelante, se analizaron químicamente dos muestras de esta unidad y los resultados permiten considerar tentativamente a esta unidad como entidad litoquímica independiente ya que en sus diagramas multielementos presentan características algo diferentes a las demás; adicionalmente se encontró que una de las dos muestras correspondiente a un metagabro (JJ-1459) que presenta más parecido en su aspecto mesoscópico con los Metagabros de El Picacho que con las Anfibolitas de Santa Elena, mientras que la otra, una anfibolita algo esquistosa (JJ-1460) se asemeja a las de Santa Elena, sin ser idéntica. La deformación que presentan los bloques hallados en depósitos de vertiente tiene alguna semejanza con la de El Picacho y se considera probable que hayan sufrido la misma deformación. Por las consideraciones anteriores, las rocas de Boquerón se incluyen provisionalmente dentro de las Metabasitas de El Picacho y se discutirán conjuntamente con éstas en la sección de petroquímica.

3.3. Granito Milonítico de La Iguaná

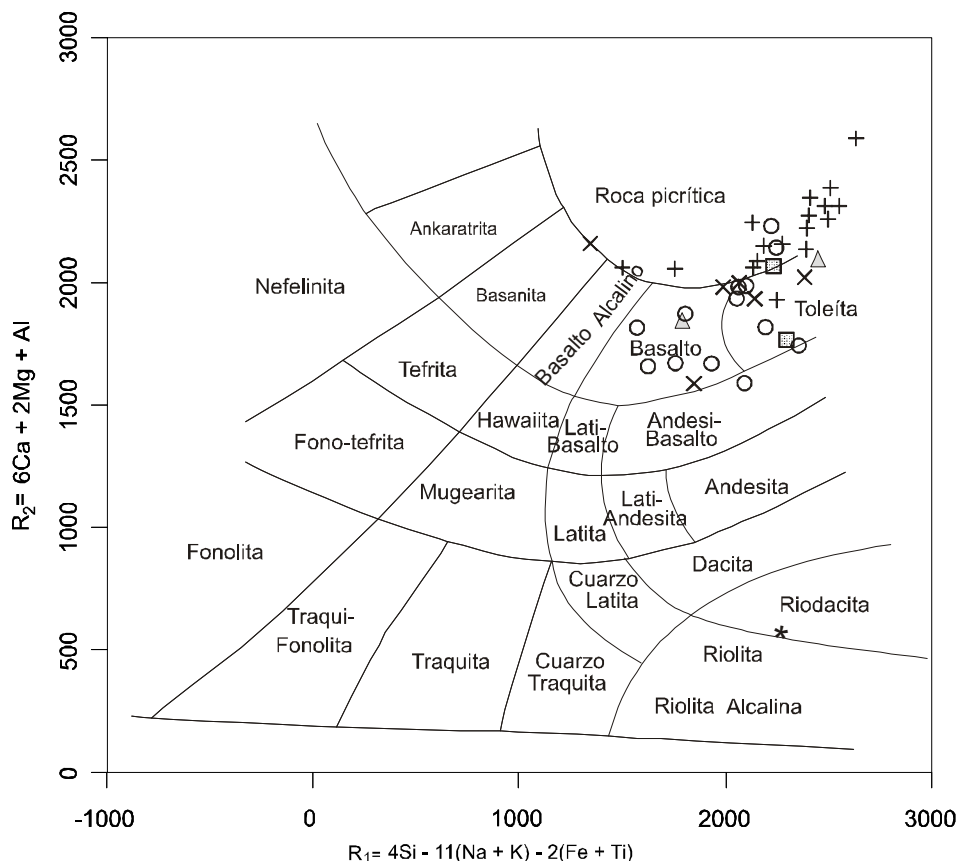
Esta roca se presenta en afloramientos limitados en algunos sectores aledaños a la quebrada La Iguaná. Hace algunos años los más extensos afloramientos de esta roca se encontraban principalmente en el pequeño cerro localizado entre la Carrera 80 y el Cerro El Volador, frente a la Facultad de Minas, pero el material ha sido gradualmente extraído para fabricar bloques de prefabricados y ya sus afloramientos allí son bastante restringidos. La unidad fue descrita inicialmente por Restrepo y Toussaint (1984) como un gneis posiblemente correlacionable con el Gneis de Caldas de edad devónica, pero diversas observaciones han mostrado que es una roca de origen milonítico (Ordóñez, 2001). En afloramiento presenta una lineación muy marcada, definida especialmente por biotita y epidota. En la cantera de Indural, sector de San Germán, la lineación tiene una dirección muy constante N 5° W. La roca está compuesto por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa pertítica, epidota, biotita y pequeñas cantidades de hornblenda verdosa; los porfídoclastos son de ortoclasa pertítica y plagioclasa, los cuales están rodeados por epidotas y biotita verdusca. Aparecen bandas lenticulares de cuarzo posteriores a la deformación fuerte. Debido a la recrystalización considerable de la matriz a un mosaico de cuarzo y feldespatos, la roca debe clasificarse como una blastomilonita. El protolito correspondería a granito o granodiorita leucocrático dependiendo de la relación de feldespatos, la cual es difícil de obtener en las zonas milonitizadas. Con base en el análisis químico que se muestra en la Tabla 3, la roca se clasifica como un granito en el diagrama TAS de Middleton, 1994 (Figura 7b) o en el límite granito-granodiorita en el diagrama R1-R2 de De La Roche et al., 1980, (ver Figura 7c), aunque hay que tener precaución con estas clasificaciones ya que según Correa et al. (2005) la roca ha sufrido varios tipos de alteraciones hidrotermales que podrían haber cambiado la composición química inicial.



a. Diagrama AFM con los campos indicados por Irvine y Baragar (1971).



b. Diagrama TAS de Middlemost, 1994,



c. Diagrama R1-R2 de De la Roche et al., 1980

Figura 7. Diagramas AFM, TAS y R1-R2 para las rocas estudiadas

La roca se encuentra cortada por diques básicos menores de dos metros de espesor, los cuales no presentan la deformación milonítica. De otro lado, Montoya (1987) describe intercalaciones de anfibolitas dentro de ellas; infortunadamente no fue posible hacer secciones delgadas de este material por su avanzada meteorización y pudiera tratarse de los diques básicos muy meteorizados. Rendón (1999) considera que el granito intruye anfibolitas, las cuales por su posición serían los Metagabros de El Picacho, aunque no hay detalles sobre esta afirmación. En el caso de observarse un contacto, sería muy importante observar si realmente el contacto es intrusivo o si se trata de una intercalación tectónica, teniendo en cuenta las intensas deformaciones que tienen ambos tipos de rocas.

La característica más notoria del cuerpo es su microestructura milonítica con formación de una lineación de estiramiento en el cual se concentran las biotitas y las epidotas.

La microestructura que presenta y la cercanía a las anfibolitas del Cerro El Volador permite plantear que es una roca que se deformó al mismo tiempo que las anfibolitas de La Espadera-Chupadero y los metagabros de El Picacho. Sin embargo el análisis estructural de la deformación indica una dirección del movimiento del techo hacia el S 85° E, lo cual difiere 65° del movimiento observado en las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero. Aunque J.J. Estrada (1995) indica rotaciones horizontales hasta de 35° en los pórfidos andesíticos y dacíticos miocenos de la zona de Irra, allí se trata de movimientos en el sistema de fallas de Romeral. Parece difícil que dentro del Valle de Aburrá hayan ocurrido rotaciones tan grandes, aunque no se pueden descartar totalmente.

Correa et al., 2005, obtuvieron por U-Pb en circones edades de 211, 250, 375 y 1241 Ma en los núcleos y de 179.8 ± 1 Ma en los bordes, siendo considerado esta última como la edad ígnea y las demás como heredadas. Aunque la presencia de circones heredados antiguos es una indicación de contaminación cortical, los valores de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ son

bastante bajos e indican un origen principalmente proveniente del manto (Ordóñez, 2001; Correa et al., 2005); así, de tres valores determinados, aun sin corrección de edad, el más alto es de 0.70386. El contenido bajo de Rb (34 ppm) y alto de Sr (1776 ppm) (ver muestra JJ-1455 en la Tabla 3) para el caso de un granito también apoyan un origen principalmente mantélico.

Si realmente este cuerpo está relacionado genéticamente con la unidad de El Picacho, o lo intruye, su edad presenta restricciones importantes. Aceptando que la edad cercana a 180 Ma sea la edad ígnea, la deformación de toda la secuencia, atribuida aquí a un cabalgamiento, tendría que ser posterior a este momento, lo cual parece razonable. Una alternativa es que la edad de 211 Ma encontrada en un circón y considerada como heredada, realmente fuera la edad de intrusión, pues es cercana a los 228 Ma de una metagabropegmatita (ver abajo) y que la edad de 180 correspondiera a la recrystalización que acompañó a la milonitización, datándose en este caso el cabalgamiento. Sin más datos no es posible definir este aspecto, aunque parece ser un punto crítico en el entendimiento de la Ofiolita de Aburrá.

Sin embargo su deformación es innegablemente muy similar a la de los metagabros y debe pensarse que por alguna razón la unidad quedó involucrada en el cabalgamiento, quedando por explicar la gran rotación aparente, si éste fuera su origen.

4. ANÁLISIS QUÍMICOS Y AMBIENTES DE FORMACIÓN

Se hicieron análisis de elementos mayores, menores y trazas a 55 muestras. Estos análisis fueron realizados por Activation Laboratories de Canadá usando los métodos Fus-ICP y Fus-MS según se indica para cada elemento en la Tabla 3, al igual que sus límites de detección. Básicamente el proceso de análisis consiste en una fusión con matorato/tetraborato de litio seguido por una ionización por un plasma seguido respectivamente por un análisis por espectrómetro de emisión o un espectrómetro de masas. Descripción de la metodología se puede encontrar en la página web www.actlabs.com. Las muestras corresponden a: Anfibolita de Santa Elena: 12, Anfibolitas de La Espadera-Chupadero y Metagabros de El Picacho: 26, Anfibolitas de Boquerón: 2, ultrabásicas: 8; esquistos clorítico-actinolíticos: 6 y granito milonítico: 1. Las muestras presentan bastante coherencia interna para cada grupo, aunque los resultados para elementos incompatibles son considerablemente diferentes a los obtenidos previamente por Correa y Martens (2000) y Pereira et al. (2006). Recientemente Giraldo et al., 2007, presentaron algunos diagramas multielementos de rocas básicas de la zona central de Antioquia, incluyendo los de algunas anfibolitas, pero la falta de localización precisa de las muestras y el hecho de que los datos analíticos no hayan sido publicados no permitieron compararlos con los de este trabajo.

Como control de calidad en cada grupo de muestras analizadas se incluyen varias muestras patrones; estos resultados se pueden consultar en el sitio de internet Geocities.com/OfiolitaAburra. Igualmente el laboratorio repitió los análisis de tres muestras, los cuales se indican en la Tabla 3. Adicionalmente, se tomó una segunda muestra del bloque de donde se sacó la muestra JJ-1440 y se envió para análisis bajo el número JJ-1456; también de la muestra JJ-1232 se envió un duplicado numerado JJ-1232-PJ. Con estos controles se considera que los resultados son bastante confiables. La composición mineralógica y las coordenadas de estas muestras se indican en la Tabla 4.

