



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Wilmer Enrique Giraldo Ramírez

**Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na  
região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a  
evolução da Placa do Caribe**

Rio de Janeiro

2017

Wilmer Enrique Giraldo Ramírez

**Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a evolução da Placa do Caribe**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês

Co-orientadora: Profa. Camila Nogueira

Rio de Janeiro

2017

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

G516 Giraldo, Wilmer Enrique.  
Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a evolução da Placa do Caribe / Wilmer Enrique Giraldo Ramírez. – 2017.  
90 f. il.

Orientador: Mauro Cesar Geraldés.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia.

1. Rochas ígneas – Caribe – Teses. 2. Petrologia – Caribe – Teses. 3. Mapeamento geológico – Caribe – Teses. 4. Geocronologia – Teses. I. Geraldés, Mauro Cesar. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 552.3(729)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Wilmer Enrique Giraldo Ramírez

**Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a evolução da Placa do Caribe**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais

Aprovada em 31 de março de 2017.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes

Co-orientadora: Profa. Camila Nogueira

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Sergio Wilians Rodrigues  
Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2017

## DEDICATÓRIA

A mi familia, es ella a quien me debo y quienes me han enseñado todo lo bonito de la vida.

A Anna Maria, por hacer parte de mi vida.

A mis maestros Jorge Julian, Mauro y Oswaldo, por la paciencia, las enseñanzas y las oportunidades.

## AGRADECIMENTOS

Tenho que agradecer ao Brasil, seu governo e cada um dos brasileiros por acreditar nos estudantes estrangeiros que acham nesta terra bela a oportunidade de realizar seus sonhos acadêmicos. Sem a ajuda do CAPES e sua bolsa, a realização desta pesquisa seria quase impossível.

Obrigado UERJ por me fazer sentir em casa, esta é uma universidade maravilhosa e tem que receber o reconhecimento que merece, mesmo que hoje esteja passando dias difíceis, ela é grande como o Brasil e com certeza voltará mais forte.

Muito obrigado a Faculdade de Geologia da UERJ. Aprendi muito de cada um de vocês. Ao grande professor Mauro, os professores Júlio, Monica, Cláudio, Cláudia, Anderson, Camila, Ivo, Koji, Egberto e Webster.

A minha família no Brasil, Daniel, Mike, Bruno, Tatis.

Ao pessoal do MultiLab-UERJ, sua grande ajuda foi importantíssima, obrigado Marcio, Bruna, Leti, Raimundo e outros.

Ao pessoal do LGPA-UERJ, principalmente a Gabi pela sua ajuda e paciência.

As secretárias da Pós por sempre terem um sorriso e disposição para ajudar, Juçara e Mariani, vocês são a alma da pós.

Vini, meu amigo. Tomás, mi pana. Lucas, meu parceiro.

A meus grandes amigos, Milena, Mafe, Vitalino, Leandro Duque, Murillo, Arthur, Wherter, Edú, Carol, Leandro Nogueira, Guilherme, Enrique, Tadeu, Amanda, Felipe, Filipe, Teodolito, sempre voltarei ao Rio de Janeiro para visitar vocês.

Aos professores Oswaldo Ordoñez, Agustín Cardona, Jorge Julian Restrepo e os estudantes da *Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín* que tem contribuído neste trabalho.

Ao Guanabara Rugby Football Club, muito obrigado pelas lembranças e a oportunidade de jogar com vocês... no peito uma estrelha de mar!

Ao UERJ Rugby Clube, um time de futuro brilhante, avante pregos!

Ao grande mestre Vini Aieta e a galera do Gracie Tijuca, sempre levarei um pouco de cada um de vocês no meu Jiu Jitsu.

Veritas filia temporis

Nam et ipsa scientia potestas est

*Provérbios Romanos*

## RESUMO

GIRALDO, Wilmer Enrique. **Novas idades U-Pb (LA-ICP-MS) de rochas granitoides na região de Sabanalarga (Colômbia) e sua correlação com a evolução da Placa do Caribe**. 2017. 90 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

A fim de caracterizar as rochas graníticas mapeadas como o Batólito de Sabanalarga e as unidades intrudidas por ele, foi-se necessário um mapeamento geológico detalhado, análises petrográficas e geocronologia U-Pb. O Batólito de Sabanalarga apresenta características que permitem dividi-lo em três unidades separadas por falhas, estas são de oeste para leste o Batólito de Santa Fé, o terreno de crosta oceânica e o Batólito de La Honda-Sabanalarga. Estas três unidades foram geradas em ambientes tectônicos e locais diferentes e mais tarde colados por colisões de terrenos e o movimento do sistema de falhas Cauca-Romeral. O terreno de crosta oceânica é formado por uma seqüência vulcano-sedimentar, caracterizada por rochas máficas e ultramáficas intercaladas com sedimentos, fortemente deformados e fácies metamórfica xisto verde. Esta unidade tem características que podem diferenciá-la das rochas dos terrenos Caribe e Tahamí e permite defini-la como um terreno geológico independente que poderia ser uma continuação ao norte do terreno Quebradagrande ou um fragmento da crosta Proto-Caribe preso entre o Caribe e o Tahamí. O Batólito de Santa Fé consiste em gabros e dioritos intrudidos no terreno Caribe onde foi possível obter uma idade de cristalização consistente em 4 amostras de aproximadamente 80 Ma. O *Stock* de Buriticá é um corpo satélite desta unidade com uma idade de 95 Ma e representa o início do magmatismo que originou o Batólito de Santa Fé. Relações de campo indicam que a Batólito de Santa Fé surgiu como fusão parcial do granulito de Pantanillo. O Batólito La Honda-Sabanalarga é composto por rochas tonalíticas intrudidas no terreno Tahamí e com idades de 75 e 85 Ma. A morfologia dos cristais de zircão e as idades permitem associar o magmatismo deste plúton com o Batólito Antioqueño. O terreno de crosta oceânica permite inferir que a falha de Sabanalarga, pelo menos no trecho Liborina-Sabanalarga representam duas falhas paralelas que poderiam ser a continuação ao norte das falhas Cauca-Almaguer e San Jeronimo.

Palavras-chave: Batólito. Sabanalarga. Caribe. Santa Fé. Geocronología.



## RESUMEN

GIRALDO, Wilmer Enrique. **Nuevas edades U-Pb (LA-ICP-MS) de las rocas graníticas en la región de Sabanalarga (Colômbia) y su correlación con la evolución de la Placa del Caribe.** 2017. 90 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

Com el fin de caracterizar las rocas graníticas cartografiadas como Batolito de Sabanalarga y las unidades intruidas por el, fue necesaria cartografía geológica detallada, análisis petrográficos y geocronología U-Pb. El Batolito de Sabanalarga presenta características que permiten dividirlo en tres unidades separadas por fallas, estas son de oeste a este el Batolito de Santa Fé, el terreno de corteza oceánica y el batolito de La Honda-Sabanalarga. Estas tres unidades fueron generadas en ambientes tectónicos y localidades diferentes y posteriormente puestas en contacto por las colisiones de terrenos y el movimiento de las fallas del sistema Cauca-Romeral. El terreno de corteza oceánica está constituido por una secuencia volcánica-sedimentaria, caracterizada por rocas máficas y ultramáficas intercaladas con sedimentos, fuertemente deformadas y con metamorfismo facie esquisto verde. Esta unidad presenta características que permiten diferenciarla de las rocas del terreno Caribe y Tahamí y permite postular esta unidad como un terreno geológico independiente que podría tratarse de una continuación al norte del terreno Quebradagrande o un fragmento de la corteza del Proto-Caribe atrapado entre el terreno Caribe y el Tahamí. El Batolito de Santa Fé está constituido por gabros y dioritas que intruyen en el terreno Caribe y fue posible obtener una edad de cristalización consistente en 4 muestras de aproximadamente 80 Ma, el *Stock* de Buriticá es un cuerpo satélite de esta unidad con una edad de 95 Ma y representaría el inicio del magmatismo que dio origen a Santa Fé. Relaciones de campo indican que el Batolito de Santa Fé se originó como fusión parcial de la granulita de Pantanillo. El Batolito de La Honda-Sabanalarga está constituido por rocas tonalíticas que intruyen las rocas del terreno Tahamí y presentan edades ígneas de 75 y 85 Ma. La morfología de los zircones y las edades permiten asociar este cuerpo al magmatismo del Batolito Antioqueño. El terreno de corteza oceánica permite inferir que la falla Sabanalarga, por lo menos en el trecho entre Liborina y Sabanalarga representan dos fallas paralelas que podrían ser la continuación al norte de las fallas Cauca-Almaguer y San Jerónimo.

Palabras clave: Batólito. Sabanalarga. Caribe. Santa Fé. Geocronología.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Esquema evolutivo da Placa Caribe .....	14
Figura 2 -	Principais elementos tectônicos da América do Sul .....	16
Figura 3 -	Terrenos geológicos da Colômbia .....	17
Figura 4 -	Contexto tectônico do Batólito de Sabanalarga .....	18
Figura 5 -	Localização da área de estudo .....	20
Figura 6 -	Caminhos percorridos e localização das amostras coletadas .....	24
Figura 7 -	Equipamento do MultiLab-UERJ .....	27
Figura 8 -	Sequências de decaimento U-Th-Pb e suas meias-vidas .....	29
Figura 9 -	Distribuição das fácies do Batólito de Sabanalarga .....	43
Figura 10 -	Diagrama de Streckeisen (1974) para as rochas graníticas dos distintos corpos do Batólito de Sabanalarga e o <i>Stock</i> de Altavista .....	45
Figura 11 -	Nomeação das rochas intrusivas na região de Sabanalarga pelos diferentes autores .....	46
Figura 12 -	Relações do Bloco Leste ou Batólito La Honda-Sabanalarga .....	47
Figura 13 -	Microfotografias das rochas do Bloco Leste ou Batólito La Honda-Sabanalarga .....	48
Figura 14 -	Fotografias do Bloco Oeste ou Batólito de Santa Fé .....	50
Figura 15 -	Microfotografias das rochas do Batólito de Santa Fé .....	51
Figura 16 -	Fotografias do Granulito de Pantanillo .....	52
Figura 17 -	Basaltos envolvendo blocos graníticos .....	53
Figura 18 -	Fotografias do <i>Stock</i> de Buriticá .....	53
Figura 19 -	Rochas da Sequência máfica-ultramáfica deformada na zona de estudo .....	55
Figura 20 -	Geomorfologia da cidade de Sabanalarga e dique cortando a Sequência Vulcano-Sedimentar .....	56
Figura 21 -	Localização das amostras para geocronologia .....	58
Figura 22 -	Rações Th/U dos análises conduzidas .....	58
Figura 23 -	Diagramas de concórdia do Bloco Oeste ou Batólito de Santa Fé .....	62
Figura 24 -	Imagens de catodoluminescência de alguns zircões do Bloco Oeste ou Batólito de Santa Fé e os pontos analisados .....	63

