



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL  
DE SANTANDER  
UIS

INSTITUTO COLOMBIANO DE  
GEOLOGÍA Y MINERÍA  
INGEOMINAS



---

**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO  
GRANITOIDE DE SAN LUCAS AREA SUROCCIDENTAL DE LA PLANCHA 55:  
SECTOR SAN MARTÍN DE LOBA (SUR DE BOLÍVAR) - EL BANCO  
(MAGDALENA). SERRANÍA DE SAN LUCAS.**

**SANDRA JULIANA LASSO ORDÓÑEZ**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2006**



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL  
DE SANTANDER  
UIS

INSTITUTO COLOMBIANO DE  
GEOLOGÍA Y MINERÍA  
INGEOMINAS



---

**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO  
GRANITOIDE DE SAN LUCAS AREA SUROCCIDENTAL DE LA PLANCHA 55  
IGAC: SECTOR SAN MARTÍN DE LOBA (SUR DE BOLÍVAR) - EL BANCO  
(MAGDALENA). SERRANÍA DE SAN LUCAS.**

**SANDRA JULIANA LASSO ORDÓÑEZ**

**TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLÓGO**

**Director**

**LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA**

**Geólogo, Ph.D**

**Codirector**

**OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN**

**Geólogo, Msc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS**

**ESCUELA DE GEOLOGÍA**

**BUCARAMANGA**

**2006**



## DEDICATORIA

*A mi madre Beatriz Ordóñez quien ha estado a mi  
lado brindándome todo su amor y apoyo  
incondicional para la realización de  
todos mis sueños y metas.*

*A mis hermanos Mario Andrés y Juan Pablo quienes  
con su cariño y amistad siempre han contribuido  
con el cumplimiento de mis objetivos.*

*A Rafael por estar siempre a mi lado motivándome  
a salir adelante y brindándome fuerza  
en los momentos difíciles.*

*A todas aquellas personas que siempre creyeron en mí.*

*Gracias.*



## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios quien es la fuerza principal que nos creo y quien me permitió estar bien y en las condiciones adecuadas para realizar con éxito mi proyecto de grado.

Agradezco a la Universidad Industrial de Santander por contribuir con mi desarrollo académico y por el préstamo de sus instalaciones para la realización de este trabajo.

Al Director de Proyecto Luís Carlos Mantilla Figueroa quien con su asesoría, dedicación y confianza hizo posible la realización de este proyecto.

Al Codirector de Proyecto Oscar Mauricio Castellanos Alarcón quien con su orientación me guió por el camino a seguir para la realización del trabajo de grado.

Al grupo investigación MINPETGEO y en particular al grupo de trabajo del proyecto San Lucas tanto de la UIS como el de INGEOMINAS, y a todas las personas que con su colaboración permitieron la realización y culminación de este trabajo.



## CONTENIDO

	<b>Pág</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>1. OBJETIVOS</b>	<b>3</b>
1.1 OBJETIVO GENERAL	3
1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS	3
<b>2. METODOLOGÍA</b>	<b>5</b>
2.1 FASE 1: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
2.2 FASE 2: LABORATORIO	5
2.2.1 Descripción Macroscópica de Muestras	6
2.2.2 Elaboración y Descripción Petrográfica de Muestras	6
2.2.3 Análisis Geoquímicos	6
2.3 FASE 3: INTERPRETACIÓN DE DATOS Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	8



<b>3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO</b>	<b>9</b>
3.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	10
<b>4. ANTECEDENTES</b>	<b>13</b>
4.1 GEOLOGÍA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS	13
4.2 ESTRATIGRAFÍA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS	16
4.2.1 Proterozoico	16
4.2.1.1 Neis de Bucaramanga (NPb)	16
4.2.1.2 Neis de San Lucas (NPsl)	16
4.2.2 Paleozoico	17
4.2.2.1 Formación La Virgen (Pzv)	17
4.2.3 Jurásico	17
4.2.3.1 Unidad Volcanoclástica de Noreán (J1-2n)	17
4.2.3.2 Granitoide de San Lucas (Jgsl)	17
4.2.4 Cretáceo	18
4.2.4.1 Formación Río Negro (K1m)	18