Tabla 4. Tipo de roca, mineralogía y coordenadas de las rocas estudiadas. Las abreviaturas de los minerales son las indicadas por Bucher y Frey (2002)

Muestra	Unidad	Roca	Mineralogía	Coordenada N	Coordenada W	Coordenadas	Coordenadas	Altura
				grados	grados	métricas N	métricas W	m.s.n.m.
JJ-272	Metabasitas de El Picacho	metagabro	Pl+anf	6° 18' 22"	75° 35' 18"	1.189.000	833.200	nd
JJ-1210	Esquistos Rodas *	esquisto clorítico-actinolítico	Act+Chl	6° 19' 29"	75° 32' 16"	1.191.080	838.780	1.650
JJ-1211-B	Esquistos Rodas *	esquisto clorítico-actinolítico	Chl+Act	6° 19' 29"	75° 32' 16"	1.191.080	838.780	1.650
JJ-1227	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl	6° 18' 50"	75° 31' 53"	1.189.870	839.500	nd
JJ-1228	Anfíbolita Santa Elena	anfíbolita	Hb+Pl	6° 18' 50"	75° 31' 53"	1.189.870	839.500	nd
JJ-1229-A	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl	6° 08' 43"	75° 21' 20"	1.171.160	858.900	
JJ-1255-A	Anfíbolita Santa Elena	anfíbolita	Hb+Pl+Di	6° 30' 54"	75° 34' 05'	1.210.730	835.140	nd
JJ-1263-B	Dunita Medellín	serpentinita	Srp+Mgs	6° 06' 27"	75° 34' 39"	1.167.500	833.980	2.580
JJ-1 267-B	Dunita Medellín	ultrabásica	Ol+Ath+Srp+Tr	6° 14' 28"	75° 30' 41"	1.182.260	841.330	2.350
JJ-1289	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl+Di	6° 14' 17"	75° 35' 10"	1.181.500	833.400	nd
JJ-1290-B	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl+Ttn	6° 19' 06"	75° 33' 04"	1.190.360	837.300	nd
JJ-1292	Esquistos Rodas *	esquisto clorítico-actinolítico	Chl+Act	nd	nd	nd	nd	nd
JJ-1292-PJ	Esquistos Rodas *	esquisto clorítico-actinolítico	Chl+Act	nd	nd	nd	nd	nd
JJ-1294-B	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl	6° 10' 12"	75° 30' 26"	1.174.400	841.770	2.520
JJ-1296-B	Dunita Medellín	dunita	Ol+Srp+Tr+Tlc	6° 10' 14"	75° 30' 28"	1.174.460	841.710	2.540
JJ-1297	Metabasitas de El Picacho *	metagabropegmatita	Pl+Hb+Qz	6° 10' 14"	75° 30' 28"	1.174.460	841.710	2.540
JJ-1300	Metabasitas de El Picacho	anfíbolita	Hb+Pl+Qz+Bt+Ap+Ttn	6° 13' 54"	75° 31' 58"	1.180.760	839.300	1.795
JJ-1304	Metabasitas de El Picacho *	metagabro	Hb+Pl+Di	6° 16' 30"	75° 35' 27"	1.186.030	832.550	1.530

Tabla 4. Continuación. Tipo de roca, mineralogía y coordenadas de las rocas estudiadas. Las abreviaturas de los minerales son las indicadas por Bucher y Frey (2002)

Muestra	Unidad	Roca	Mineralogía	Coordenada N	Coordenada W	Coordenadas	Coordenadas	Altura
JJ-1315	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl	6° 11' 01"	75° 27' 29"	1.175.890	847.220	nd
JJ-1 317-B	Esquistos Rodas *	esquisto clorítico-actinolítico	Chl+Act	6° 16' 08"	75° 35' 13"	1.184.900	833.300	1.540
JJ-1318	Anfibolita de El Volador	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 16' 11"	75° 35' 11"	1.185.000	833.400	1.540
JJ-1 321	Dunita Medellín	dunita	Ol+Srp	6° 11' 05"	75° 27' 29"	1.176.010	847.220	nd
JJ-1 334	Dunita Medellín	dunita	Srp+Ol+Tr+Chl+Chr	6° 30' 00"	75° 34' 28"	1.210.950	834.440	2.440
JJ-1347	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Ttn+Czo+Qz+Mag	6° 13' 44"	75° 31' 36"	1.180.460	839.970	1.860
JJ-1349	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Czo+Ttn+Ilm+Po	6° 13' 44"	75° 31' 36"	1.180.260	839.880	1.945
JJ-1350-A	Anfibolitas de Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn+Ap	6° 13' 11"	75° 30' 39"	1.179.430	841.730	2.420
JJ-1 355-B	Anfibolita de El Volador	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 16' 03"	75° 35' 06"	1.184.740	833.530	1.490
JJ-1367	Metabasitas El Picacho*	metagabro	Hb+Pl+Ap+Mag+Ttn	6° 16' 20"	75° 35' 27"	1.179.430	841.730	1.520
JJ-1 379	Metabasitas de El Picacho	anfibolita	Hb+Pl	6° 14' 09'	75° 31' 37"	1.181.210	839.960	1.860
JJ-1391	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Di+Ttn+Ap	6° 13' 17"	75° 31' 34"	1.180.080	839.700	2.000
JJ-1397	Metabasitas El Picacho*	anfibolita	Hb+Pl+Di+Ttn+Rt+Ilm	6° 13' 27"	75° 32' 09"	1.179.920	838.960	2.000
JJ-1398	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 13' 16"	75° 31' 24"	1.180.270	839.900	1.950
JJ-1400	Metabasitas El Picacho	anfibolita milonítica	Hb+Pl+Di+Ttn+Ap	6° 13' 33"	75° 31' 43"	1.180.120	839.760	2.010
JJ-1414	Metabasitas El Picacho	metagabropegmatita*	Hb+Pl	6° 20' 48"	75° 32' 31"	1.193.470	838.320	nd
JJ-1422-B	Dunita Medellín	harzburgita*	Ol+En+Tr+Srp+Chr	6° 13' 18"	75° 32' 06"	1.179.650	839.050	2.180
JJ-1427	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Ttn+Zrn	6° 18' 51"	75° 31' 47"	1.189.890	839.670	1.690
JJ-1440	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 10' 34"	75° 23' 50"	1.174.610	845.060	nd
JJ-1445	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl	6° 19' 33"	75° 32' 12"	1.191.170	838.910	nd
JJ-1446	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 19' 17"	75° 31' 58"	1.190.700	839.345	nd
JJ-1447	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 20' 00"	75° 31' 20"	1.192.000	840.500	nd
JJ-1455	Granito milonítico de La Iguañá	blastomilonita granítica	Pl+Or+Qz+Ep+Bi+Ttn+Ap+Zrn	6° 16' 22"	75° 24' 21"	1.185.400	853.380	nd
JJ-1456	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 13' 33"	75° 31' 43"	1.180.120	839.760	2.010
JJ-1459	Metabasitas de Boquerón	metagabro	Hb+Pl+Ttn	6° 17' 26"	75° 36' 54"	1.187.300	830.220	1.940
JJ-1460	Metabasitas de Boquerón	anfibolita	Hb+Pl+Ttn+Ap	6° 19' 08"	75° 39' 16"	1.190.450	825.870	2.440
JJ-1461	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 20' 48"	75° 38' 06"	1.193.520	828.020	2.750

Tabla 4. Continuación. Tipo de roca, mineralogía y coordenadas de las rocas estudiadas. Las abreviaturas de los minerales son las indicadas por Bucher y Frey (2002)

Muestra	Unidad	Roca	Mineralogía	Coordenada N	Coordenada W	Coordenadas	Coordenadas	Altura
JJ-1461	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 20' 48"	75° 38' 06"	1.193.520	828.020	2.750
JJ-1463	Metabasitas El Picacho	metagabro	Hb+Pl+Rt+Ap	6° 26' 28"	75° 34' 52"	1.203.950	834.010	2.540
JJ-1464	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 13' 47"	75° 32' 07"	1.180.560	839.020	1.790
JJ-1465	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 13' 27"	75° 31' 01"	1.179.930	841.050	1.990
JJ-1466	Anfibolita Santa Elena	anfibolita	Hb+Pl+Ttn	6° 14' 02"	75° 30' 34"	1.180.990	841.890	2.460
JJ-1467	Metabasitas El Picacho	anfibolita	Hb+Pl	6° 09' 48"	75° 30' 43"	1.172.000	841.600	nd
JJ-1473	Metabasitas El Picacho	hornblendita	Hb+Ep+Ttn+Chl+Ap	6° 16' 25"	75° 31' 41"	1.185.416	839.853	2.480
JJ-1474	Esquistos Rodas? *	actinolitita	Act+Chl	6° 10' 14"	75° 30' 28"	1.174.457	841.715	2.540
UNM-2888	Metabasitas El Picacho*	metagabropegmatita	Hb+Pl+Mrg+Zo+Czo+Zrn	6° 21' 05"	75° 32' 29"	1.194.000	838.400	nd

4.1. Rocas ultrabásicas

Los valores encontrados para las seis muestras de rocas son en general semejantes entre sí con excepción de la muestra (JJ-1321) de la peridotita de Sajonia, la cual presenta valores considerablemente más altos que los de las demás y para la mayoría de los elementos incompatibles aun en relación con el manto primitivo, llegando a ser la concentración 10 veces más que la de éste. Por esta razón es posible que este cuerpo sea diferente a los demás en cuanto a su origen y aun su edad.

La representación de diagramas multielementos para estas rocas no es posible pues la mayoría de los elementos incompatibles están por debajo de los límites de detección; en aquellos casos en los cuales éstos están por encima de los límites de detección éstos son de un 20 a un 50% de los valores del manto primitivo indicados por Sun y McDonough, 1989. Estas observaciones confirman que las rocas ultrabásicas han sufrido probablemente varios episodios de fusión parcial que han extraído la mayoría de los elementos incompatibles.

Sobre las rocas ultrabásicas y su relación con los esquistos y granofelses clorítico-actinolítico, más arriba se presentaron algunos datos de valores de Cr, Ni y Co (Figura 6) que muestran que algunos de estos esquistos probablemente se derivaron principalmente de las rocas ultrabásicas, aunque con aportes considerables de otros elementos como Ca y Al, tal vez por metasomatismo. En otras de las muestras se encuentra afinidad con las rocas metabásicas más pobres en elementos trazas, en particular la JJ-1467.

4.2. Rocas básicas

En las Figuras 7 y 8 se presentan algunos de los diagramas discriminantes que permiten clasificar las series e identificar los ambientes de generación. En el diagrama AFM, con los límites de Irvine & Baragar (1971), la totalidad de las muestras de las Anfibolitas de Santa Elena se localizan en el campo toleítico; las rocas de la unidad de El Picacho caen en su mayoría en el campo toleítico pero otra parte lo hace en el campo calcoalcalino, incluyendo las metagabropegmatitas (ver Figura 7a). En el diagrama TAS (Middlemost, 1994) las Anfibolitas de Santa Elena caen en el campo de los basaltos; la muestra JJ-1460 de Boquerón lo hace en el campo de las andesitas basálticas; las de la unidad de El Picacho también se ubican predominantemente en el campo de los basaltos, aunque algunas lo hacen en el de las andesitas basálticas y la muestra de la Laguna de Guarne (JJ-1473) lo hace en el de las tefritas (Ver Figura 7b). En el diagrama

R1-R2 de De La Roche et al., 1980, las de Santa Elena se localizan mayormente en los campos de los basaltos y las toleítas, con algunos puntos en andesitas basálticas y picritas, mientras que las de El Picacho la mayoría lo hacen en el campo de las picritas, otras en el de las toleítas y solo una en el de los basaltos (Figura 7c). De todas maneras, estos resultados hay que mirarlos con precaución ya que durante el metamorfismo algunos de los elementos mayores utilizados en estos diagramas probablemente tuvieron un comportamiento móvil y sus contenidos pueden diferir de los originales.