Figura 25 -	Idades e erros das rochas do Batólito de Santa Fe e sua média ponderada .....	65
Figura 26 -	Diagrama de concordia, concórdia e imagem de catodoluminiscência de alguns zircões do Stock de Buriticá e os pontos analisados .....	66
Figura 27 -	Comparação de idades e erros das rochas do Batólito de Santa Fe e o <i>Stock</i> de Buriticá .....	66
Figura 28 -	Diagramas de concórdia do Bloco Leste ou Batólito de La Honda-Sabanalarga .....	67
Figura 29 -	Imagens de catodoluminiscência de alguns zircões do Bloco Leste ou Batólito de La Honda-Sabanalarga e os pontos .....	68
Figura 30 -	analisados Idades e erros das rochas do Batólito de La Honda-Sabanalarga e sua média ponderada .....	70
Figura 31 -	Idades e erros de três amostras do Batólito La Honda-Sabanalarga e sua média ponderada .....	70
Figura 32 -	Diagrama de concórdia e imagem de catodoluminiscência de alguns zircões do Stock de Altavista e os pontos analisados em cada zircão .....	72
Figura 33 -	Idades e erros de uma amostra do Batólito La Honda-Sabanalarga (W65MT), uma do <i>Stock</i> de Altavista (W69AT) e sua média ponderada .....	72
Figura 34 -	Imagens de catodoluminescência de alguns zircões das amostras W65MT (Batólito de La Honda- Sabanalarga) e W69AT ( <i>Stock</i> de Altavista) .....	73
Figura 35 -	Reconstrução da evolução Cretácea da Placa do Caribe .....	79
Figura 36 -	Posição aproximada dos arcos continental e de ilhas no Cretáceo e hoje .....	80
Figura 37 -	Perfis dos arcos de ilha e continental que geraram os batólitos de Santa Fé e La Honda-Sabanalarga .....	81

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Amostras coletadas .....	25
Quadro 2 - Configuração dos coletores Faraday e CDDs ( <i>Compact Discrete Dynode</i> ) para as análises isotópicas de U-Pb .....	32
Quadro 3 - Variação na composição modal das litologias do Batólito de Sabanalarga .....	41
Quadro 4 - Composição mineralógica total e recalculada para comparar a relação QAP das rochas graníticas dos distintos blocos do Batólito de Sabanalarga e o <i>Stock</i> de Altavista .....	44
Quadro 5 - Análises geocronológicas realizadas .....	59

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ma	Milhões de anos
CDD	<i>Compact Discrete Dynode</i>
QAP	Quartzo, Feldspato Alcalino e Plagioclásio
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation - Ion Coupled Plasma - Mass Spectrometer</i>
U-Pb	Urânio Chumbo
MSWD	<i>Mean Square Weighted Deviation</i>
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura

## SUMÁRIO

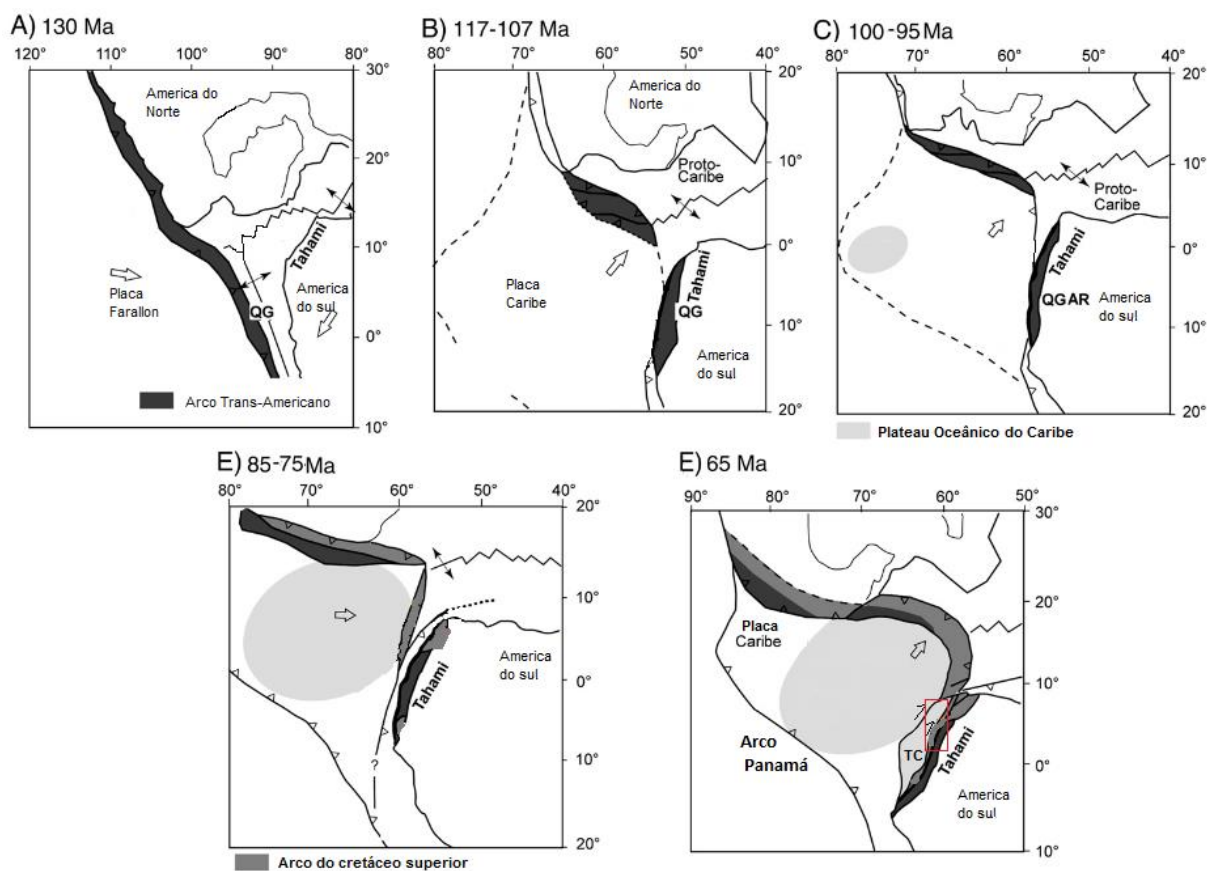
	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	14
1	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	22
1.1	<b>Pesquisa bibliográfica</b> .....	22
1.2	<b>Trabalho de campo</b> .....	22
1.3	<b>Análises petrográficas</b> .....	23
1.4	<b>Geocronologia – método U-Pb</b> .....	26
1.4.1	<u>Técnica Analítica LA-ICP-MS (<i>Laser Ablation - Ion Coupled Plasma - Mass Spectrometer</i>)</u> .....	26
1.4.2	<u>Metodologia U-Pb</u> .....	28
1.4.3	<u>Preparação das amostras e aquisição dos dados</u> .....	30
1.4.4	<u>Tratamento dos dados</u> .....	33
2	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	34
2.1	<b>Terreno Caribe</b> .....	34
2.2	<b>Terreno Quebradagrande</b> .....	36
2.3	<b>Terreno Arquía</b> .....	37
2.4	<b>Terreno Tahamí</b> .....	38
2.4.1	<u>Batólito Antioqueño</u> .....	39
3	<b>GEOLOGIA LOCAL</b> .....	41
3.1	<b>Bloco Leste ou Batólito La Honda-Sabanalarga (Fácies Felsica)</b> ....	46
3.2	<b>Bloco Oeste ou Batólito de Santa Fe (Fácies intermediária)</b> .....	48
3.3	<b>Sequência Vulcano-Sedimentar Deformada (Fácies Máfica-Ultramáfica)</b> .....	54
3.4	<b>Geologia estrutural</b> .....	55
4	<b>GEOCRONOLOGÍA U-Pb</b> .....	57
4.1	<b>Bloco Oeste ou Batólito de Santa Fe</b> .....	62
4.1.1	<u>Stock de Buriticá</u> .....	65
4.2	<b>Bloco Leste ou Batólito La Honda-Sabanalarga</b> .....	67
4.3	<b>Stock de Altavista</b> .....	71
	<b>DISCUSSÕES E CONCLUSÕES</b> .....	74
	<b>Aspectos relevantes sobre a geologia local</b> .....	74

<b>Aspectos relevantes sobre a geologia regional .....</b>	<b>76</b>
<b>Aspectos estruturais .....</b>	<b>77</b>
<b>Arcos magmáticos .....</b>	<b>78</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>82</b>

## INTRODUÇÃO

No desenvolvimento da Placa do Caribe é importante compreender as relações e interações desta placa com as placas Sul-Americana, Norte-Americana, Nazca, Cocos e o Bloco Chocó-Panamá (Figura 1). Nossa pesquisa irá focar na borda noroeste da Placa Sul-Americana e sua interação com a Placa Caribe.

Figura 1 – Esquema evolutivo da Placa Caribe



Legenda: QG – Quebradagrande; AR – Arquia; TC – Terreno Caribe; Área de pesquisa em vermelho.  
 Fonte: Modificado de Villagómez et al., 2011 e Pindell & Kennan, 2009.

Para compreender a geologia colombiana é necessário considerar a teoria de terrenos. Jones et al. (1982) define um terreno como uma entidade geológica independente caracterizada por uma gênese e história geológica própria, diferente daquela das unidades vizinhas (pelo menos até o tempo da acreção) e é um fragmento de crosta separada de todos os fragmentos vizinhos por meio de falhas; Kearey et al. (2009) o define como um bloco limitado por falhas que preserva uma história geológica sem relação com as de blocos adjacentes.



Sob essa concepção, a borda noroeste da Placa Sul-Americana é composta por um mosaico de vários terrenos acrescidos ao Cráton Amazônico desde o Paleozoico até o Cenozoico (Restrepo & Toussaint, 1988) (Figura 2). Esse mosaico é conhecido como Bloco Norandino que corresponde a uma porção altamente deformada do noroeste da América do Sul, localizado entre o Bloco Chocó-Panamá e as placas Sul-Americana, Caribe e Nazca (Suter et al., 2008), composto pelos terrenos Caribe, Arquía, Quebradagrande, Anacona, Tahamí e Chibcha.

O território colombiano é composto por terrenos de afinidade continental a leste e terrenos de afinidade oceânica a oeste (Figura 3). Os dois domínios geodinâmicos são separados por uma paleo-sutura representada pelo sistema de falhas Cauca-Romeral. No interior deste sistema de falhas, apresenta uma colagem de terrenos suspeitos com afinidades oceânicas ou continentais (Restrepo et al., 2009) cujas relações espaciais e temporais estão ainda em discussão (Restrepo et al., 2009; Villagómez et al., 2011; Mora-Bohórquez et al., 2017).

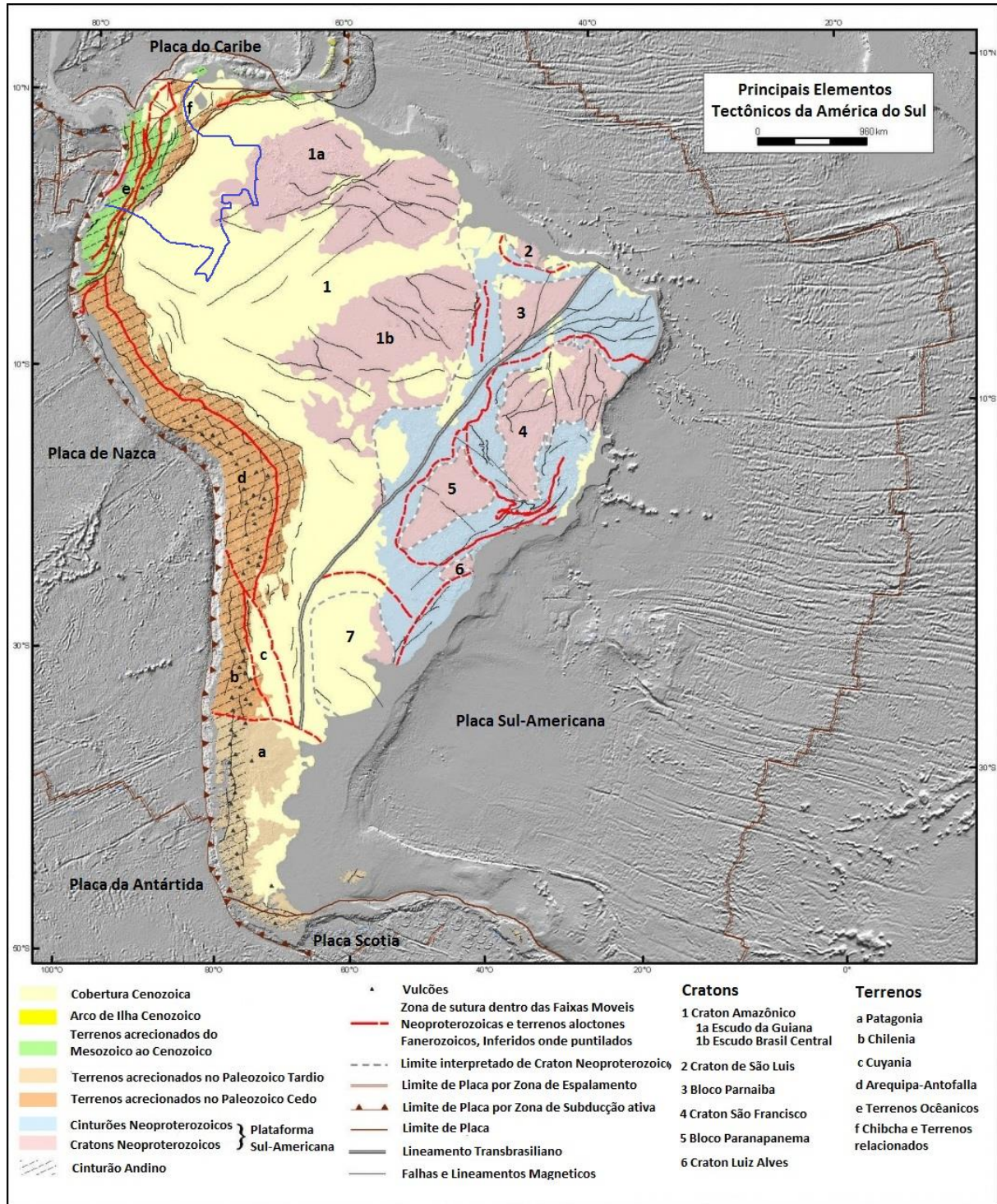
Um corpo geológico importante na zona da paleo-sutura e intrudindo o domínio oceânico e o domínio continental, é o Batólito de Sabanalarga composto por dois corpos principais (Bloco Leste e Bloco Oeste) e seus corpos satélites, onde o principal é o *Stock* de Buriticá (Figura 4). Esse é caracterizado como um corpo ígneo alongado na direção norte-sul e perfaz uma área de aproximadamente 410 Km<sup>2</sup>, apresentando uma surpreendente heterogeneidade litológica e composicional (Hall et al., 1972; Rodríguez & Zapata, 1995). O batólito é caracterizado por três fácies: uma máfica-ultramáfica, outra intermediária e, por fim, uma félsica (González & Londoño, 2002) e apresenta idades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Hornbleda, Plagioclásio e Biotita) em torno de 95 Ma. O sistema de falhas Cauca-Romeral tem alta complexidade estrutural e algumas das relações originais de contato do Batólito de Sabanalarga foram reativadas por falhas (Rodríguez et al., 2012) e hoje são pouco conhecidas.

O Batólito de Sabanalarga é dividido de norte a sul pela Falha de Sabanalarga. A oeste, o Bloco (segmento) Oeste intrude as rochas oceânicas Cretácicas do Terreno Caribe e apresenta grandes xenólitos de granulitos básicos chamados *Granulitas de Pantanillo* (Cardona, 2010; Rodríguez et al., 2012). A leste, o Bloco Leste intrude nas rochas metamórficas do Terreno Tahamí.

O Batólito de Sabanalarga apresenta uma evolução geológica complexa, com vários pulsos e magmas de distintas afinidades. Essa heterogeneidade e suas relações de campo, têm levado alguns autores a postular que poderia tratar-se de

dois corpos distintos (Nivia & Gómez, 2005; Flórez & Valencia, 2006; Weber et al., 2011).

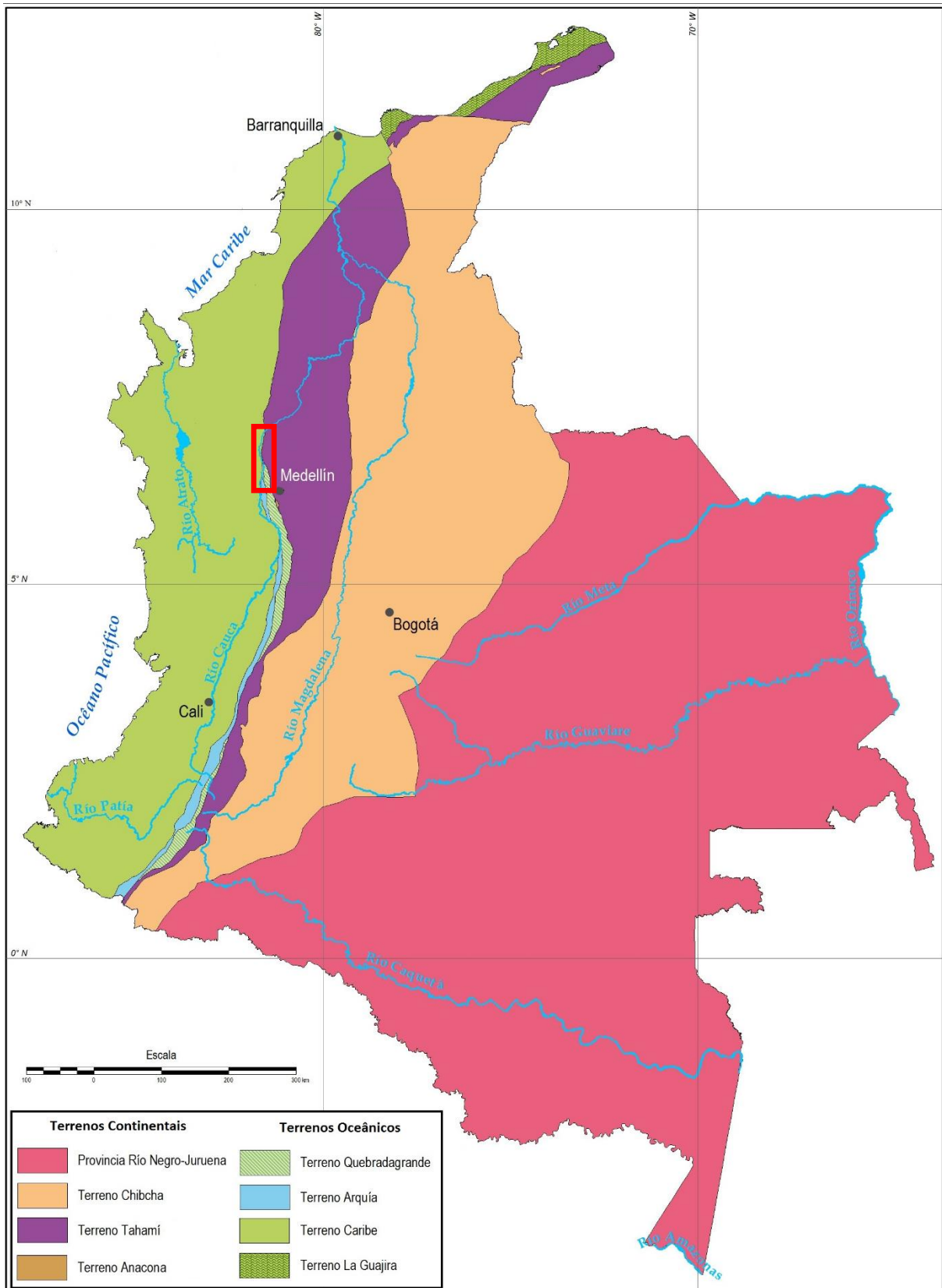
Figura 2 – Principais elementos tectônicos da América do Sul



Nota: Território colombiano em azul; Bloco Norandino em verde.

Fonte: Traduzido e modificado de Cordani et al., 2016.

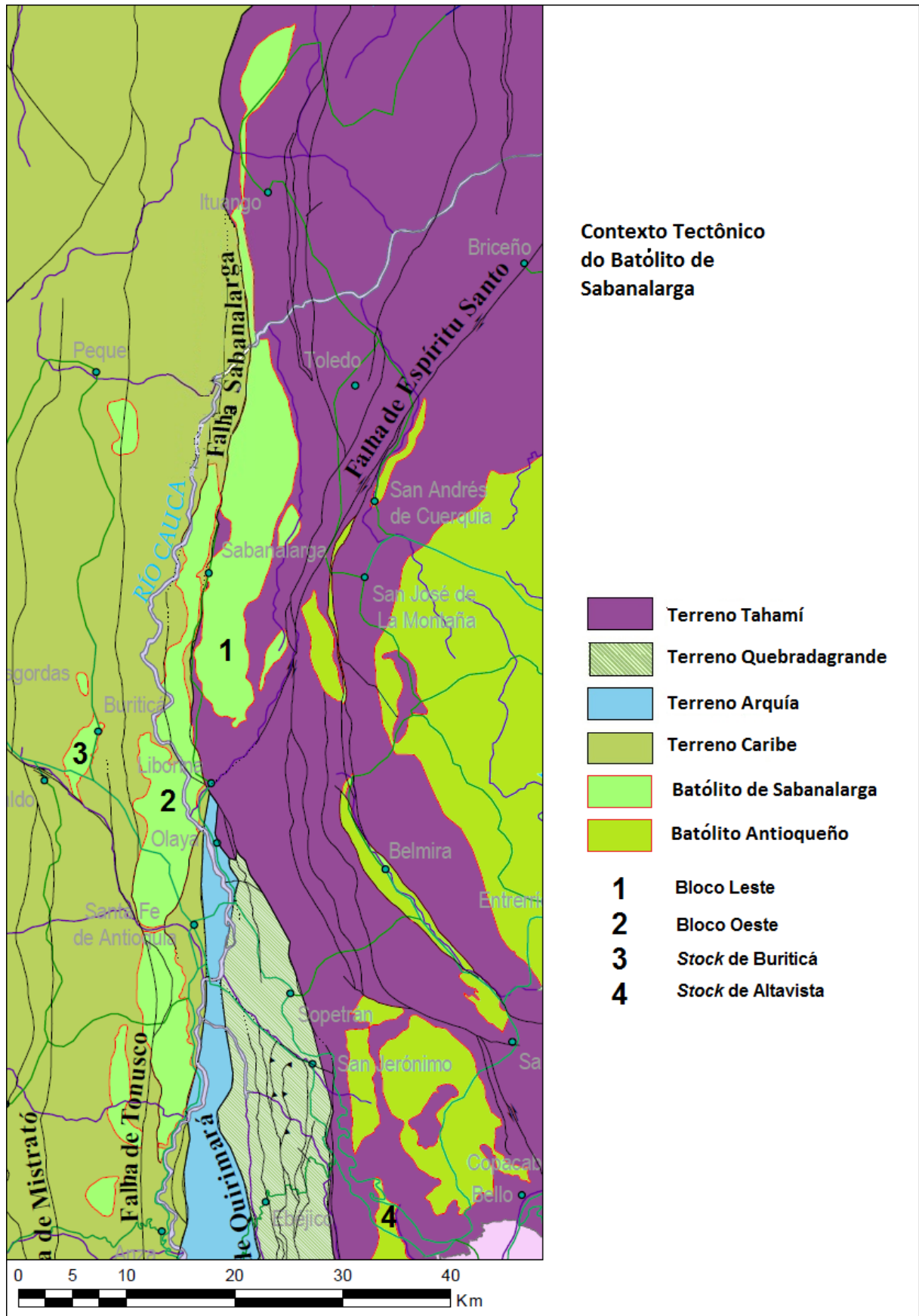
Figura 3 – Terrenos geológicos da Colômbia



Legenda: Quadrado vermelho para a área de estudo.