En cuanto ambientes de generación, en el diagrama Ti-V de Shervais (1982) (ver Figura 8a) se puede observar que las Metabasitas de El Picacho bajas en Ti se localizan en su totalidad en el campo de las toleítas de arcos de isla (IAT), mientras que las Metabasitas de El Picacho altas en Ti y las de Santa Elena lo hacen en el campo de la corteza oceánica. Sin embargo, los límites empleados en éste y otros diagramas han sido cuestionados por Vermeesch (2006) por haber sido trazados de manera rectilínea y "a ojo". Este autor propone nuevos límites para algunos diagramas basados en estudios estadísticos. Así, en la figura 8b se presenta el diagrama Ti-V en escala logarítmica con los nuevos límites; de nuevo todas de las rocas de las Metabasitas de El Picacho bajas en Ti caen en el campo de las toleítas de arco de isla, todas las de Santa Elena lo hacen en el de corteza oceánica, con la excepción de la JJ-1350-A, la cual se localiza en el campo de basalto de isla oceánica (OIB). De la unidad de El Picacho altas en Ti algunas se localizan en el campo de IAT y otras en el de MORB. En cuanto a las dos muestras de Boquerón, una se localiza en el campo de MORB y la otra en el de IAT; igual situación se presenta para las dos muestras de El Volador. De acuerdo a este criterio, los ambientes de generación serían arco de isla para las rocas de Metabasitas de El Picacho bajas en Ti y como corteza oceánica para las de Santa Elena. En cuanto a las de El Picacho altas en Ti, las tipo La Espadera, Boquerón y El Volador parece que incluyeran tanto rocas generadas en un arco de isla como o en una corteza oceánica.

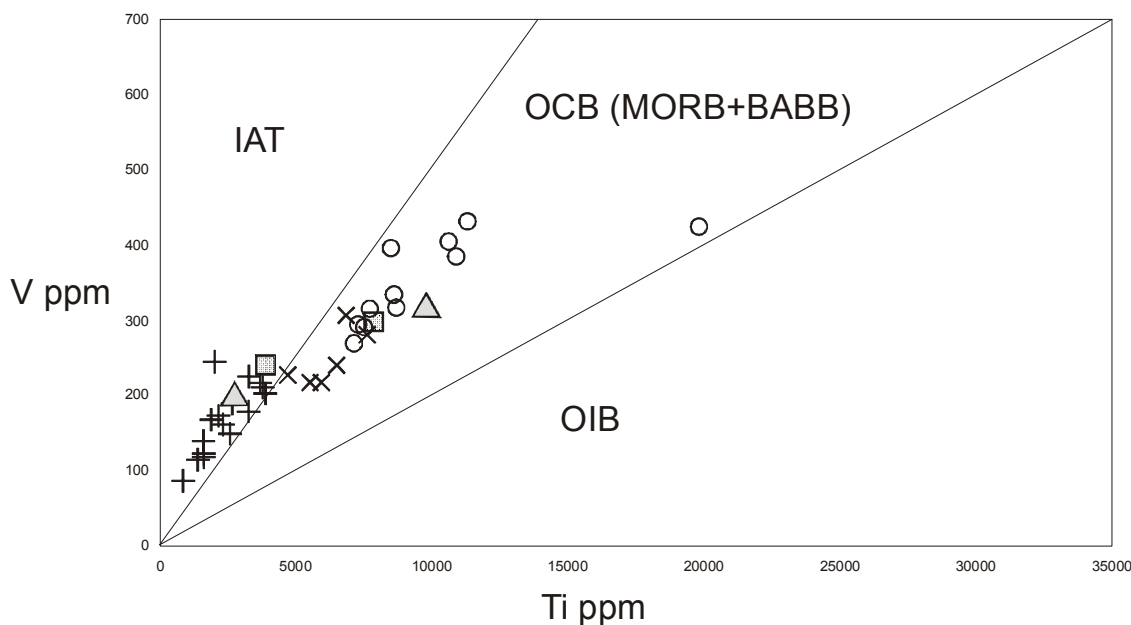


Figura 8. a Diagrama Ti-V de Shervais (1982). En este diagrama y los siguientes se usan las abreviaturas de los términos de ambientes tectónicos que se indican a continuación. MORB: mid-oceanic ridge basalts; N-MORB: MORB normal, ni enriquecida ni empobrecida en elementos incompatibles; IAT: island arc tholeiites; OIB: oceanic island basalts; BABB: back-arc basin basalts; OCB: oceanic crust basalts; CAB: calc-alkaline island-arc basalts; WPT: within-plate tholeiites; WPA: alkaline within-plate basalts.

En el diagrama Ti-Zr original de Pearce y Cann, 1973, modificado por Vermeesch (2006) todas las de El Picacho se localizan en el campo de IAT, mientras que la gran mayoría de las de Santa Elena lo hacen en el campo de MORB (Figura 8b y c). En el caso de los diagramas Th-Hf-Ta-Nb-Zr de Wood, 1980, aunque las rocas de Santa Elena se pueden localizar (Fig. 8 d), para la mayoría de las de El Picacho algunos de los elementos empleados están por debajo del límite de detección y por lo tanto no se pueden graficar. En estos diagramas las muestras de Santa Elena se localizan en el campo de N-MORB con la excepción de la JJ-1350-A, la cual en todos los diagramas cae en el campo de E-MORB. En el caso de esta muestra, sus valores tan altos en todos los elementos incompatibles confirman que debe de tratarse de una roca enriquecida respecto a la corteza oceánica normal.

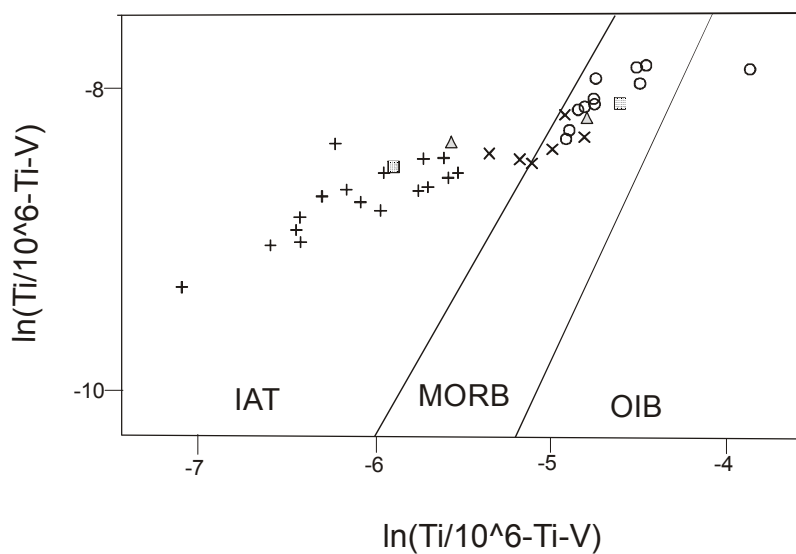


Figura 8. b Diagrama Ti-V de Vermeesch (2006)

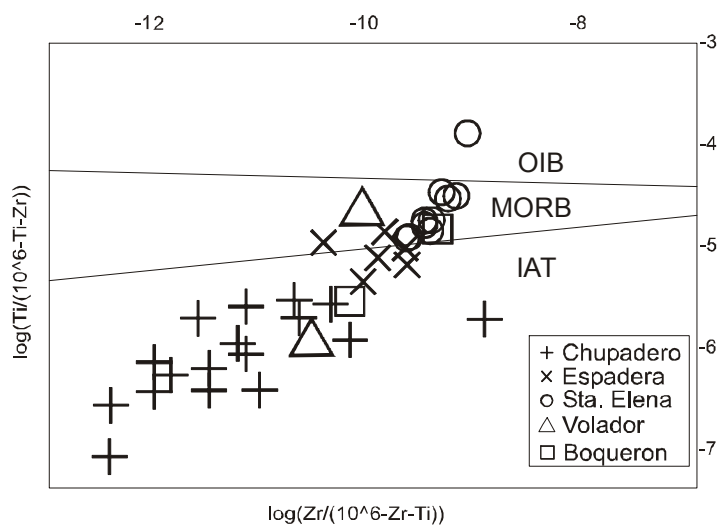


Figura 8. c Diagrama Ti-Zr de Pearce y Cann (1973) modificado por Vermeesch (2006)

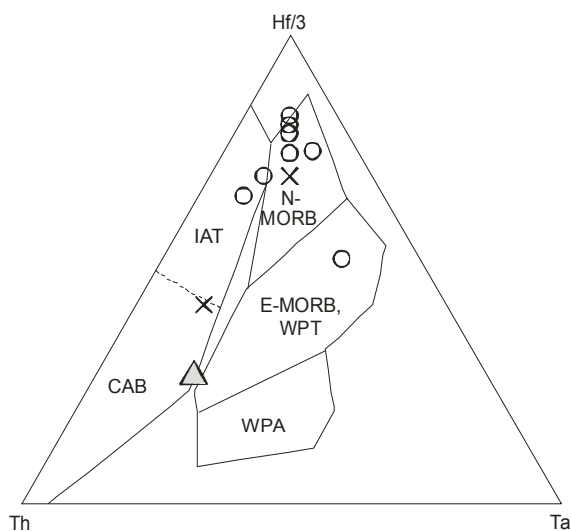


Figura 8. d Diagrama Th-Hf-Ta-Nb-Zr de Wood (1980)

Para Vermeesch (2005) el diagrama de elementos incompatibles que mejor discrimina los ambientes es el de Ti-V-Sm (Figura 8e). En él, todas las de Santa Elena caen en el campo de MORB, menos la JJ-1350-A que lo hace en el de OIB. De las de El Picacho, la mayoría se localizan en el de IAT, aunque algunas lo hacen en el de MORB. Una situación parecida ocurre en el diagrama Ti-V-Sc (Figura 8f). El autor mencionado también define algunas funciones discriminantes multielementos. Una de ella se basa en elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO , K_2O y Na_2O); el resultado se indica en la Figura 8g. Otra de las funciones discriminantes lineares se basa en los elementos incompatibles Ti, Y, Zr, y Sr; sus resultados se muestran en la Figura 8h. En ambos diagramas de nuevo todas las de Santa Elena se localizan en el campo de MORB mientras que la mayoría de las de El Picacho lo hacen en el campo del IAT. De éstas, las que se localizan en el campo del MORB corresponden a las muestras de esta unidad con mayores contenidos de TiO_2 . Parece entonces probable que algunas de las Metabasitas de El Picacho altas en Ti, en particular algunas de las anfibolitas tipo La Espadera, puedan corresponder a una corteza oceánica.

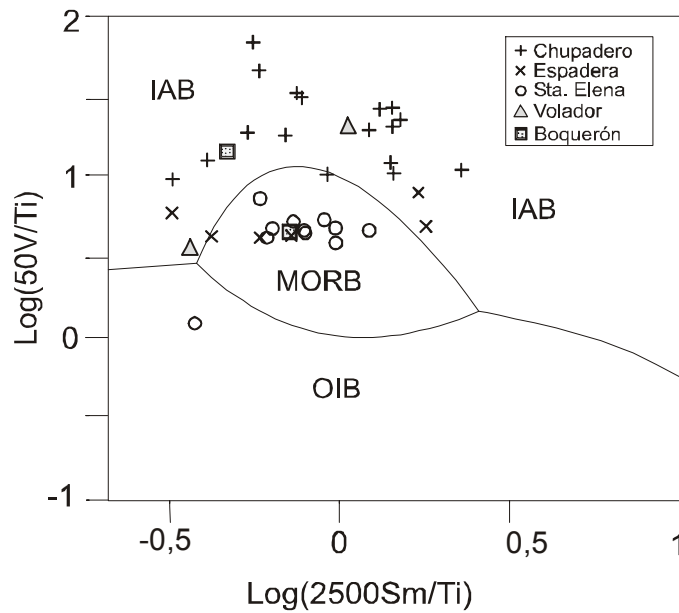


Figura 8. e Diagrama Ti-V-Sm de Vermeesch (2006)

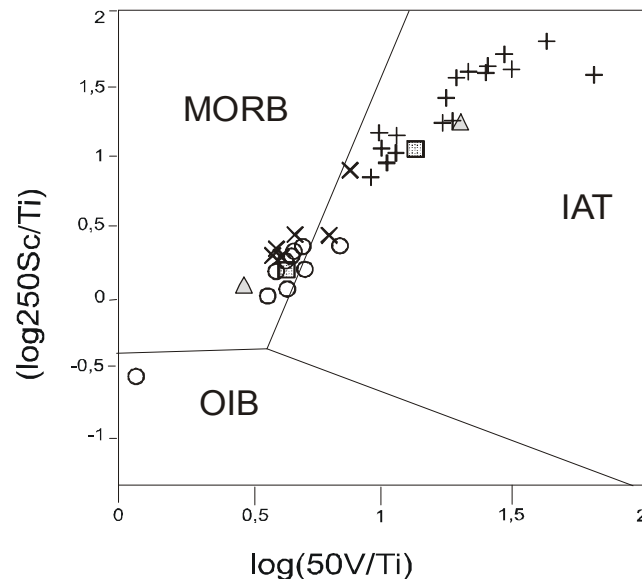


Figura 8. f Diagrama Ti-V-Sc de Vermeesch (2006)

Hay que anotar que en estos diagramas la corteza oceánica viene normalmente expresada como MORB, pero realmente puede corresponder tanto a corteza oceánica generada en una dorsal medio oceánica (el verdadero MORB) como a corteza generada en zonas de expansión en la cuenca detrás de un arco (BABB). La diferenciación entre los dos ambientes se puede hacer con base en la anomalía negativa de Nb, así como anomalía positiva de los LILE en la corteza de BABB normalizada con respecto a N-MORB. Efectivamente, las rocas tipo La Espadera presentan estas características (ver Figura 5c), por lo cual estas rocas corresponderían a BABB. En caso de que efectivamente en las anfibolitas de La Espadera-Chupadero se presenten tanto basaltos de tipos IAT y BABB -asociación muy frecuente-, la diferenciación entre los dos puede ser difícil ya que según Hawkins (2003) la geoquímica de elementos trazas de los BABB se extiende desde la de IAT a la de N-MORB, con empobrecimientos variables en HFSE en relación con N-MORB, en particular Nb y Ta, y enriquecimientos en LILE. No habría un corte fácil entre ambos ambientes.

En general, las anfibolitas tipo Chupadero presentan semejanzas químicas con los Metagabros de El Picacho bajos en Ti (Correa y Martens, 2000) y atribuidos también a un ambiente de suprazona de subducción (Correa y Nilson, 2003), por lo cual se considera tentativamente que son los equivalentes efusivos de ellos.

De acuerdo a los diagramas presentados arriba, estas rocas corresponderían a un arco de isla incipiente. Sin embargo, en ninguno de los diagramas citados anteriormente se incluyen las rocas formadas en ambiente de cuenca antearco de afinidad boninitica. Sólo el diagrama Cr-Y, original de Pearce et al., 1981, fue modificado por Hawkins (2003) para incluir el campo de las boninitas aparte del de las de arco de isla; al graficar las muestras de este trabajo se encuentra que las de El Picacho bajas en Ti, que en los diagramas anteriores se localizan en el campo de los IAB aquí lo hacen en el campo de las boninitas (ver Fig 8i). Teniendo en cuenta la definición química de boninita de Le Bas (2000) de $\text{SiO}_2 > 52\%$, $\text{MgO} > 8\%$, $\text{TiO}_2 < 0.5\%$ se encuentra que hay 8 muestras de El Picacho que cumplen los dos últimos requisitos, aunque el contenido de SiO_2 no llega en ninguno de los casos al 52%. Otra de las condiciones asignadas a las boninitas tales como el $\# \text{Mg} > 60$ (Crawford, 1989) se cumple para 11 de las 17 muestras de rocas de El Picacho bajas en Ti, indicando una considerable fusión del manto que las generó.

A pesar de los resultados del diagrama Cr-Y, se considera que las Metabasitas de El Picacho bajas en Ti corresponden a un arco de isla incipiente, ya que ninguna de las rocas cumple todas las condiciones que se requieren para ser denominadas boninitas. Además, según las observaciones de J.W. Hawkins, (com. escrita, 2007) en las Marianas y el arco de Palau, el volcanismo muy temprano se inicia con toleitas de arco primitivas, con afinidad con boninitas, pero sin ser iguales a ellas, evolucionando a toleitas de arco de isla que comprenden andesitas basálticas, andesitas y cantidades menores de dacitas, pero sin llegar a un arco maduro de características calcoalcalinas.

En relación con valores de elementos incompatibles de otras áreas como los de los arcos de Mariana y Tofua del Pacífico occidental (Hawkins, 2003) se observa que los de las Anfibolitas tipo Chupadero son por lo general más bajos, tal vez debido a que el manto del cual se derivaron era ya un manto empobrecido. Es probable que la dunita sea el residuo final de este magma teniendo en cuenta que también se encuentra empobrecida en elementos incompatibles.

Para definir la naturaleza de las cortezas oceánicas es conveniente observar también los diagramas multielementos normalizados con respecto a N-MORB según los datos de Sun & McDonough (1989) (ver Figura 5).

Las Anfibolitas de Santa Elena se acercan bastante a una composición de N-MORB con excepción de la muestra JJ-1350-A que presenta valores altos en algunos elementos incompatibles, especialmente Ti y P, indicando semejanza con una corteza enriquecida tipo E-MORB. Sin embargo algunas muestras (JJ-1461 y JJ-1465) presentan anomalía negativa de Nb y positiva para algunos elementos litófilos de ión grande (LILE) como Rb y Ba. En esta situación cabrían dos interpretaciones: o en las Anfibolitas de Santa Elena se presentan tanto cortezas tipo MORB como BABB, o algunas de las muestras asignadas a las Anfibolitas de Santa Elena, como las dos mencionadas, realmente pertenecen a la unidad de El Picacho, ya que en algunos casos puede ser difícil diferenciarlas. De otro lado, en el índice de elementos trazas incompatibles (IETI) que se discutirá a continuación y que está indicado en la Tabla 6, estas dos muestras están en el

rango de las Anfibolitas de Santa Elena y en particular la JJ-1465, la más occidental de las analizadas de esta unidad, presenta un valor muy alto para este índice, por lo cual la primera interpretación parece más factible.

Para las Metabasitas de El Picacho se hace necesario presentar sus diagramas multielementos en varias figuras separadas debido a la diversidad de rocas y el gran número de muestras.

Tabla 6. Índice de elementos trazas incompatibles en rocas metabásicas

UNIDAD	Producto en ppm de: SmEuGdTbHoErTmYbLuHf
METABASITAS EL PICACHO	JJ-1467 0,0000
	JJ-1289 0,0000
	JJ-1290-B 0,0000
	JJ-1304 0,0001
	JJ-1398 0,0001
	JJ-1229-A 0,0002
	JJ-1414 0,0003
	JJ-272 0,0012
	JJ-1400 0,0020
	JJ-1294-B 0,0042
	JJ-1227 0,0111
	JJ-1445 0,0307
	JJ-1427 0,0555
	JJ-1 379 0,0596
	JJ-1349 0,0923
	JJ-1397 0,2658
	JJ-1367 1,5401
	JJ-1473 6,5774
	JJ-1391 9,2414
	JJ-1464 14,8178
	JJ-1463 20,0119
	JJ-1300 24,1111
	JJ-1347 82,7579
ANFIBOLITAS EL VOLADOR	JJ-1318 0,0702
	JJ-1 355-B 72,7327
METABASITAS DE BOQUERÓN	JJ-1459 0,2306
	JJ-1460 324,1122
ANFIBOLITAS DE SANTA ELENA	JJ-1447 126,0867
	JJ-1446 154,1384
	JJ-1465 171,3202
	JJ-1255-A 304,9132
	JJ-1228 1.175,9916
	JJ-1461 1.321,1077
	JJ-1466 1.411,3322
	JJ-1456 9.397,7146
	JJ-1315 18.490,6244
	JJ-1440 50.241,4844
	JJ-1350-A 67.748,8082

4.3. Pegmatitas

Dos de las muestras de pegmatitas muestran valores muy altos en algunos elementos tales como La, Ce, Pb, Pr, Sr, Zr y Hf, mientras que son bajas en elementos tales como Ti y las tierras raras entre Gd y Lu. La otra pegmatita no muestra los enriquecimientos indicados sino que se asemeja a las demás rocas de El Picacho (Figura 5e).

Metabasitas bajas en Ti. En el diagrama se observa que presentan semejanzas con las IAT descritas por Hawkins (2003). Así, las rocas son más pobres en elementos entre Sm y Lu que la corteza normal y además tienen patrones relativamente planos. Presentan anomalías negativas en Nb, Zr, Hf, P, La, Ce y Pr y positivas para los LILE tales como Cs, Rb, Ba, U y K. La anomalía negativa de Nb (en la mayoría de las muestras está por debajo del límite de detección de 1 ppm) y la positiva en LILE, en especial de Ba, son características de un ambiente de supra zona de subducción, coincidiendo con lo planteado por Correa y Nilson (2003).

Para las metabasitas altas en Ti se observa que son más ricas en elementos incompatibles que las bajas en Ti, asemejándose a una corteza oceánica, aunque siempre con anomalía negativa de Nb. (Figura 5c).

Si se observan los valores de elementos incompatibles de las Metabasitas de El Picacho, las Metabasitas de Boquerón, las anfibolitas de El Volador y las Anfibolitas de Santa Elena se puede deducir que el contenido de elementos incompatibles aumenta en este sentido: Metabasitas de El Picacho bajas en Ti, Metabasitas de El Picacho altas en Ti y Anfibolitas de Santa Elena, con situaciones particulares para El Volador y Boquerón, los cuales se discutirán más adelante. Este enriquecimiento se puede ver en un sencillo diagrama de dos elementos trazas, como por ej. Eu-Sm (ver Figura 8j). Para de alguna manera lograr "promediar" los valores de varios elementos trazas incompatibles, se procedió a multiplicar entre sí los valores en ppm de varios elementos; se tomaron Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Er, Tm, Yb, Lu y Hf, aunque si se tomaran otros elementos el resultado no sería muy diferente. Este valor se indica como índice de elementos trazas incompatibles (IETI) en la Tabla 6. Con este índice se logra una clara diferenciación entre las unidades. Así, el índice da un rango para las rocas de El Picacho bajas en TiO_2 de 0,00 a 1,54; en las de El Picacho altas en TiO_2 entre 6,57 y 82,75, mientras que en las de Santa Elena varían entre 126,08 y 67.748,81. Para las de El Volador y Boquerón, teniendo en cuenta estos valores, una de las de El Volador cae en el rango de las de El Picacho bajas en Ti y la otra en el de las de El Picacho altas en Ti. De las de Boquerón, una cae en el rango de El Picacho bajo en Ti y la otra en el de las de Santa Elena.