Fonte: Traduzido e modificado de Gómez et al., 2015.

Figura 4 – Contexto tectônico do Batólito de Sabanalarga



Fonte: Traduzido e modificado de Gómez et al., 2015.

Devido à sua idade e as características geoquímicas, Rodriguez et al., (2012) propõem que o batólito de Sabanalarga foi gerado no mesmo evento magmático que o batólito Antioqueño.

O contato do Batólito de Sabanalarga com as rochas de afinidade continental da Cordilheira Central Colombiana ainda não é conhecido com clareza.

Uma melhor compreensão da geologia das rochas até hoje mapeadas como Batólito de Sabanalarga permitirá definir melhor a relação espacial e temporal entre as rochas de afinidade continental e de afinidade oceânica que ocorrem associadas na área de estudo, nas cordilheiras central e ocidental da Colômbia. Este estudo procura fornecer mais clareza acerca dos processos de acreção dos terrenos alóctones do Oeste Colombiano e prover resultados capazes de melhorar o entendimento da evolução tectônica da região dos Andes do Norte.

## **Objetivos**

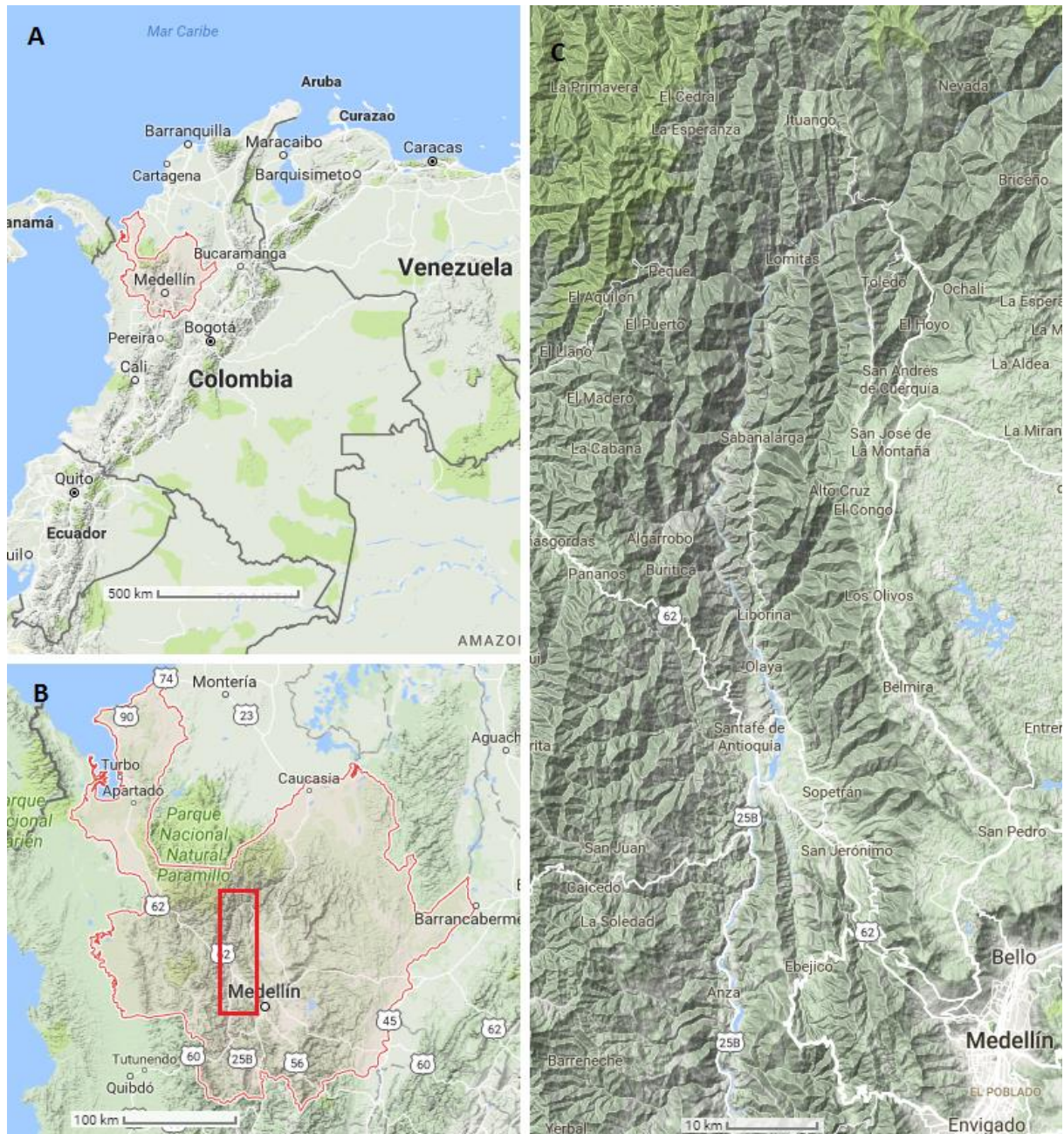
Este estudo tem como objetivo geral compreender a evolução tectônica da região de Santa Fé sua implicação na evolução geológica dos Andes do Norte através da caracterização do Batólito de Sabanalarga, focada na natureza dos contatos entre as unidades, datação U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões das unidades mapeadas como Batólito de Sabanalarga (Bloco Leste, Bloco Oeste e *Stock* de Buriticá) e comparação destes dados U-Pb com o *Stock* de Altavista, além das relações do Batólito de Sabanalarga com as falhas Cauca-Almaguer, San Jerónimo, Espíritu Santo e Sabanalarga.

## **Localização e vias de acesso**

A área de estudo está localizada no oeste do Departamento de Antioquia, noroeste da República de Colômbia (Figura 5). Geograficamente a área de estudo está localizada no vale do Rio Cauca, no limite das cordilheiras Central e Ocidental da Colômbia.

A cidade principal e central da área de estudo é a de Santa Fé de Antioquia. Para chegar a Santa Fé desde Medellín, é necessário percorrer 58 km pela rodovia nacional número 62, também conhecida como “*Vía al Mar*” que é uma estrada asfaltada e apresenta boas condições.

Figura 5 – Localização da área de estudo



Legenda: A – Antioquia na Colômbia em vermelho; B – Área de estudo na Antioquia representada pelo retângulo vermelho; C – Relevo da área de estudo.

Fonte: Modificado de Google Maps® (2017).

A área da pesquisa apresenta uma topografia muito íngreme e altitudes que variam desde 350 até 3000 metros de altitude. Devido a estas diferenças de altitude na região, os rios e drenagens são uma ótima opção para a realização do trabalho de campo pois apresentam ótimos afloramentos.

Na atividade de campo foram percorridos trechos do Rio Cauca, os drenagens *La Sopera* e Chorquina no município de Santa Fé de Antioquia, os drenagens Juan García e Rodas no município de Liborina, o drenagem Niquia e seus afluentes no município de Sabanalarga, também foram percorrido trechos menores dos drenagens cortados pelas estradas e caminhos da região.

## 1 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada em meios físico e eletrônicos. Além disso, foi importante a interação contínua com a comunidade geológica colombiana e os pesquisadores do *Servicio Geológico Colombiano*, pois na atualidade têm várias pesquisas em andamento na nossa área de estudo. Essa interação foi focada na retroalimentação das pesquisas do presente estudo e na estruturação dos trabalhos executados. As melhores publicações na geologia da região são recentes, algumas delas publicadas no andamento deste projeto.

A pesquisa de livros em meio físico ocorreu nas bibliotecas do *Servicio Geológico Colombiano* e a *Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín*, onde foi possível achar, principalmente, informes institucionais, dissertações e resumos de congressos anteriores a 1990. Estes trabalhos apresentam boas descrições petrográficas e os principais mapas realizados na área de estudo. A pesquisa em meios eletrônicos foi focada nas publicações relativas à geologia regional e na metodologia a serem utilizados nesta pesquisa. As pesquisas eletrônicas revelaram poucos trabalhos no Batólito de Sabanalarga mas grande quantidade de trabalhos de suas unidades vizinhas.

### 1.2 Trabalho de campo

O trabalho de campo tem como principal foco caracterizar o batólito e tentar entender as relações espaço-temporais das diferentes fácies e suas unidades vizinhas. No desenvolvimento da pesquisa foi possível ter mais clareza dessas relações e suas implicações nos modelos regionais.

Devido ao tamanho do batólito e a necessidade de trabalhar nas suas unidades vizinhas, a área percorrida no trabalho de campo ultrapassa os 2000 km<sup>2</sup> e devido a sua extensão, foi necessário dividir o trabalho em 3 etapas.



A primeira etapa foi realizada em três dias e foi focada no reconhecimento dos afloramentos típicos e a caracterização das unidades litológicas da área de estudo.

A segunda etapa concentrou-se no mapeamento e as relações das unidades e foi concluída em vinte e um dias com ajuda dos estudantes de graduação em engenharia geológica da *Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín*, sob a direção dos professores Oswaldo Ordoñez, Agustín Cardona e Jorge Julian Restrepo.

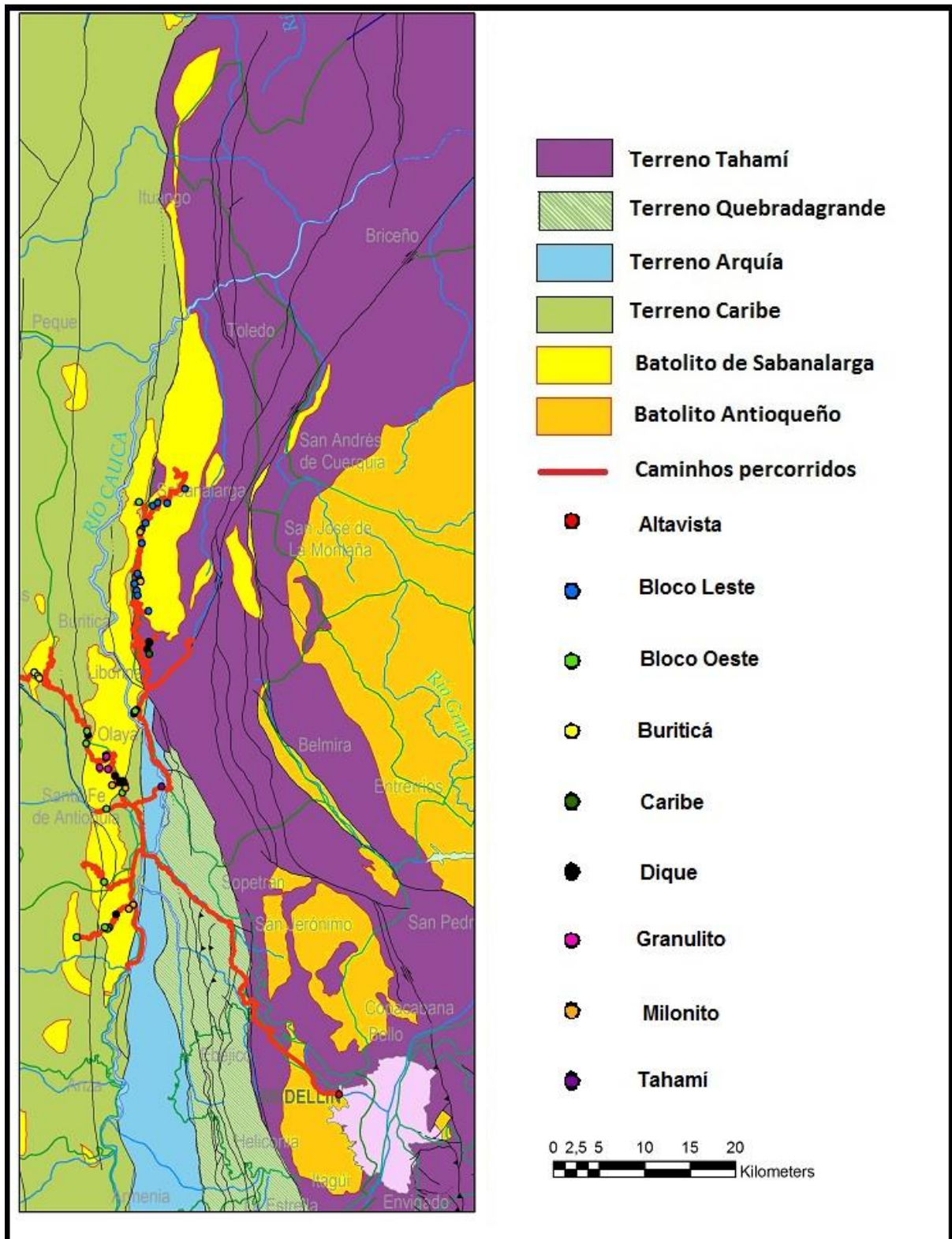
A terceira etapa procurou visitar os afloramentos mais problemáticos com o acompanhamento do orientador deste projeto e a coleta das amostras para geocronologia, totalizando trinta dias de campo. Os caminhos percorridos são apresentados, além da localização das amostras coletadas, na Quadro 1 e na figura 6.

### 1.3 Análises petrográficas

Quarenta lâminas petrográficas das amostras coletadas na etapa de campo, foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ) e analisadas nos laboratórios de petrologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Três amostras adicionais foram realizadas pelo professor Jorge Julian Restrepo. Destas lâminas, vinte e duas são do Batólito de Sabanalarga, onze das unidades intrudidas por ele, oito das unidades pós-batólito e duas lâminas adicionais no *Stock* de Altavista, corpo associado ao Batólito Antioqueño.

Em função da antiguidade dos trabalhos realizados na área e a ausência na Colômbia de laboratórios de geologia isotópica, grande parte da geologia da região é até hoje baseada em descrições petrográficas e cartografia realizados pelo *Servicio Geológico Colombiano*. Nas unidades de nosso interesse, são abundantes as descrições petrográficas na bibliografia, porém, nosso trabalho petrográfico é focado na caracterização das amostras coletadas para geologia isotópica e a descrição de algumas relações de campo.

Figura 6 – Caminhos percorridos e localização das amostras coletadas



Fonte: Traduzido e modificado de Gómez et al., (2015).

Quadro 1 – Amostras coletadas

Amostra	Latitude	Longitude	Unidade	Lm	Zr	Amostra	Latitude	Longitude	Unidade	Lm	Zr
W1	6°27'45.1"	-75°49'40.7"	Milonito	X		W42	6°51'40.6"	-75°48'12.8"	Bloco Leste		
W2	6°27'30.4"	-75°49'55.2"	Milonito	X		W43	6°51'38.9"	-75°47'39.7"	Bloco Leste		
W3	6°27'11.1"	-75°50'41.5"	Dique	X		WSS	6°45'14.4"	-75°48'45.7"	Bloco Leste		X
W4	6°26'23.5"	-75°51'07.2"	Bloco Oeste			W45	6°35'07.5"	-75°50'16.1"	Caribe	X	
W5	6°26'18.1"	-75°51'13.4"	Bloco Oeste	X		W46	6°35'06.2"	-75°50'19.4"	Caribe		
W6	6°26'25.5"	-75°51'21.5"	Bloco Oeste		X	W47	6°34'52.6"	-75°50'55.4"	Milonito	X	
W7	6°25'49.1"	-75°53'02.4"	Bloco Oeste			W48A	6°35'06.6"	-75°50'25.5"	Dique		
W8	6°29'07.3"	-75°51'25.3"	Bloco Oeste			W48B	6°35'06.6"	-75°50'25.5"	Dique		
W9	6°29'07.3"	-75°51'25.3"	Bloco Oeste	X		W49	6°52'30.8"	-75°46'35.1"	Bloco Leste		
W10	6°39'09.1"	-75°49'37.1"	Dique	X		W50A	6°35'25.6"	-75°50'45.3"	Dique		
W11	6°39'12.2"	-75°49'35.9"	Bloco Oeste	X		W50B	6°35'25.6"	-75°50'45.3"	Dique		
W12	6°39'20.7"	-75°49'29.8"	Bloco Oeste	X		W50C	6°35'25.6"	-75°50'45.3"	Dique		
W13	6°46'27.3"	-75°49'28.4"	Bloco Leste			W51	6°35'49.5"	-75°51'10.7"	Granulito		
W14	6°46'51.7"	-75°49'36.7"	Bloco Leste	X		W52	6°34'41.1"	-75°50'08.0"	Milonito		
W15	6°47'27.4"	-75°49'25.1"	Bloco Leste	X		W53	6°34'59.9"	-75°50'27.9"	Dique		
W16	6°50'04.4"	-75°49'11.2"	Bloco Leste			W54A	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Caribe	X	
W17	6°50'27.7"	-75°48'56.1"	Bloco Leste			W54B	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Bloco Oeste	X	
W18	6°49'57.3"	-75°49'15.3"	Milonito			W54C	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Dique	X	
W19	6°47'07.2"	-75°49'17.1"	Bloco Leste	X		W54D	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Dique	X	
W20	6°47'00.6"	-75°49'14.2"	Milonito	X		W54E	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Caribe		
W21	6°49'15.2"	-75°49'10.3"	Bloco Leste	X		W54F	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Caribe		
W22	6°41'35.3"	-75°55'32.5"	Buriticá	X		W55PW	6°43'22.9"	-75°48'43.7"	Caribe	X	
W23	6°41'22.3"	-75°55'19.9"	Buriticá			WTRCA	6°51'44.0"	-75°49'19.7"	Bloco Oeste		X
W24	6°41'14.8"	-75°55'14.8"	Buriticá	X		W57	6°43'20.9"	-75°48'42.9"	Caribe		
W25	6°41'14.8"	-75°55'14.8"	Dique	X		W58	6°43'21.9"	-75°48'42.1"	Dique		
W26	6°38'06.0"	-75°52'24.7"	Bloco Oeste	X		W59	6°42'57.4"	-75°48'49.1"	Dique		
W27	6°37'51.0"	-75°52'21.0"	Dique	X		W60	6°42'41.5"	-75°48'42.5"	Caribe		
W28	6°36'31.0"	-75°51'18.3"	Granulito			WG57	6°41'14.8"	-75°55'14.8"	Buriticá	X	X
W29	6°36'31.0"	-75°51'18.3"	Granulito	X		WG58	6°38'06.0"	-75°52'24.7"	Bloco Oeste		
W30	6°36'33.7"	-75°51'16.6"	Granulito	X		WG59	6°37'22.2"	-75°52'27.8"	Bloco Oeste		
W31	6°36'33.7"	-75°51'16.6"	Granulito	X		WG60	6°34'59.9"	-75°50'27.9"	Dique		
W32	6°36'39.1"	-75°51'17.4"	Granulito			WG61A	6°50'27.7"	-75°48'56.1"	Bloco Leste		
W33	6°35'49.2"	-75°51'11.4"	Bloco Oeste	X		WG61B	6°35'06.7"	-75°50'25.3"	Dique		
W34	6°34'25.7"	-75°50'19.0"	Bloco Oeste			WG62GR	6°36'33.7"	-75°51'16.6"	Granulito	X	X
W35	6°16'28.5"	-75°37'26.1"	Altavista	X		WG63	6°34'48.0"	-75°47'59.6"	Tahamí		
W36	6°34'52.2"	-75°50'10.4"	Dique			WG64	6°39'17.2"	-75°49'33.6"	Bloco Oeste	X	X
W37	6°34'40.7"	-75°50'08.3"	Dique	X		WG65MT	6°46'09.4"	-75°49'25.8"	Bloco Leste	X	X
W38	6°41'14.2"	-75°55'14.6"	Buriticá			WG66HD	6°46'51.7"	-75°49'36.7"	Bloco Leste	X	X
W38B	6°41'14.2"	-75°55'14.6"	Buriticá			WG67TR	6°52'30.8"	-75°46'35.1"	Bloco Leste	X	X
WSF	6°33'27.2"	-75°51'16.3"	Bloco Oeste	X	X	WG68SC	6°51'38.2"	-75°47'39"	Bloco Oeste	X	X
WPA	6°35'55.3"	-75°51'39.9"	Granulito		X	WG69AT	6°16'28.5"	-75°37'26.1"	Altavista	X	X
W41 MR	6°51'30.1"	-75°48'31.2"	Bloco Leste		X						

Legenda: Stock de Buriticá (Buriticá); Granulito de Pantanillo (Granulito); Stock de Altavista (Altavista); Terreno Tahamí (Tahamí); Terreno Caribe (Caribe); amostra para lâmina petrográfica (Lm); amostra para separação de zircões (Zr).

Fonte: O autor, 2017.

## 1.4 Geocronologia – Método U-Pb

As análises isotópicas tem por foco a datação e a caracterização das fontes magmáticas dos distintos corpos do Batólito de Sabanalarga e as possíveis relações com plútons contemporâneos na região. Estas análises isotópicas foram realizadas através do método U-Pb LA-ICP-MS em zircões, no Laboratório Multi Usuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab) da UERJ. Das catorze amostras coletadas, foi possível separar zircões em dez delas e o processo de separação de zircões foi desenvolvido sob os parâmetros do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ. Seis das amostras foram processadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Universidade de São Paulo.