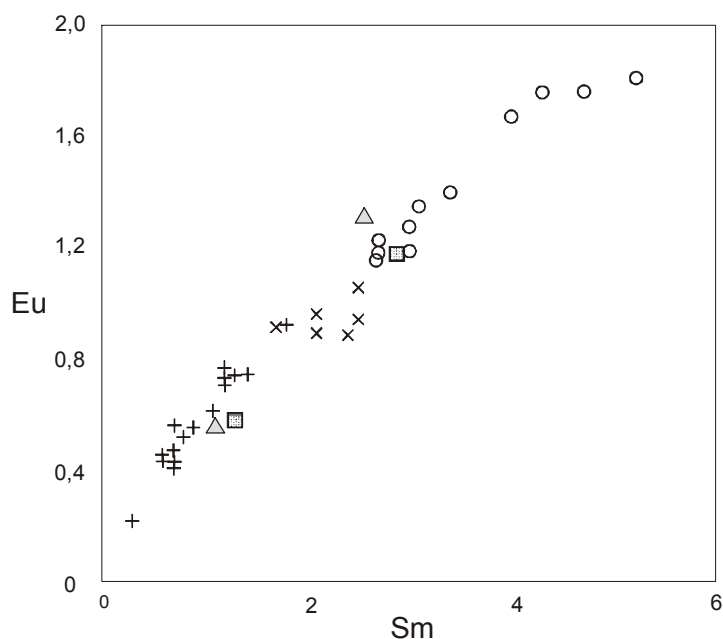


Figura 8. j Diagrama Sm-Eu

Otro indicativo del origen de estas rocas lo puede dar el análisis de isótopos de Nd. Correa y Martens (2000) presentan algunos análisis de anfibolitas. En una muestra de metagabro de El Picacho (muestra CMK-028) el epsilon de Nd, recalculado para una edad de 230 Ma da un valor de 8.25 correspondiente a una roca derivada del manto. De otro lado, si se recalculan para esa misma edad las muestras de la unidad de Santa Elena, se obtienen valores entre 8.87 y 9.33. El recálculo de la muestra CMK-042 de la unidad de Boquerón da un valor de 9.50. Todos estos valores corresponden a rocas derivadas del manto.

Teniendo en cuenta las características anteriores, se asignan los protolitos de las rocas de El Picacho bajas en Ti a magmas de un ambiente de arco de isla inmaduro o incipiente (IAT), o tal vez a una cuenca antearco, derivados de un manto empobrecido en elementos incompatibles.

Las rocas de El Picacho altas en Ti conservan los rasgos generales anotados para las bajas en Ti pero algunas como las JJ-1300, 1347, 1391, 1463 y 1464 presentan para las tierras raras un patrón muy plano y muy cercano al de N-MORB, con anomalía negativa para Nb y positiva para los LILE. Las evidencias de este diagrama, así como algunos de los discutidos previamente hacen factible que aquellas muestras con TiO₂ superior a 0,9% puedan corresponder a una corteza oceánica generada en una cuenca retroarco (BABB). La presencia de basaltos de arco de isla junto con corteza de cuenca retroarco es típica de ambientes supra zona de subducción.

De otro lado, la mayoría de las Anfibolitas de Santa Elena se interpretan como una corteza medio oceánica con características de N-MORB, aunque la muestra JJ-1350-A, como se indicó atrás, se localiza en algunos diagramas en el campo E-MORB, existiendo también la posibilidad de que algunas sean más bien BABB. Es interesante resaltar que la muestra JJ-1350-A presenta el mayor contenido de TiO₂ (3.33%) de todas las anfibolitas de esta unidad que hayan sido analizadas hasta el momento (J. Álvarez, 1987; Restrepo, 1986; Correa y Martens, 2000; Pereira et al., 2006; Rodríguez et al., 2005). Debido a que en este trabajo no se analizaron muestras de El Retiro, no se puede hacer una comparación entre esta muestra y aquellas, definidas por Correa y Martens (2000) como más altas en TiO₂ que las de Santa Elena (Medellín). Una posibilidad es que dentro de las de Santa Elena ocurran rocas con valores altos de TiO₂ comparables en su origen a las de El Retiro, sin éstas ser necesariamente una unidad aparte y físicamente separadas de las de Santa Elena.

Para la dunita, se cuenta con la conclusión de Correa y Nilson (2003) de que los componentes de la Ofiolita de Aburrá se habrían formado en un ambiente Supra Zona de Subducción, basados principalmente en la presencia de los depósitos podiformes de cromita dentro de la dunita. En este sentido se puede mencionar que en el cuerpo ultrabásico de Sajonia se encontró la presencia de flogopita junto con olivino y enstatita; así mismo, en el cuerpo de Media Luna se encuentra un mineral que parece ser vermiculita, probablemente derivado también de flogopita. La presencia de minerales hidratados en cuerpos ultrabásicos solamente se conoce en ofiolitas de tipo supra zona de subducción pero no se presentan en ofiolitas de dorsal oceánica (Hawkins, 2003).

Con los ambientes definidos arriba tendríamos entonces una corteza oceánica de cuenca retroarco formada por los protolitos de las anfibolitas tipo La Espadera. Sobre esta corteza se habría formado un arco de islas toleítico compuesto por los protolitos de los metagabros de El Picacho y su cubierta volcánica representada por las anfibolitas tipo Chupadero. En cuanto a la dunita de Medellín, es claro que corresponde al residuo sólido de un manto ya empobrecido del cual se separaron por fusión parcial magmas básicos en un ambiente de suprazona de subducción, sin que por el momento se pueda precisar si los magmas básicos corresponden a BABB o IAT. Sin embargo, el hecho de que tanto la dunita como las anfibolitas de Chupadero estén muy empobrecidos en elementos incompatibles podría indicar una relación genética entre ambos.

5. EDAD DE LA OFIOLITA DE ABURRÁ

De la muestra UNM-2888 de una metagabropegmatita con margarita de la quebrada Seca de Niquía, Bello, se separaron circones de los cuales se dataron siete por el método de espectrometría U-Pb por ionización térmica, obteniéndose una edad concordante entre todos los granos de 228 ± 0.92 Ma que corresponde al límite Triásico Medio a Tardío (Restrepo

et al., 2007). Esta edad probablemente refleja el momento en que las últimas etapas del magmatismo del arco incipiente se desarrollaban, aunque no puede descartarse un posible origen de los circones por metasomatismo. La edad de la corteza oceánica sobre la cual se formó (posiblemente protolitos de anfibolitas tipo La Espadera y Boquerón) debe ser más antigua, pero no necesariamente mucho más.

En el área general de los Andes septentrionales se encuentran algunas dataciones semejantes. Vinasco et al. (2001) dataron por el método Ar-Ar en 224 y 232 Ma una diorita y un gabro del complejo básico-ultrabásico de Pueblito, 25 Km. al occidente de Medellín, coincidiendo muy cercanamente la edad. Sin embargo la peridotita de esa unidad también presenta minerales metamórficos como tremolita ("hornblenda incolora" de Grosse, 1926), por lo cual la edad obtenida debería corresponder a ese metamorfismo en facies anfibolita y no a la edad ígnea. El cuerpo de Pueblito está al occidente de la falla San Jerónimo del Sistema Romeral y la Ofiolita de Aburrá al oriente, desconociéndose al momento la relación entre ambas zonas, aunque podría tratarse de unidades ofiolíticas correlacionables.

La otra zona donde se encuentran rocas semejantes es en el Grupo Piedras del complejo metamórfico de El Oro, sur de Ecuador. Allí se presenta un metagabro compuesto por hornblenda y plagioclasa que tiene bandeo ígneo reliquia y el cual fue datado por U-Pb en circones en $221 \pm 18/-16$ Ma (Noble et al., 1997). Se abre así la posibilidad de que existan relaciones entre las metabasitas de la zona de Medellín y las del sur de Ecuador. Vale la pena recordar que Feininger (1985) afirmó que las anfibolitas del Grupo Piedras eran muy semejantes a las que se encuentran en Robledo, al occidente de Medellín, o sea las denominadas hoy en día Anfibolitas de Boquerón.

6. MODELO GEOTECTÓNICO

La posición del Terreno Tahamí durante la formación de Pangea no se conoce con seguridad, aunque se ha supuesto que el terreno estuvo involucrado en la colisión (Vinasco et al., 2006). Recientemente algunos autores lo localizan frente a Venezuela (Cardona et al., 2006; Vinasco et al., 2006) aunque con esa situación tan al noreste de su posición actual sería difícil de explicar el desplazamiento desde allí hasta su lugar presente. Más probable parece que estuviera situado más al sur, cerca de Ecuador, en el extremo meridional de la zona de colisión y que por movimientos dextrolaterales se haya colocado en su posición actual (Toussaint, 1995).

De todas maneras, la formación de una cuenca retroarco y un arco incipiente a fines del Triásico no parece ser posible dentro de la zona de colisión ya que en todas las reconstrucciones de Pangea a fines del Triásico todavía no se habían separado los continentes Norte y Suramericanos (por ej. Pindell y Dewey, 1982). Habría que pensar que la cuenca y el arco de Aburrá se formaron en el Pacífico, lejos del Terreno Tahamí, y solo después de que se hubieron separado Norte y Suramérica logró este conjunto oceánico chocar con el Terreno Tahamí y tal vez con lo que actualmente es el sur de Ecuador. Queda la incertidumbre de dónde se formó el Granito De La Iguañá, con su origen principalmente mantélico pero con su contaminación cortical.

Durante la colisión con el Terreno Tahamí, la ofiolita cabalgó sobre las Anfibolitas de Santa Elena y otras rocas metamórficas del Grupo Ayurá-Montebello. La edad de dicho cabalgamiento no se conoce con precisión, siendo cierto sólo que debió ocurrir entre el Triásico tardío y mediados del Cretáceo, ya que el Gabro de San Diego intruye a la dunita (Giraldo y Sánchez, 2004). Este gabro fue datado en 94 ± 0.39 Ma (U-Pb, circón) por Correa et al., 2006. También cuerpos satélites del Batolito Antioqueño intruyen a la dunita en la región de Las Estancias (Botero, 1963), (ver Fig. 2) y numerosos diques probablemente relacionados con el plutonismo cretáceo cortan a las dunitas, Anfibolitas de Espadera-Chupadero y de Boquerón. Otro limitante de la edad más joven estaría dada por la datación cretacea de un granofels actinolítico intercalado en las anfibolitas de La Espadera-Chupadero de la zona de Rodas a 102 ± 8 Ma (Restrepo y Toussaint, 1976).

De otro lado, se mencionó arriba que el Gneis milonítico de la Iguañá tiene características de deformación semejantes a la de los Metagabros de El Picacho y que es posible que estuviera involucrado en el cabalgamiento. Si ese fuera el caso, la edad de 180 Ma del borde de los circones datados por Correa et al., 2005, indicaría que la edad máxima de cabalgamiento sería jurásica media a tardía. Así, la obducción debió ocurrir entre unos 180 y 100 Ma.

Martens (2003) con base en el estudio de microestructuras considera que tanto la milonitización del Gneis Augen de Las Palmas, situado en el contacto SW de la dunita, como las crenulaciones que presenta la Anfíbolita de Santa Elena en cercanías de la dunita debieron ocurrir después del evento térmico de mediados del Cretáceo (100 Ma) datado por Martens y Dunlap (2003) en las Anfíbolitas de Santa Elena y atribuido a la intrusión del Batolito Antioqueño. Dichos efectos dinámicos habrían sido producidos por el cabalgamiento de la Ofiolita.

Una alternativa a esta hipótesis sería que el evento térmico del Cretáceo medio fuera producido por la obducción, como propusieron inicialmente Restrepo y Toussaint (1974, 1975, 1976) con base en la datación del granofels actinolítico. En una muestra de Boquerón, de las datadas por el método Ar-Ar por Martens y Dunlap (2003), se obtuvo un espectro irregular con edades entre 145 y 100 Ma (inérita, citada en Correa et al., 2005). Mirando en detalle el espectro (cedido gentilmente por Uwe Martens, com. escrita 2003), se observa que la mayoría de fracciones de argón dan una edad entre 120 y 145 Ma. La fracción de argón más antigua arroja una edad entre 175 y 250 Ma, compatible con la edad de generación de la Ofiolita de Aburrá. Es posible que el cabalgamiento haya ocurrido en ese intervalo y que sean los efectos térmicos de la obducción lo que afectó el contenido de argón. Igualmente, en una muestra de las Anfíbolitas de Santa Elena, de la zona de Baldías la mayoría de las fracciones de argón están entre 175 y 150 Ma, con la fracción más antigua entre 280 y 260 Ma. En este caso la edad más antigua la interpretan Martens y Dunlap (2003) como la edad del último metamorfismo que sufrió la Anfíbolita de Santa Elena, mientras que se podría pensar que las edades más jóvenes corresponden a perturbaciones del Ar durante el cabalgamiento. Teniendo en cuenta estas edades, es posible que el cabalgamiento haya tenido lugar cerca al límite Jurásico-Cretáceo. En el Complejo El Oro del sur de Ecuador también se ha considerado una edad jurásica más tardía a cretácea temprana para la acreción de rocas básicas (Bosch et al., 2002), por lo cual podría tratarse de eventos relacionados.