### 1.4.1 Técnica Analítica *Laser Ablation - Ion Coupled Plasma - Mass Spectrometer* (LA-ICP-MS)

Trata-se de uma técnica analítica composta de três elementos: ablação a laser (LA) na qual um feixe de laser é incidido sobre a amostra a ser datada de modo que sua superfície é volatilizada; No plasma induzido acoplado (ICP) o material anteriormente volatilizado é aquecido a uma temperatura de cerca de 8000°K de modo que suas partículas sejam ionizadas. A última etapa é o espectrômetro de massas que separa as partículas de acordo com suas massas e as razões medidas dos elementos de interesse são usadas no cálculo das idades.

Segundo Geraldês (2010), o ICP-MS, para alcançar a separação de massa, se divide em fonte, separador, detector e registrador.

Conforme o tipo de equipamento e o processo para a obtenção da amostra, a fonte pode ser sólida, gasosa ou líquida. Para nossas análises, a fonte foi gaseificada e posteriormente volatilizada através da utilização de um plasma de argônio (Ar). Os íons carregados pelos gases foram acelerados num campo de alta voltagem e dirigidos para formar um feixe.

O separador é um campo magnético perpendicular a direção da trajetória do feixe de íons. Este campo afeta os íons de forma proporcional a sua massa,

permitindo a separação deles de acordo com sua massa. Os feixes de íons separados por massas passam por distintas janelas ao detector.

Os detectores podem ser Faraday, Daly ou multiplicador de elétrons, e detectam as respectivas abundâncias de cada íon. O equipamento da UERJ é do tipo multicoletor, ou seja, pode utilizar mais de um tipo de coletor para obter uma melhor resolução das análises.

Os registradores são responsáveis por armazenar e processar as correntes obtidas nos detectores com um voltímetro digital.

Nessa dissertação, o equipamento usado para o LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – Espectrometria de Massa com Nebulização Laser por Plasma Indutivamente Acoplado) foi o modelo New Finningan NEPTUNE MC-ICP-MS acoplado com um sistema de ablação a laser (Figura 7). Esse equipamento tem como característica um multicoletor de alta resolução para medidas de razões isotópicas com uma configuração que permite detectar simultaneamente uma ampla gama de elementos. O aparelho possui nove coletores Faraday e sete contadores de íons que podem ser combinados na mesma configuração.

Figura 7 – Equipamento do MultiLab-UERJ



Fonte: Disponível em : <<http://multilab-uerj.com.br/>>, 2017. Acessado em: 15/01/2017 às 20:00 horas).

### 1.4.2 Metodologia U-Pb

O método U-Pb é baseado nos decaimentos de U e Th para isótopos estáveis de Pb. U e Th pertencem a série dos actínídeos da tabela periódica e graças a similaridade de suas configurações eletrônicas (Th com  $Z=90$  e U com  $Z=92$ ), eles apresentam propriedades químicas parecidas (Wedepohl, 1978). Dessa forma, ambos ocorrem na natureza em estado de oxidação tetravalente, bem como, possuem raios iônicos similares ( $U^{+4} = 1,05 \text{ \AA}$  e  $Th^{+4} = 1,10 \text{ \AA}$ ). Como consequência disso, U e Th podem substituir um ao outro com facilidade, o que explica a correlação geoquímica desses elementos em muitos ambientes geológicos.

O método é apoiado em três séries independentes de decaimento:  $^{238}\text{U}$  decai para  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  decai para  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{232}\text{Th}$  decai para  $^{208}\text{Pb}$  (Figura 8). Cada um dos isótopos pai tem meias vidas diferentes,  $4,468 \times 10^9$  anos para o  $^{238}\text{U}$ ,  $0,703 \times 10^9$  anos para o  $^{235}\text{U}$  e  $14,01 \times 10^9$  anos para o  $^{232}\text{Th}$  (Faure, 1986). As meias vidas de cada um dos isótopos vão definir uma maior ou menor confiabilidade na datação de rochas de maior ou menor idade. Na nossa pesquisa, as rochas são jovens e o isótopo  $^{235}\text{U}$  poderia aportar uma maior confiabilidade nas nossas medidas.

O decaimento do  $^{238}\text{U}$  gera uma série de isótopos intermediários instáveis com vida curta e propriedades radioativas, decaindo estes para novos isótopos até chegar ao isótopo estável  $^{206}\text{Pb}$ . Cada átomo de  $^{238}\text{U}$  produz um átomo de  $^{206}\text{Pb}$  pela emissão de oito partículas alfa e seis partículas beta.

Por sua vez o  $^{235}\text{U}$  é o isótopo radioativo inicial da série de decaimento que passa por isótopos intermediários de curta duração e terminando com a geração do isótopo estável  $^{207}\text{Pb}$ . Cada átomo de  $^{235}\text{U}$  produz um átomo de  $^{207}\text{Pb}$  pela emissão de sete partículas alfa e quatro partículas beta.

A terceira série de decaimento importante para esse método é a do  $^{232}\text{Th}$ . Da mesma maneira que as duas séries anteriores, esta também passa por isótopos radioativos intermediários de meia-vida curta gerando ao final o isótopo estável de  $^{208}\text{Pb}$ . Cada átomo de  $^{232}\text{Th}$  produz um átomo de  $^{208}\text{Pb}$  pela emissão de seis partículas alfa e de quatro partículas beta.

Cada uma das três séries de decaimento apresentadas produz isótopos intermediários específicos no final de cada um dos decaimentos. Se um mineral ou rocha se comporta como um sistema fechado, a taxa de produção do isótopo estável

no final de cada série é igual à taxa de decaimento do isótopo radioativo do início da série de decaimento. Desta forma, pode-se tratar o decaimento dos isótopos de U e Th radioativos como se eles ocorressem diretamente para os seus respectivos isótopos radiogênicos de Pb. Conseqüentemente, cada uma dessas séries de decaimento pode ser aplicada como um sistema de datação independente (Ludwig, 1980), de forma que a abundância do isótopo radiogênico e do isótopo radioativo podem ser utilizadas para o cálculo de idades, uma vez conhecidas as respectivas constantes de decaimento.

Figura 8 – Sequências de decaimento U-Th-Pb e suas meias-vidas

$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$							$\text{Ra } 228$ 5,7a	←	$\text{Th } 232$ $14 \cdot 10^9 \text{ a}$	
								$\text{Ac } 228$ 6,13h		
	$\text{Pb } 212$ 10,6h	←	$\text{Po } 216$ 0,15s	←	$\text{Rn } 220$ 55,6s	←	$\text{Ra } 224$ 3,64d	←	$\text{Th } 228$ 1,9a	
$\text{Tl } 208$ 3,1m	←	$\text{Bi } 212$ 60,6m							$\tau_a$	$b^-$
	$\text{Pb } 208$ stabil	←	$\text{Po } 212$ 0,3 $\mu\text{s}$							

$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$								$\text{Th } 234$ 24,1d	←	$\text{U } 238$ $4,5 \cdot 10^9 \text{ a}$			
			$\text{Pb } 214$ 26,8m	←	$\text{Po } 218$ 3,05m	←	$\text{Rn } 222$ 3,8d	←	$\text{Ra } 226$ 1600a	←	$\text{Th } 230$ $8 \cdot 10^4 \text{ a}$	$\text{Pa } 234$ 1,2m/ 6,7h	$\text{U } 234$ $2,4 \cdot 10^5 \text{ a}$
	$\text{Tl } 210$ 1,3m	←	$\text{Bi } 214$ 19,8m	←	$\text{At } 218$ ~2s								
$\text{Hg } 206$ 8,1m	←	$\text{Pb } 210$ 22a	←	$\text{Po } 214$ 162 $\mu\text{s}$	←	$\text{Rn } 218$ 30ms					$\tau_a$	$b^-$	
	$\text{Tl } 206$ 4,3m	←	$\text{Bi } 210$ 5,0d	←	$\text{Po } 214$ ~100%								
		$\text{Pb } 206$ stabil	←	$\text{Po } 210$ 138,4d									

$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$							$\text{Th } 231$ 25,6h	←	$\text{U } 235$ $7 \cdot 10^8 \text{ a}$	
		$\text{Bi } 215$ 7,4m	←	$\text{At } 219$ 0,9m	←	$\text{Fr } 223$ 22m	←	$\text{Ac } 227$ 22a	←	$\text{Pa } 231$ $3,3 \cdot 10^4 \text{ a}$
	$\text{Pb } 211$ 36,1m	←	$\text{Po } 215$ 1,8ms	←	$\text{Rn } 219$ 3,9s	←	$\text{Ra } 223$ 11,4d	←	$\text{Th } 227$ 18,7d	
$\text{Tl } 207$ 4,8m	←	$\text{Bi } 211$ 2,15m	←	$\text{At } 215$ ~100 $\mu\text{s}$					$\tau_a$	$b^-$
	$\text{Pb } 207$ stabil	←	$\text{Po } 211$ 0,52s							

Fonte: Disponível em: <<http://www.geodsz.com/deu/d/U-Pb-Methode>>. Acesso em: 09/03/2017 às 20h).

Silva (2006) pontuou que os minerais utilizados na datação U-Pb devem apresentar altas razões iniciais U/Pb, além de baixa quantidade de  $^{204}\text{Pb}_c$  (chumbo comum). Alguns minerais que apresentam essas características são: titanita, monazita, xenotimo, rutilo, badeleíta, allanita, pirocloro e perovskita, porém, o mineral mais utilizado em datação pelo método U-Pb é o zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ) devido a três importantes características: o zircão incorpora na sua estrutura o U substituindo o Zr mas com pouco ou nenhum  $^{204}\text{Pb}_c$  (comum) durante a cristalização; ele tem ocorrência bem distribuída como acessório da maior parte das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas; além disso, tem a propriedade de frequentemente preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de  $800^\circ\text{C}$ , mesmo sendo submetido a condições de ultramilonitização, metamorfismo de alto grau, ou mesmo fusão parcial.

A representação gráfica dos dois sistemas de decaimento é baseada na curva de referência (concordia), a qual mostra, em diagrama de eixos coordenados, as variações de razões isotópicas em função do tempo. Os resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concordia têm idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  iguais e podem representar um sistema isotópico fechado, por isso, são chamadas de concordantes. Aquelas razões que se localizam fora da curva são designadas de discordantes. Assim, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) intercepta a concordia, nos casos mais simples, em dois pontos que correspondem aos interceptos superior e inferior, que representam as idades de geração e do distúrbio. Os resultados são calculados com precisão mediante cálculos estatísticos de regressão e ajuste linear que permitem estimar a declividade e a posição precisa dos interceptos na concordia. O diagrama concordia mais utilizado é o de Wetherill (1956) no qual as razões filho/pai  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente.



### 1.4.3 Preparação das amostras e aquisição dos dados

As amostras coletadas foram embaladas e transportadas por avião até a cidade de Rio de Janeiro e encaminhadas para o LGPA. Na sua chegada, foram lavadas com água filtrada para limpar possíveis contaminantes. Posteriormente passaram por um processo de britagem e moagem mecânica, com o intuito de reduzi-las a tamanho pó, de granulometria menos do que Mesh 200.

Após esta etapa, os minerais pesados foram concentrados por meio de bateamento manual. O concentrado produzido foi passado pelo bromofórmio, um líquido com uma densidade de  $2,89 \text{ g/cm}^3$  que permite a separação dos grãos minerais com a densidade maior do que ele. Nos grãos mais pesados do que o bromofórmio foi removida a magnetita usando-se um ímã de mão.

A etapa seguinte foi a separação das diferentes frações de susceptibilidade magnética utilizando para tal o separador Frantz. Esse procedimento é feito em duas etapas, que são: a etapa de Frantz inicial na qual se aumenta progressivamente a amperagem do aparelho para atrair os grãos minerais sem alterar a inclinação da régua do aparelho e são utilizadas as seguintes amperagens: 0,2A; 0,5A; 0,75A; 1,0A e 1,5A. Conhecendo-se a susceptibilidade magnética dos minerais pode-se prever em qual dessas frações um determinado mineral estará.

A segunda etapa é o Frantz final e nessa são utilizados apenas os minerais que não foram atraídos pela amperagem máxima do aparelho (1,5A), sendo que, a atração se dá pela diminuição progressiva do ângulo de inclinação da régua, mantendo-se a amperagem máxima. São utilizados os seguintes ângulos:  $5^\circ$ ,  $3^\circ$ ,  $1^\circ$ , e  $0^\circ$  ou  $-0,5^\circ$ . Todo o material que não for atraído em nenhuma das frações da etapa final é separado em uma fração chamada de “não atraível”. Geralmente a maioria dos grãos de zircão ficam retidos nas 5 frações da etapa final, incluindo a fração “não atraível”. Os grãos de zircão separados no Frantz são então selecionados manualmente utilizando-se pinça e lupa binocular, dando-se preferência aos grãos sem fraturas ou inclusões.

Os grãos selecionados foram então organizados em um epoxy para posteriormente serem datados. Cada epoxy contém quatro amostras, e cada amostra contendo sessenta grãos, vinte de cada uma das frações a  $0^\circ$ ,  $-0,5^\circ$  e “não atraível” do Frantz final. Para a confecção desse arranjo usa-se uma lamina de vidro

onde é colada uma fita dupla face e nela são dispostos os grãos em fileiras. Um tubo plástico é fixado à fita recobrando os grãos e ele é preenchido com uma resina composta por araudite e endurecedor. Após o endurecimento da resina, o tubo com os grãos é retirado da lâmina e lixado para eliminar a fita dupla face e expor a superfície dos grãos que serão polidos até deixar sua superfície lisa.

Após a montagem do epoxy, ele é coberto com uma fina camada de ouro para ajudar no imageamento dos grãos através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do MultiLab-UERJ, camada esta que é retirada após o imageamento. Nesse equipamento, a amostra é colocada em uma câmara de vácuo e um feixe de elétrons é inserido sobre ela de modo a estudar sua superfície. Os elétrons que incidem a amostra podem ser espalhados de volta ou gerar elétrons secundários originando sinais que são coletados por detectores. Ao final, tem-se imagens da superfície dos grãos em tons de cinza e elas podem ser do tipo catodo luminescência ou elétrons secundários.

As imagens de catodo luminescência tem o objetivo de mostrar a estrutura interna dos grãos de modo a observar se eles possuem um padrão de crescimento magmático ou se tem algum indício de metamorfismo. Com as imagens de elétrons secundários se observa a superfície dos grãos para que se possa evitar possíveis fraturas, o que prejudicaria na qualidade da análise.

Para a análise pelo método U-Pb, foi configurado o laser com um feixe de 20 a 30  $\mu\text{m}$  de tamanho, frequência de 8 Hz e energia variando de 35 a 40%. O fluxo de Hélio utilizado para o carreamento das amostras no laser ablation foi de 0.750 l/m, enquanto o fluxo de Argônio utilizado no ICP-MS foi de 0.800 l/m. Onde a configuração dos coletores Faraday e CDDs estava da seguinte forma:

Quadro 2 – Configuração dos coletores Faraday (L e H) e CDDs (IC) para as análises isotópicas de U-Pb

IC	IC	L1	L2	L3	L4	C	H3	H4	H2	H1	IC	IC	IC	IC	IC
		$^{206}\text{Pb}$	$^{202}\text{Tl}$	$^{204}\text{Pb}$	$^{203}\text{Tl}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}$					
											$^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb}$	$^{202}\text{Hg}$

Fonte: Alves, 2016.

Na fase de coleta de dados isotópicos, o epoxy pronto para análise é inserido no compartimento reservado dentro do aparelho, juntamente com as amostras padrão GJ-1 e 91500.

Para a aquisição dos dados é realizada a escolha do grão a ser analisado e o local onde incidirá o feixe de elétrons, baseando-se nas imagens de catodoluminescência e a imagem fornecida pela câmera do equipamento. O feixe do laser inicia o processo de ablação e depois de alguns segundos o sinal no espectômetro se estabiliza e inicia-se, assim, a aquisição dos dados por 40 ciclos.

O processo de aquisição é feito na sequência: branco, GJ-1, nove grãos da amostra, 91500, GJ-1, branco. O branco é a medida apenas do gás e é utilizado como *background*. A medida dos tiros nos zircões padrão GJ-1 e 91500 é feita para verificar que as medidas estiverem compatíveis com o esperado para o padrão e, assim, validar as análises dos grãos de idade desconhecida.

#### 1.4.4 Tratamento dos Dados

O tratamento dos dados se inicia inserindo-os dados na planilha de Excel® do método U-Pb do laboratório que realiza correções *offline* com a informação dos brancos e os padrões. A correção utiliza a média dos brancos para a correção do barulho de fundo e os valores medidos do GJ1 são comparados com os valores reportados na bibliografia para calcular um fator de conversão que é aplicado nas amostras de idade desconhecida (Chemale et al., 2012).

O tratamento dos dados foi feito de modo a se obter parâmetros aceitáveis em relação a discordância, erros individuais, padrões e brancos. A reprodução das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  do padrão GJ-1 pode variar 10% para mais ou para menos de modo que  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  deve estar entre 0,05413 e 0,06615 e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  deve estar entre 0,0890 e 0,1088. Os erros individuais na leitura das razões  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  devem ser inferiores a 7%. O conteúdo de  $^{204}\text{Pb}$  comum não deve ser maior que 0,5% e as correções são realizadas utilizando os valores de Pb comum do modelo de estágio duplo de Stany e Kramts (1975). A discordância no caso de rochas ígneas deve ser inferior a 5% e o coeficiente de correlação não deve ser inferior a 0,40%.

A correção final foi feita com a ajuda dos diagramas de concórdia gerados no software ISOPLOT, versão 4.14 (Ludwig, 2000).

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

O Batólito de Sabanalarga está localizado na borda noroeste da Placa Sul-Americana, em uma área composta por um mosaico de terrenos geológicos acrescidos ao Cráton Amazônico. O mosaico de terrenos é também conhecido como Bloco Norandino e é definido como uma porção altamente deformada, localizado entre o Bloco Chocó-Panamá e as placas Sul-Americana, Caribe e Nazca (Suter et al., 2008).

O Bloco Norandino é composto pelos terrenos de afinidade continental (Chibcha, Tahamí e Anacona), a leste, e os terrenos de afinidade oceânica (Caribe, Guajira, Arquía e Quebradagrande), a oeste (Figura 3). Os dois domínios geodinâmicos são separados por uma paleo-sutura representada pelo sistema de falhas Cauca-Romeral.

Na área de influência do sistema de falhas Cauca-Romeral e intrudindo os terrenos de domínio oceânico e domínio continental, está o Batólito de Sabanalarga (Figura 4). No contexto geodinâmico do Batólito de Sabanalarga, são importantes os terrenos oceânicos Caribe, Quebradagrande e Arquía, além do terreno continental Tahamí e o Batólito Antioqueño, batólito que intrude no Terreno Tahamí.

### 2.1 Terreno Caribe

Agrupadas no Terreno Caribe estão as rochas do *Plateau* Caribe (Kerr et al., 1997a; Cediél et al., 2003) acrescidos no noroeste da Placa Sul Americana. Estas rochas teriam se originado a partir de um *hotspot* no Pacífico Leste e migraram até acrecionar ao continente no Cretáceo Superior (Kerr et al., 1997b; Pindell & Keenan, 2009). Uma hipótese alternativa é que essas rochas foram geradas na *slab window* criada pela interação da Dorsal Oceânica Proto-Caribe com o grande Arco do Caribe, gerando pulsos magmáticos desde 100 até 66 Ma (Serrano et al., 2011). A acreção destas unidades foi registrada por estudos termocronológicos na Cordilheira Central colombiana, onde foi achado um rápido resfriamento no período compreendido entre 65 e 75 Ma. Também ocorre o registro

de mudança nos ambientes através do estudo das sequências sedimentares do leste colombiano no Campaniano-Maastrichtiano (Villagómez et al., 2011).

O segmento norte do Terreno Caribe está formado por rochas Vulcano-sedimentares de idade Cretácica Superior formadas em ambientes oceânicos. Estas rochas tem sido denominadas por Grupo Cañasgordas (Alvarez & Gonzalez, 1978), e é subdividida na Formação Barroso e na Formação Panderisco. Barroso é uma sequência de diabásios e derrames de lava basáltica e andesítica com intercalações de tufos, aglomerados e alguns sedimentos. Panderisco por sua vez, é uma sequência composta por *cherts* e turbiditos.

A Formação Barroso apresenta duas idades, uma pelo método K-Ar em rocha total de um basalto que é de  $105 \pm 10$  Ma (Toussaint & Restrepo, 1978) e outra de  $84,2 \pm 1,4$  Ma pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em rocha total (Gonzalez, 2001).

Gonzalez (2001) sugeriu que a Formação Barroso é formada por diferentes blocos tectônicos, isso baseado nas relações estratigráficas e intrusivas. Rodríguez & Arango (2012) baseados em análises litogeoquímicas dividem a Barroso em duas unidades: a Unidade Barroso-Sabanalarga e a Unidade San José de Urama.

O arco pluto-vulcânico Barroso-Sabanalarga é uma unidade de pórfiro-basalto, basaltos amigdalares, aglomerados e tufos, com afinidade de arco vulcânico toleítico subalcalino e rochas piroclásticas da série calcoalcalina, relacionadas geneticamente com o Batólito de Sabanalarga ( $89,9 \pm 0,6$  Ma (Vinasco & Cordani, 2012)), o Gabro de Altamira (88,9 Ma (Zapata, 2013)) e o Tonalito de Buriticá ( $100,9 \pm 0,85$  Ma (Weber et al., 2015)) e outros plútons (Batólito de Aruba, Batólito de Buga (Weber et al., 2015), Plúton de Bonga e o Granito de Pujilí (Mora-Bohórquez et al., 2017)).

A Unidade San José de Urama é formado por diabásios e basaltos almofadados com afinidade toleítica e assinatura geoquímica do tipo MORB a T-MORB (MORB do tipo transicional) com idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $155,1 \pm 11,2$  Ma.

Estas unidades tem continuidade no sul da Colômbia e Equador e são conhecidas como *Formacion Volcanica* e *Complejo Ultramafico de Bolivar*.