De otro lado, varios autores (p. ej. Nicolas y Boudier, 2003; Dewey, 2003) sostienen que el tiempo entre la formación de una ofiolita y su obducción es de pocos millones de años, respectivamente menor de 2 Ma o de 10 Ma. Si en la Ofiolita de Aburrá hubiera ocurrido esta situación, la obducción debería haber ocurrido antes de terminar el Triásico. Igualmente, según dichos modelos, la ofiolita se debió de haber formado relativamente cerca del Terreno Tahamí para poder haber obducido rápidamente. Sobre este punto específico habrá que esperar nuevas dataciones, aunque no deja de sorprender la cercanía del evento tectomagmático detectado por Vinasco et al. (2001) y una posible edad triásica de obducción.

7. EMPLAZAMIENTO TECTÓNICO DE LA SECUENCIA BÁSICA-ULTRABÁSICA

El cabalgamiento de la dunita propuesta por Restrepo y Toussaint (1974) ha sido aceptado por la mayoría de geólogos (por ej., Álvarez, 1987; González, 2001), aunque algunos como Kammer (1991) consideran que se emplazó por un movimiento vertical, el cual no logra explicar satisfactoriamente. En la hipótesis inicial de Restrepo y Toussaint (1974), la dunita habría cabalgado sobre las anfíbolitas del Grupo Ayurá-Montebello, aquí llamadas de Santa Elena, pero como se ha explicado arriba, las anfíbolitas que subyacen a la dunita corresponden a anfíbolitas diferentes a las de Santa Elena, tanto en su geoquímica como en su edad. Dichas rocas presentan semejanzas con las suelas metamórficas (metamorphic soles) que se encuentran debajo de las rocas ultrabásicas cabalgadas las cuales fueron descritas por primera vez por Williams y Smyth (1973). Sin embargo presentan algunas diferencias. En las suelas típicas hay una gradación desde la facies anfíbolita, o aun granulita, cerca al contacto, hasta rocas en facies esquisto verde o no metamorfoseadas en la base de la secuencia. En nuestro caso toda la secuencia recrystalizó en facies anfíbolita. Tampoco se han encontrado rocas no metamorfoseadas, ya que aunque algunos metagabros no tienen microestructura foliada sí presentan todos ellos una mineralogía metamórfica. En cuanto el espesor de la suela, en el caso descrito por Williams y Smyth (1971) se mencionan 300 metros, llegándose a un máximo de 500 metros en otros casos (Coleman, 1977 b). En la zona de la quebrada Santa Elena el espesor expuesto de la suela es mínimo de unos 300 metros.

Pero si se tiene en cuenta que las rocas metabásicas de El Picacho probablemente son los equivalentes gruesogranulares de las anfíbolitas tipo Chupadero, habría la posibilidad de que la suela alcance un espesor considerable, aunque no cuantificable por el momento.

Dicho cabalgamiento estuvo acompañado por un metamorfismo dinamo térmico en la base de la dunita, convirtiendo las metabasitas en anfíbolitas, estando representadas allí tanto ambientes de IAT como BABB. La dunita sufrió recrystalización metamórfica en facies anfíbolita durante este evento probablemente debido al calor mantélico residual que conservaba, así como por la entrada de agua desde las rocas subyacentes como lo indica la presencia de minerales hidratados como anfíboles y cloritas dentro de la dunita. Este tipo de metamorfismo ha sido denominado de placa caliente (hot slab según Smulikowski et al., 2007)

La deformación que debió sufrir la dunita durante el cabalgamiento no es fácilmente observable, aunque las intercalaciones de anfíbolitas y hornblenditas foliadas indican que ella también tuvo que estar sometida a deformación.

Es de anotar que el origen probable del calor que produjo el metamorfismo es la misma dunita que se encontraba a temperaturas mantélicas del orden de los 700 a 1000 grados centígrados. De otro lado, las rocas que conservan texturas ígneas reliquias, o sea las anfíbolitas de Boquerón y los metagabros de El Picacho sufrieron algunas deformaciones variables pero en todos los casos sufrieron recrystalización en facies anfíbolita. Aunque Correa y Martens (2000) consideran que el metamorfismo que afectó a las rocas de El Picacho fue de carácter hidrotermal, aquí se considera que la fuente de calor provino principalmente del emplazamiento a alta temperatura de la dunita.

El área original de la obducción probablemente cubrió gran parte o la totalidad de las Anfíbolitas de Santa Elena, como lo muestra la presencia de pequeños afloramientos de rocas ultrabásicas en varias partes, como se discutió antes, en el caso de que todos estos cuerpos pertenezcan a la Ofiolita de Aburrá. Sin embargo, es innegable que hoy en día el contacto del cuerpo principal ocurre con las Anfíbolitas de Santa Elena a lo largo del rasgo que fue denominado Falla de Rodas (Toussaint y Restrepo, 1984). La naturaleza de este rasgo ha sido objeto de discusión. Para dichos autores, se trataba de una falla vertical que separaba a las dunitas de las anfíbolitas, pudiendo ser parte del Sistema Romeral. De otro lado, Restrepo (2005) opina que la falla de Rodas es la expresión del contacto subhorizontal entre la superficie de cabalgamiento de la dunita y su suela metamórfica con las anfíbolitas de Santa Elena subyacentes. Una opinión similar es la de Rodríguez et al. (2005) quienes consideran que corresponde a la base cabalgada de la dunita sobre las anfíbolitas que aquí se definen como la suela metamórfica; además, según dichos autores esta falla también afloraría en el lado occidental de la dunita, correspondiendo a la falla que Toussaint y Restrepo (1984) denominaron de Manrique. En este trabajo en el sector de Rodas no se observó una falla precisa sino un cambio abrupto de las anfíbolitas de La Espadera-Chupadero a las Anfíbolitas de Santa Elena, con presencia de numerosos bloques rodados de esquistos clorítico-actinolíticos en ese sector. En la zona están ausentes características de fallas frágiles y tampoco se han observado milonitas. Un factor que hace pensar que el contacto tectónico original se encuentra allí es la gran cantidad de pliegues centimétricos que se observan en la anfíbolita y los cuales según Martens (2003) se habrían producido durante el cabalgamiento. En este sentido, vale la pena anotar que en el camino que baja por la margen derecha de la quebrada Rodas, unas decenas de metros arriba de la doble calzada a Guarne, se tomaron dos muestras contiguas de anfíbolitas microplegadas de aspecto muy semejante (JJ-1228 y 1229) pero de acuerdo con los análisis químico una de ellas corresponde a una anfíbolita del tipo La Espadera-Chupadero mientras que la otra corresponde a las de Santa Elena, por lo que allí podría estar el contacto cabalgado.

En el sector de la laguna de Guarne (Figura 1) el contacto de la dunita con anfíbolitas meteorizadas, parte del rasgo tectónico de Rodas, está marcado por una zona de unos 10 metros de esquistos clorítico-actinolíticos que buzan hacia el occidente, aunque la profunda meteorización impide definir las características de dichas anfíbolitas. La presencia de los esquistos en la zona de contacto parece apoyar que se trata del contacto de cabalgamiento.

De otro lado, el hecho de que el rasgo tectónico de Rodas sea más o menos rectilíneo y que siga una dirección durante todo su recorrido de aproximadamente N 25° W, semejante a la de otras fallas de la zona como las del río Chico y varias del sistema Romeral, podría favorecer la hipótesis de una falla de ángulo alto posterior al cabalgamiento. En el borde oriental del bloque meridional Giraldo y Sánchez (2004) denominaron este rasgo tectónico como falla Perico.

Otro aspecto que se debe anotar es que debajo de la falla del contacto dunita-suela metamórfica debe haber otros cabalgamientos secundarios, como lo muestran las intercalaciones de ultrabasitas, esquistos clorítico-actinolíticos y los diferentes tipos de anfibolitas. En este sentido, el plano principal de cabalgamiento de la secuencia ofiolítica sobre el basamento metamórfico sería una falla tanto o más importante que la del contacto dunita-suela, a pesar de que aparentemente no aflore ni haya sido observada aún. También hay que destacar que el metamorfismo dinamo-térmico que afectó a la suela metamórfica debe de haber "cicatrizado" estas fallas, por lo cual allí no se observarían los rasgos normales de una falla.

8. ESTRUCTURAS POST-OBDUCCIÓN QUE AFECTAN A LA OFIOLITA DE ABURRÁ

Para el lado occidental del cuerpo principal de la dunita Toussaint y Restrepo (1984) propusieron la presencia de una falla a la cual llamaron de Manrique. Realmente parece probable que en el flanco oriental del valle, en la zona de la Comuna Nororiental, ocurran varias fallas que han afectado a la dunita, tal como propone Rendón (1999). Teniendo en cuenta que al occidente de esta zona ya no aflora la dunita sino otros componentes de la ofiolita, tales como los metagabros de El Picacho y Boquerón, los cuales probablemente se encontraban debajo de la dunita y de las anfibolitas de La Espadera-Chupadero, debe haber un desplazamiento vertical de varios centenares de metros, con el bloque occidental levantado.

De otro lado, también se encuentran algunas fallas que cortan oblicuamente al cuerpo de dunita. Se ha propuesto una falla llamada de La Aguadita (Bernal y Jaramillo, 1985; Rendón, 1999; Giraldo y Sánchez, 2004), la cual cortaría en sentido N 40° W a la falla de Rodas en cercanías de la quebrada Santa Elena, marcando el contacto entre la Ofiolita de Aburrá y las Anfibolitas de Santa Elena. A pesar de que en campo no ha sido posible observar dicha falla, el cambio abrupto entre una y otra unidad debe estar marcado por una falla. Adicionalmente, en la quebrada Santa Elena se observó una importante falla a unos 200 metros más al occidente, la cual no había sido descrita previamente. Esta falla presenta buenos afloramientos en la margen izquierda de la quebrada Santa Elena y presenta una zona de milonitas de varias decenas de metros de ancho y con dirección N 20° W/ 60° E; el último movimiento que se detecta para el bloque oriental es con dirección N 30° W/35° N, o sea que tiene un componente de rumbo sinistral importante. Además de las milonitas, se presenta una pequeña zona de salbanda en medio de la milonita. A ambos lados de la falla las rocas parecen corresponder a la unidad de Anfibolitas de Espadera-Chupadero, incluyendo unas metapelitas con sillimanita semejantes a las observadas en la quebrada La Espadera. El carácter milonítico muestra que es una falla que se formó a profundidades superiores a 10 Km, mientras que la salbanda indica que fue reactivada posteriormente cuando ya la roca se encontraba en el ambiente frágil. Llama la atención que la falla por sus características tales como presencia de milonitas, dirección y buzamiento de la falla y sentido de movimiento sea muy semejante a las del sistema Romeral.

En principio se considera que esta falla es un ramal de la falla La Aguadita. Bernal y Jaramillo, 1985, afirman que al norte de la quebrada Santa Elena la falla ha sido borrada por la intrusión de un cuerpo satélite del Batolito Antioqueño, aquí denominado Stock tonalítico de Media Luna. Esta posibilidad parece confirmarse por la presencia de diques de este magmatismo que siguen una dirección aproximada NW. Por estas razones se considera que es una falla antigua, pre Cretáceo Tardío, aunque con removilizaciones posteriores.