## 2.2 Terreno Quebradagrande

O Terreno Quebradagrande foi inicialmente definido como Formação Quebradagrande (Botero, 1963), posteriormente foi denominada por Complexo Quebradagrande (Maya & González, 1995) pela sua complexa deformação e a natureza de seus contatos tectônicos, e, depois, foi finalmente denominado por Terreno Quebradagrande (Gomez et al., 2015).

Esse terreno é formado por uma sequência vulcano-sedimentar deformada e com metamorfismo de baixo grau. Apresenta litologias como basaltos, lavas andesíticas e rochas piroclásticas (Gomez et al., 1995; Moreno-Sánchez et al., 2008; Nivia et al., 2006; Rodriguez & Zapata, 2013; Villagómez et al., 2011). As unidades sedimentares são *chert* e argilitos intercaladas com unidades vulcânicas, brechas, conglomerados e arenitos líticos de ambiente de transição (Gonzalez, 1980).

O Terreno Quebradagrande tem idades U-Pb em zircões de 112 Ma em tufos e 114 Ma em dioritos associados (Cochrane, 2013; Villagómez et al., 2011) e idades em fósseis do Berrasiano a Albiano (Cretáceo Inferior) (Botero, 1963; Gonzalez, 2001).

Para a origem do Terreno Quebradagrande existem várias teorias. Gonzalez (1980) propõe seu origem numa dorsal meio-oceânica, outros autores propõem um arco volcanico continental extensional (Toussaint, 1996; Cochrane, 2013; Villagómez & Spikings, 2013; Spikings et al., 2014), Nivia et al., (2006) propõem um rifte continental extencional associado a uma bacia marginal enquanto Villagómez et al., (2011) postulam um arco oceânico alóctone onde o Terreno Arquía representa o canal de subdução. Valencia-Morales et al., (2013) propõem que pela sua natureza mixta (MORB-Arco) e sua petrografia, o Terreno Quebradagrande poderia representar um sistema de arco-bacia (*Back arc basin*) na borda da Placa Sulamericana.

Cochrane et al., (2014) relacionam o Terreno Quebradagrande com as rochas do Terreno Alao na *Cordillera Real* do Equador.

### 2.3 Terreno Arquía

No Terreno Arquía são agrupadas várias unidades ígneas e metamórficas localizadas no meio do sistema de falhas Cauca-Almaguer, a oeste e o sistema de falhas Silvia-Pijao, a leste. Neste terreno estão agrupados anfíbolitos, xistos de baixo grau, rochas de pressão média a alta além de rochas ultramáficas (Bustamante et al., 2011a; Maya & Gonzales, 1995; Toussaint & Restrepo, 1978).

O chamado Terreno Arquía está formado por fatias tectônicas de várias unidades litoestratigráficas, extremamente deformadas e com relações estratigráficas e tectônicas complexas, formadas em diferentes momentos e ambientes tectônicos. As implicações regionais destas unidades ainda estão em discussão mas foram agrupadas pelas suas posições tectônicas e sua afinidade procurando evitar, assim, problemas de terminologia, mesmo que tenham diferentes idades e histórias geológicas (Zapata, 2015; Gómez et al., 2015).

Ruiz-Jiménez et al., (2012) consideram que as fatias tectônicas oceânicas de afinidade toleítica, com gênese no magmatismo abissal e de retro-arco, foram tectonicamente colocadas a posteriori na paleo-margem continental e deformadas pelo sistema transpressivo de falhas Romeral. Sugerem, também, que o Terreno Arquía é uma *mélange* tectônica formada num processo colisional arco-continente no Mesozoico com protólitos do tipo MORB gerados em uma bacia do tipo retro-arco no Cretáceo Inferior.

Hoje são poucas as idades publicadas do Terreno Arquía, porém, nas rochas metamórficas de pressão média, foi datada uma idade de metamorfismo de 120 Ma e idades de resfriamento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  no intervalo de 117-100 Ma, além de idades relacionadas a diferentes eventos de subdução e colisão (Bustamante et al., 2011b; Valencia-Morales, 2013; Villagómez et al., 2011).

Vinasco et al., (2011) sugerem que a subdução da Placa de Farallon por debaixo da margem continental, representada pela Cordilheira Central da Colômbia, gerou um sistema de arco continental onde as unidades do Terreno Quebradagrande representam o arco e o retro-arco, enquanto as unidades do Terreno Arquía representam as rochas de alta pressão e baixa temperatura geradas na zona de subdução. Neste modelo, os terrenos Arquía e Quebradagrande são unidades contemporâneas e geradas no mesmo processo de

subdução. Se propõe que o arco fechou faz 120 Ma mas a subdução continua até 70 Ma.

Rodriguez et al., (2010) sugerem que o Terreno Arquia é um mosaico de rochas com fragmentos Pre-Mesozoicos que se estende até do Cretáceo Superior, onde alguns deles foram remobilizados da Cordilheira Central e Ocidental por uma zona de cisalhamento desenvolvida na margem continental desde o Triássico.

Valencia-Morales et al., (2013) identificaram associações minerais próprias das fácies xisto verde até anfibolito com condições metamórficas progressivas de 433°C/11,8 kbar até 696°C/14,4 kbar e retrógradas de 417-357°C até 8,1-6,5 kbar.

## 2.4 Terreno Tahamí

Segundo a definição de Restrepo et al., (2011), o Terreno Tahamí apresenta abundantes zircões detríticos de idade Brasileira-Panafricana que indicam uma afinidade Gondwânica, embora seu lugar exato de formação seja desconhecido até hoje. O terreno apresenta magmatismo granítico do Permiano Médio que intrude sedimentos, onde alguns deles não mais velhos do que o Carbonífero, além de vulcanismo félsico. O terreno apresentou um processo metamórfico no Triássico que afetou os granitos, basaltos e rochas sedimentares. Este metamorfismo é muito jovem para ter sido produzido na colisão dos Supercontinentes Gondwana e Laurentia para formar a Pangea, então, alternativamente, o metamorfismo poderia ter ocorrido numa orogenia tipo Andina no lado oeste do Pangea como parte de um cinturão orogênico que afetou rochas localizadas atualmente na Colômbia, Equador e Peru.

Os zircões detríticos achados nas rochas metamórficas do Terreno Tahamí refletem uma história geológica complexa com idades de até 2638 Ma, mas apresentam idades Grenvilianas de 462 até 1211 Ma e uma grande concentração de idades Brasileira-Panafricana de 504 até 680 Ma em zircões herdados de origem ígnea e metamórfica (Restrepo et al., 2011). Zircões com essas idades foram achados na Península da Guajira (Weber et al., 2010), norte do Peru (Chew et al., 2008) e Patagonia (Pankhurst et al., 2003). Chew et al., (2008) explicam que a abundância dos zircões no intervalo de 500-650 Ma representa uma evidência de um



arco ativo do Neoproterozoico Inferior até o Cambriano e que hoje encontra-se encoberto pelas bacias de antepaís andinas. Esses dados sugerem que alguns dos materiais que hoje compõem o Terreno Tahamí, tem um origem no Gondwana.

Núcleos detríticos de zircões com idades de 318 e 336 Ma permitem deduzir uma idade máxima de deposição no Carbonífero (Restrepo et al., 2011).

As rochas metamórficas do Terreno Tahamí apresentam idades magmáticas no intervalo de 267-277 Ma (Restrepo et al., 2011), idades, também magmáticas, foram achadas no nordeste da Bacia Plato-*San Jorge* (Montes et al., 2010), na Sierra Nevada de Santa Marta (Cardona et al., 2010), na Península da Guajira (Weber et al., 2010) e no Maciço El Baúl na Venezuela (Viscarret et al., 2009).

Idades no intervalo de 220-240 Ma encontradas nos sobrecrecimentos metamórficos dos zircões, evidenciam um forte evento no Triássico para o Terreno Tahamí (Restrepo et al., 2011; Ibañez-Mejia et al., 2008; Mora-Bohórquez et al., 2017). Idades similares são reportadas por Chew et al. (2008) para o migmatito de Sabanilla no norte do Peru e sul do Equador. Também no Peru, Cardona et al., (2008) acharam idades um pouco maiores para este metamorfismo, de aproximadamente 257 Ma no Maciço Illesca.

A finalização do metamorfismo no Terreno Tahamí pode ser marcada pela intrusão pós-tectônica dos *Stocks* La Honda e El Buey com idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de aproximadamente 218 Ma (Vinasco et al., 2006) e a intrusão do batólito Tres Lagunas no Equador em 227 Ma (Noble et al., 1997), além do magmatismo de Cicuco 1 e Lobita (239-241 Ma) reportado por Mora-Bohórquez et al., (2017).

O metamorfismo Triássico localizado no Terreno Tahamí na margem oeste do Pangea associa este com o maciço Illesca, Cardona et al. (2010) considera estes como parte de um orogeno em Colômbia, Equador e Perú.

#### 2.4.1 Batólito Antioqueño

O Batólito Antioqueño é a maior intrusão da Colômbia e uma das unidades geológicas de maior extensão e mais contínua dos Andes Colombianos. Tem uma extensão de 8000 km<sup>2</sup> e está localizado no eixo da Cordilheira Central Colombiana e intrude as rochas do Batólito Antioqueño. Segundo Restrepo et al. (2009),

geoquimicamente o Terreno Tahamí é definido como um plúton calco-alcálico da série potássio médio, constituído principalmente por granodiorito e foi desenvolvido em um magmatismo de borda continental associado à subdução. É um plúton post-tectônico concordante geoquimicamente com os magmas da zona vulcânica do norte dos Andes. Análises isotópicas indicam uma importante contaminação crustal e diferentes fontes, profundidades de equilíbrio e graus de cristalização fracionada em diferentes pulsos magmáticos.

Para o Batólito Antioqueño foram reportadas idades desde os 105 até os 58 Ma. 68-80 Ma K-Ar em biotita por Botero (1963), Pérez (1967) e Feininger et al. (1972).  $105 \pm 9$  Ma por Cordani et al. (1978). Pelo método Rb-Sr em biotita, Fujiyoshi et al. (1976) publicou idades entre 58 e 68 Ma. Ordoñez et al. (2001) reporta uma idade isócrona Rb-Sr de  $98 \pm 27$  Ma. Ordoñez et al. (2008) apresenta idades U-Pb de  $84 \pm 2$  e  $76 \pm 2$  Ma.

O Cretáceo Médio e Superior são períodos reconhecidos pelo intenso plutonismo nos Andes, plutonismo este associado à atividade da superpluma no Pacífico (Vaughan, 1995). O auge do magmatismo andino foi no intervalo de 120-70 Ma (Bruce et al., 1991). Durante o Cretáceo Inferior e o Cenozoico, a subdução da Placa de Nazca por debaixo da Placa Sulamericana foi contínua (Soler & Bonhomme, 1990) mas os períodos de grande magmatismo são associados com velocidades de subdução maiores do que 10 cm/ano ou a colisão de terrenos alóctones (Johnston, 2008; Sengör & Natal'in, 2004).

Um dos principais corpos satélites do Batólito Antioqueño é o *Stock* de Altavista. Este é um corpo de 83 Km<sup>2</sup> de extensão cuja composição é diorítica a monzonítica, que aflora ao oeste de Medellín e do corpo principal do Batólito Antioqueño (Botero, 1963), Altavista apresenta uma idade Rb/Sr de  $105 \pm 9$  Ma (Cordani et al., 1978).