En la Figura 2 también se muestra el contacto NE de la dunita con las anfibolitas de Santa Elena marcado por una falla con dirección N 60° E. Aunque la zona en donde se presenta dicha falla no fue visitado en campo, en las fotografías aéreas se nota un fuerte alineamiento dentro de la dunita a lo largo de la quebrada La Castro y que coincide con este contacto. Al sur del área que se muestra en dicha figura, esta falla parece continuar (Figura 1) como falla La Pastora (Bernal y Jaramillo, 1985) y ya en la zona de El Poblado continuaría como una falla dúctil que fue denominada falla de La Cuenca (Giraldo y Sánchez, 2004). Según estas últimas autoras, la falla milonitiza rocas básicas que parecen pertenecer al Stock de San Diego, por lo cual la deformación debió tener lugar en el Cretáceo tardío o después. Para Bernal y Jaramillo (1985) sería una falla joven relacionada con la apertura tectónica del Valle de Aburrá, pero tal vez se trate de una reactivación tardía, ya que la presencia de milonitas indica que se trata de una falla más antigua.

Fallas frágiles también han sido observado en la dunita. Sobre el antiguo camino de herradura Medellín-Rionegro se ha observado la presencia de brechas de dunita, lo mismo que en la parte alta de la quebrada La Espadera donde el contacto dunita-anfibolita está marcado por una falla frágil; algunas de estas fallas frágiles se han representado en la Figura 2.

También se infiere una falla de dirección aproximada E-W en cercanías de la quebrada Santa Elena ya que si el contacto cabalgado dunita-anfibolitas de La Espadera-Chupadero es aproximadamente subhorizontal y estuvo a la misma altura en ambos márgenes de la quebrada Santa Elena, debe existir un desplazamiento vertical puesto que en el sector de la Puerta del Filo, lado norte de la quebrada, se encuentra un pequeño cuerpo de dunita, no cartografiado previamente, a una altura de 1900 m.s.n.m., mientras que en el lado sur de la quebrada la dunita está por encima de 2.100 m.s.n.m., indicando un desplazamiento vertical de al menos unos 200 metros, con el bloque norte descendido. Adicionalmente, en el cuerpo de dunita, en el sector de los Hogares Claret (Ver Figura 2), a una altura de unos 2.000 m.s.n.m. se observan superficies suaves que se asemejan a la topografía que se desarrolla sobre la superficie de erosión que se encuentra a unos 2.500 a 2.600 m.s.n.m. Si realmente esta superficie hizo parte de la superficie de erosión, implicaría un descenso vertical del bloque de unos 500 a 600 metros en tiempos recientes, tal vez relacionado con la apertura tectónica del Valle de Aburrá (Hermelin, 1983; Rendón, 1999) y posterior a la formación de la última superficie de erosión considerada de una edad de alrededor de 6 Ma (Toro et al., 2003). Por sus implicaciones sobre la formación del valle de Aburrá vale la pena que en el futuro se estudie este aspecto de la zona.

9. CONCLUSIONES

- 1) La Ofiolita de Aburrá se formó durante el Triásico, probablemente en el Pacífico, y posteriormente fue obducida sobre la margen occidental del Terreno Tahamí. Este cabalgamiento ocurrió entre el Triásico Tardío y el Cretáceo Temprano, considerándose más probable la primera edad.
- 2) El basamento sobre el cual cabalgó la Ofiolita de Aburrá está formado por rocas metamórficas de medio a alto grado del Grupo Ayurá-Montebello compuestas por esquistos moscovíticos, gneises biotíticos, migmatitas, granulitas y las Anfibolitas de Santa Elena, las cuales son más antiguas que la Ofiolita de Aburrá.
- 3) Dicha ofiolita estaría compuesta por la Dunita de Medellín, los Metagabros de El Picacho y las aquí denominadas Anfibolitas de La Espadera-Chupadero formada por intercalaciones de anfibolitas altas y bajas en Ti. También es probable que los metagabros y anfibolitas de Boquerón hagan parte de esta ofiolita.
- 4) Estas anfibolitas parecen corresponder a un arco de isla inmaduro (IAT), bajo en Ti, desarrollado encima de una corteza oceánica de cuenca retroarco (BABB), alta en Ti, mientras que la Dunita de Medellín correspondería al residuo refractario de una peridotita que fundió parcialmente para generar algunas de las anteriores rocas básicas. El bajo contenido de elementos incompatibles de la dunita probablemente refleja episodios anteriores de fusión parcial. En términos generales, todo el conjunto corresponde a un ambiente de supra zona de subducción.
- 5) Debajo de la dunita y a consecuencia del cabalgamiento se formó una suela metamórfica compuesta por las Anfibolitas de La Espadera-Chupadero. Es probable que estas anfibolitas correspondan en gran parte a protolitos efusivos equivalentes a los gabros que se convirtieron en los Metagabros de El Picacho. Dicha suela metamórfica tiene un espesor mínimo de 300 metros. Además de las anfibolitas, presenta intercalaciones de serpentinitas y de esquistos clorítico-actinolíticos, así como escasas intercalaciones metasedimentarias de pelitas y basitas.
- 6) Toda la secuencia ofiolítica sufrió una recrystalización metamórfica en facies anfibolita durante el cabalgamiento. En las anfibolitas el metamorfismo fue de carácter dinamotérmico, aunque no con extensión regional, mientras que en la dunita el metamorfismo se debió principalmente al influjo de agua. La fuente térmica debió ser el calor residual mantélico que conservaba la dunita al momento de cabalgar. Estas anfibolitas son más jóvenes (triásicas a cretáceas) que las del Grupo Ayurá-Montebello, que incluye rocas dévónicas y pérmicas.

AGRADECIMIENTOS

Ya que esta investigación se desarrolló entre los años 2003 y 2007, han sido muchas las personas que de una u otra manera prestaron su colaboración. A Oswaldo Ordoñez, Ana María Correa y Uwe Martens se les debe la idea inicial de estudiar las anfibolitas de la zona de Medellín; además, con ellos se han tenido muy fructíferas discusiones; igualmente Ana María Correa hizo los análisis de minerales por microsonda. A C.J. Frantz, de la Universidad de Río Grande do Sul, Brasil, por la datación de los circones de Quebrada Seca. A Humberto González por su colaboración con el préstamo y elaboración de algunas secciones delgadas del Ingeominas. A Mauricio Valencia M. por su colaboración en la determinación del sentido de los movimientos tectónicos en muestras de milonitas. Numerosos estudiantes, hoy ya en su mayoría graduados, me acompañaron a campo entre los cuales vale la pena destacar a Luis Fernando Montes, Milton Álvarez, Jaime Cardona, María Isabel Giraldo, Diana Sánchez, Luis Fernando Arredondo y Fabián Paniagua. Por la elaboración de secciones delgadas a Oscar Jaramillo, Jairo Minota y Catalina Londoño. A Jaime Cardona, además por la elaboración de la mayoría de los dibujos.

En sus inicios el trabajo hizo parte de la investigación "Evolución geotectónica de los Andes Colombianos: metamorfismo, magmatismo y terrenos exóticos" financiado parcialmente por la DIME y actualmente está integrado a las investigaciones del Grupo GEMMA de la Facultad de Minas.

REFERENCIAS

- Álvarez, M.A., 1975. Origen de las anfibolitas presentes en los alrededores de Medellín. Tesis de grado. Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín. pp. 1-106
- Álvarez, J., 1987. Tectonitas dunitas de Medellín, departamento de Antioquia, Colombia. Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá, 28(3), pp 9-44
- Ardila, R., 1986. Petrografía de las rocas metamórficas de El Retiro, Antioquia. Tesis de grado. Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín. pp. 1-178
- Bernal A. y Jaramillo M., 1985. Estudio Geológico-Geotécnico del área Medellín-Aeropuerto José María Córdoba, Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, 1985, pp 1-317
- Bosch, D.; Gabriele, P.; Lapierre, H.; Malfere, J.L. y Jaillard, E., 2002. Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador), geochemical and isotopic constraints. Tectonophysics, 345 (1), pp 83-102
- Botero, G., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Anales Fac. Minas, Univ. Nacional, Medellín, N. 57, pp 1-101
- Bucher, K. y Frey, M., 2002. Petrogenesis of metamorphic rocks (segunda edición). Springer Verlag, Berlin, pp 1-318
- Bustamante, A.; Cardona, A. y Durán, C.T., 1999. Estratigrafía y Petrogénesis de las Sedimentitas Paleozóicas en el Flanco Occidental de la Cordillera Central, Departamento de Antioquia. Tesis de grado, Univ. Eafit, Medellín, pp 1-102
- Bustamante, A., 2003. Definição das trajetórias P-T-t em rochas metamórficas do flanco ocidental da Cordilheira Central da Colombia, nas regiões de Caldas e El Retiro. Tesis de maestría, Univ. de São Paulo, pp 1-107
- Cardona, A.; Cordani, U. G. y MacDonald, W.D., 2006. Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), pp 337-354
- Cediel, F.; Shaw, R. P. y Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En Bartolini, C.; Buffler, y Blickwede, editores. The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. AAPG Memoir 79, pp 815-848
- Coleman, R.G., 1977a. Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere? Springer Verlag, Berlin, pp 1-229.

- Coleman, R. G., 1977b, Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Paleontologia*. 33 (1), pp 161-190
- Correa, A.M. y Martens, U., 2000. Caracterización Geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas. Medellín, pp 1-363
- Correa, A.M. y Nilson, A.A., 2003. Dunitas de Medellín y Metagabros de El Picacho: Posibles fragmentos de ofiolita subtipo hartzburgita, tipo zona de supra-subducción. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Resúmenes, pp 46-47
- Correa, A.M., Martens, U.C., Restrepo, J.J., Ordoñez-Carmona, O. y Martins-Pimentel, M., 2005. Subdivisión de las metamorfitas básicas de los alrededores de Medellín- Cordillera Central de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 29 (112) , pp 325-344
- Correa, A.M.; Pimentel, M.; Armstrong, R.A.; Laux, J.E.; Ordoñez. O., 2005. Edad U-Pb Shrimp y características isotópicas Nd y Sr del Granito de La Iguañá, Antioquia. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, pp 1-6 (en CD)
- Correa, A.M y 7 autores más, 2006. U-Pb Zircón Ages and Nd-Sr Isotopes of the Altavista Stock and the San Diego Gabbro: New insights on Cretaceous Arc Magmatism in the Colombian Andes. IV South American Symposium on Isotope Geology, Montevideo
- Correa, A.M.; Pimentel, M.; Restrepo, J.J.; Ordoñez-Carmona, O.; Martens, U. y Laux, J. E., 2007. Edades de Cristalización y Características Isotópicas de la Diorita de Altavista y del Gabro de San Diego en el Valle de Aburrá, Antioquia. *Memorias XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, pp 1-2
- Crawford, A.J., 1989. Boninites. *Unwin Hyman, Londres*. pp 1-465.
- De la Roche, H.; Leterrier, J.; Grande Claude, P.; y Marechal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, pp 183-210
- Dewey, J., 2003. Ophiolites and lost oceans: Rifts, ridges, arcs and/or scrapings?. en Dilek, Y. y Newcomb, S., editores, *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*, Geological Society of America Special Paper 373, pp 153-158
- Echeverría, L.M., 1973. Zonación de las rocas metamórficas del valle de Aburrá y alrededores. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1-124
- Estrada, J., 2003. Caracterización geológica de las rocas metamórficas en los alrededores de la cuchilla Las Peñas. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas. Medellín, pp 1-91
- Estrada, J.J., 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes. Tesis de doctorado, State University of New York at Binghamton, pp 1-172
- Etayo, F. y otros autores, 1986, Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Pub. Geol. Esp. Ingeominas*. 14 (I): pp 1-235
- Feininger T., 1970. The Palestina Fault. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, pp 1201-1216.
- Feininger, T., 1985. The Metamorphic Terrains of El Oro Province, Ecuador. *National Geographic Society Research Reports* 1979, pp 201-204.
- Feininger T., Barrero D. y Castro N., 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá*. 20(2): 1-173
- Galvis, J. y Huguett, A., 1986. El Precámbrico en la zona Andina. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* (60), pp 33-43
- Giraldo, M.I. y Sánchez, D.P., 2004. Cartografía geológica del contacto del cuerpo sur de la dunita de Medellín con sus rocas asociadas. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1- 70
- Giraldo, M. I.; Vinasco, C. J. y Weber, M., 2007. Esquema evolutivo de la parte Nor-Occidental de la Cordillera Central

- de Colombia. Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, pp 1-16
- Gómez, J. y 10 autores más, 2006. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:2.800.000, Ingeominas, Bogotá
- González, H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá, 23 (1): pp 1-174
- González, H., 2001. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Antioquia., Ingeominas, Bogotá, pp 1-240 (CD)
- Grosse E., 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. D. Reimer, Berlín: pp 1-361
- Gutiérrez, M. C. y Londoño, M. C. 1988. Aspectos geológicos y geomecánicos de la cantera de Metromezclas Ancón norte Copacabana. Tesis de grado Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín. pp 1-206
- Hawkins, J.W., 2003. Geology of supra-subduction zones -Implications for the origin of ophiolites. En Dilek, Y. y Newcomb, S., editores, Ophiolite concept and the evolution of geological thought, Geological Society of America Special Paper 373, pp 227-268
- Hermelin, M., 1983, El origen del Valle de Aburrá: Evolución de las ideas. Bol. Ciencias de la Tierra, N. 7-8, Univ. Nacional, Medellín, pp 47-65
- Ibañez-Mejía, M; Tassinari, C.C.G y Jaramillo-Mejía, J. M., 2007. U-Pb Circón Ages of the "Antioquian Batholith": Geochronological constraints of Late Cretaceous Magmatism in the Central Andes of Colombia. Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, pp 1-11
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. Journ. Earth Sciences. 8, pp 523-548
- Jaramillo, J. M., Posada, J. H. y Serna R., 1971. Serpentinitas que afloran en la Parte Oriental del Valle de Medellín y sus Minerales Asociados, Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1-71
- Kammer, A., 1991. La dunita de Medellín y sus relaciones estructurales con el basamento metamórfico e intrusivo de la Cordillera Central, Departamento de Antioquia. Bol. Geología, U.I.S., Bucaramanga, 20 (35), pp 65-106
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. Journal of Petrology, 41 (10), pp 1467-1470
- Machado, J. y Salazar, K., 2000. Caracterización petrográfica y Geoquímica del Stock de San Diego, Medellín-Antioquia. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1-100.
- Martens, U., 2003. Crenulación de las Anfibolitas de Medellín y Milonitización del Neis Augen de las Palmas: ¿Evidencias de un cabalgamiento post-cretácico medio de la Dunita de Medellín? Memorias IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, pp. 39-40
- Martens, U. y Dunlap, J., 2003. Características del Metamorfismo Cretácico del Terreno Tahamí como se infiere a partir de edades Ar/Ar obtenidas en las anfibolitas de Medellín, Cordillera Central de Colombia. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, pp. 47-48
- Maya, M., 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá 32 (1-3), pp 127-187
- Maya, H.M. y Escobar, A., 1985. Estudio de las rocas metamórficas entre el Ancón Sur y la quebrada La Miel, Caldas, Antioquia. Tesis de grado, Univ. Nacional, Facultad de Minas, Medellín, pp 1-160
- Maya, M. y González, H., 1995. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Bol. Geol., Ingeominas, Bogotá, 35 (2-3), pp 43-57
- Mercado, M., 2003. Los neises miloníticos asociados al Batolito Antioqueño y al Complejo Cajamarca, Departamento de Antioquia, Colombia. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Resúmenes, pp 38-39
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37, pp 215-224

- Miyashiro, A., 1994. Metamorphic petrology. UCL Press Ltd., University College London, pp 1-404
- Mojica, J. y Kammer, A., 1995. Eventos Jurásicos en Colombia. Geología Colombiana, Univ. Nacional, Bogotá, 19, pp 165-172
- Monsalve, B.I., 1996. Evaluación geológica de las cromitas al NNW de Medellín. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas. Medellín, pp 1-91
- Montes, L.F., 2003. Relación de las Metamorfitas de alto grado y bajo grado en el sur del Valle de Aburrá. Tesis de grado. Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1-175
- Montes, L.F. y Restrepo, J.J., 2005. Relación entre las metamorfitas de alto y bajo grado en el sur del Valle de Aburrá, Antioquia. Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. Nacional, Medellín, N. 17, pp. 9-18
- Montoya, A.T., 1987. Petrografía y petroquímica del Plutón de Altavista, zona norte, Medellín. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp. 1-235
- Nicolas A. y Boudier F., 2003. Where ophiolites come from and what they tell us. en Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought en Dilek, Y. y Newcomb, S., ed., Ophiolite concept and the evolution of geological thought, Geological Society of America Special Paper 373, pp 137-152
- Nivia, A.; Marriner, G.F.; Kerr, A.C. y Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21, pp 423-436
- Noble, S.R., Aspden, J.A. y Jemielita, R., 1997. Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 109 (7), pp 789-798
- Ordóñez-Carmona, 2001. Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes Colombianos. Tesis de doctorado, Univ. de Brasília, pp 1-177
- Ordóñez-Carmona, O.; Pimentel, M.; Morales, R.; Restrepo, J.J., 1999. Rocas grenvillianas en la región de Puerto Berrío, Antioquia. Rev. Acad. Colomb. Cienc., 23 (87), pp 225-232
- Ordóñez-Carmona, O.; Pimentel, M. y Laux, J. H., 2006. Edades U-Pb del Batolito Antioqueño. Resúmenes III Seminario Gerardo Botero, Medellín, pp1
- Pearce, J., 2003. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues. en: Dilek, Y. y Newcomb, S., editores, Ophiolite concept and the evolution of geological thought, Geological Society of America Special Paper 373, pp 229-293
- Pearce, J. A.; Alabaster, T.; Shelton, A. W. y Searle, M. P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society of London.v. A300 (1454), pp 299-317
- Pearce, J.A. y Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, pp 290-300
- Pereira, E.; Ortiz, F.; y Prichard, H., 2006. Contribución al conocimiento de las anfibolitas y dunitas de Medellín (complejo ofiolítico de Aburrá). Dyna N° 149, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 17-30
- Pindell, J. y Dewey, J. 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/ Caribbean region. Tectonics, 1, pp 179-211
- Rendón, D.A., 1999. Cartografía y Caracterización de las Unidades Geológicas de la zona urbana de Medellín. Tesis Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp 1-113
- Restrepo, J.J., 1983. Compilación de edades radiométricas de Colombia: Departamentos Andinos hasta 1982. Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. Nacional, N. 7-8, pp.201-248

- Restrepo, J.J., 1984. Compilación de edades radiométricas de Colombia: Departamentos andinos hasta 1982. Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. Nacional, Medellín, N. 7-8, pp 201-248
- Restrepo, J.J., 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Informe para promoción a profesor titular, Univ. Nacional, Fac. Ciencias, Medellín, pp 1-276
- Restrepo, J.J., 2003, Edad de generación y emplazamiento de ofiolitas en la Cordillera Central: un replanteamiento. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Resúmenes, pp 48-49
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1974. Obducción cretácea en el Occidente Colombiano. Anales Fac. Minas, Univ. Nacional, Medellín, N. 58, pp 73-105
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1977. Anfibolitas granatíferas de Caldas, Antioquia. Bol. Ciencias de la Tierra, Univ. Nacional, Medellín, N. 2, pp. 147-154
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1984. Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. I Conf. sobre riesgos geológicos del Valle de Aburrá. Medellín. Soc. Col. Geol. Memorias, pp 1-26.
- Restrepo, J.J. y 6 autores más, 1991. Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico, Manizales. Memorias, Tomo I, pp 1-22,
- Restrepo, J. J.; Frantz, J. C.; Ordóñez-Carmona, O.; Correa, A. M.; Martens, U. y Chemale, F. 2007. Edad triásica de formación de la Ofiolita de Aburrá. Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, pp 1
- Restrepo, S.A., Foster D.A., Kamenov G.A., O'Sullivan P., (2007). Formation Age and Magma Sources for The Antioqueño and Ovejas Batholiths Derived From U/Pb Dating and Hf-Isotope Analysis of Zircon Grains by LA-ICP-MS. GSA Abstracts with Programs 39 (6).
- Rico, H., 1965. Estudios geológicos en Santa Rosa de Osos y municipios vecinos. Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín, pp. 1-106
- Rodriguez, G, González, H. y Zapata, G., 2005. Geología de la plancha 147 Medellín oriental. Informe inédito, Ingeominas, pp 1-320
- Sepúlveda, R. D. y Saldarriaga, S.M., 1980. Metamorfismo de las rocas del oriente del municipio de Caldas, Antioquia. Tesis de grado Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín. pp 1-115
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Science Lett., 59 (1), pp 101-118
- Smulikowski, W.; Desmons, J.; Fettes, D. J.; Harte, B.; Sassi, F. P.; Schmid, R., 2007. Grade and facies of metamorphism. Versión 01.02.07 en la web: www.bgs.uk/SCMR/docs/papers/paper_2.pdf
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. en: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.). Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. of America Special Publication N. 42, pp 343-345
- Toro, G.E.; Restrepo, J.J.; Poupeau, G.; Hermelin, M.; Sáenz, E.; Azdimousa, A., 1996. Terraza pliocena tardía al sur del Valle de Aburrá por datación por trazas de fisión: implicaciones sobre la edad del valle. Resúmenes VII Congreso Colombiano de Geología, Bogotá.
- Toro, G.E.; Schwabe, E.; Hermelin, M.; Restrepo, J.J. y Poupeau, G., 2003. Síntesis de las dataciones trazas de fisión del norte de la Cordillera Central de Colombia y análisis tentativo de las áreas fuente y de la evolución del paisaje. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Resúmenes, pp 189-190
- Toussaint, J.F., 1995. Evolución Geológica de Colombia. Ed: Univ. Nacional, Medellín. Tomo 2, - Triásico y Jurásico, pp 1- 94.
- Toussaint, J.F., 1996. Evolución Geológica de Colombia. Ed: Univ. Nacional, Medellín. Tomo 3, - Cretácico, pp 1-277

- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J., 1984. Fallamientos superpuestos del Sistema Cauca Romeral (s.l.) en los alrededores de Medellín (flanco Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia). I Conf. sobre riesgos geológicos del Valle de Aburrá. Medellín. Soc. Col. Geol. Mem: pp 1-17.
- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J., 1988. ¿Son alóctonos los Andes Colombianos? Rev. ICNE. Univ. Nacional, Medellín. 1: pp 17-41.
- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga. Tomo I:, pp 127-146.
- Vinasco, C. J., 2001. A utilização da metodologia $40\text{Ar} - 39\text{Ar}$ para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Tesis de maestría. Universidad de São Paulo, Instituto de Geociências, pp 1-85
- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. G-cubed: Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth Sciences, 7 (6), pp 1-55. Dirección web: www.agu.org/journals/gc/
- Vinasco, C.J.; Cordani, U.G.; Vasconcelos, P., 2001. Ar-Ar dates in the Central Cordillera of Colombia: Evidence for an upper Triassic regional tectomagmatic event. Ext. Abstracts, III SSAGI, Pucón, Chile, pp 638-641
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M. y Peláez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), pp 355-371
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., y Weber, M., 2007. Consideraciones acerca de la Evolución Geológica de la parte norte de la Cordillera Central de Colombia. Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, pp 1-8
- Williams, H. y Smyth, W. R., 1973. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. Am. Jour. Science, 273, pp 594-621
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50, pp 11-30