---

4.2.4.2	Grupo Cogollo (K1c)	18
4.2.5	Neógeno	18
4.2.5.1	Formación Zambrano-Sedimentitas de Arjona (N2Q 1z-sa)	18
4.2.6	Cuaternario	19
4.3	PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEODINÁMICA	19
<b>5.</b>	<b>GENERALIDADES DE LOS CINTURONES GRANITICOS EN COLOMBIA</b>	<b>22</b>
5.1	PLUTONISMO TRIÁSICO (248-215 Ma)	22
5.2	PLUTONISMO JURÁSICO (210-214 Ma)	23
5.3	PLUTONISMO CRETÁCEO (131-64 Ma)	24
5.4	PLUTONISMO PALEÓGENO (60-30 Ma)	24
5.5	PLUTONISMO NEÓGENO (30-0 Ma)	24
<b>6.</b>	<b>PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS (CGSL)</b>	<b>27</b>
6.1	LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS	27
6.2	CONSIDERACIONES PREVIAS	32



---

6.3	RESULTADO DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO	35
7.	<b>CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA, TIPOLOGICA Y TECTÓNICA DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS.</b>	<b>54</b>
7.1	LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS	54
7.2	CONSIDERACIONES PREVIAS	57
7.3	RESULTADOS DE ESTUDIO GEOQUÍMICO	62
8.	<b>SIGNIFICADO PETROGENÉTICO.</b>	<b>72</b>
9.	<b>IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS.</b>	<b>76</b>
	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>80</b>
	<b>RECOMENDACIONES</b>	<b>82</b>
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>83</b>



## ABREVIATURAS

Los símbolos usados fueron tomados de Kretz (1983).

Apatito.....	Ap
Augita.....	Aug
Biotita.....	Bt
Calcita.....	Cal
Circón.....	Zrn
Clinzoisita.....	Czo
Clorita.....	Chl
Cuarzo.....	Qtz
Epidota.....	Ep
Esfena.....	Spn
Feldespato potásico....	Fd-K
Hornblenda.....	Hbl
Microclina.....	Mc
Plagioclasa.....	Pl
*Opacos.....	Op
*Sericita.....	Ser

\* Estas abreviaturas son sugeridas por el autor.



## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág</b>
<b>Figura 1.</b> Aspecto del espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa <i>Shimadzu EDX 800HS</i> (localizado en las instalaciones del CDP de Joyería, en la ciudad de Bucaramanga) el cual fue utilizado en el presente estudio para determinar la composición química elemental de las rocas.	7
<b>Figura 2.</b> Esquema geológico del área de estudio. Los sectores (a manera de parches aislados) representados en colores rosa, corresponden a los afloramientos de las rocas graníticas estudiadas.	11
<b>Figura 3.</b> Esquema estructural (deformación transpresiva) de la Serranía de San Lucas y su relación con la Falla Palestina. En Navas y Páez (2006). Modificado de Barrero (2001).	20
<b>Figura 4.</b> Cinturones magmáticos Mesozoicos a Cenozoicos de los Andes Colombianos. (Modificado de Sillitoe <i>et al.</i> , 1982 y Aspden <i>et al.</i> , 1987). En Ordóñez (2003).	26
<b>Figura 5.</b> Imagen satelital con la distribución espacial de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas (señaladas en color rojo intenso).	28
<b>Figura 6a y 6b.</b> Aspecto de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. Rocas graníticas de morfologías redondeadas producto de la meteorización esferoidal, localizado en la Finca	29



La Esperanza, caserío de Chimí (Fotografía tomada por Helberg Calderón-Geólogo, UIS).

**Figura 6c y d.** Rocas graníticas encontradas en el Cerro Cabrito (Fotografía tomada por David Prada-Geólogo, UIS), y 6d. Granitoide con presencia de enclaves de distintos tamaños, localizadas en el municipio de San Martín de Loba, (Fotografía tomada por Helberg Calderón-Geólogo, UIS). 30

**Figura 7a.** Localización de las muestras estudiadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas en el área de estudio sobre la Serranía de San Lucas. 31

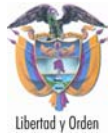
**Figura 7b.** Localización de las muestras estudiadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas en el área de estudio sobre la Cordillera Oriental 32

**Figura 8.** Clasificación Modal de las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL), según Streckeisen (1976). 35

**Figura 9.** Textura hipidiomórfica e inequigranular, se observan texturas de disequilibrio alotriomórfica, inequigranulares, con cristales subhedrales entrelazados e intercrecidos. Aumento 8X, NX. 37

**Figura 10.** En la foto a. Cuarzo anhedral e intersticial asociada a ortosa; b. Cuarzo subhedral asociado a plagioclasa y esfena. Aumento 8X y en NX. 37

**Figura 11.** En a. Cristal euhedral, tabular de plagioclasa con macla polisintética; en b. Inclusiones de epidota en un cristal euhedral de plagioclasa (textura poikilítica); en c. Las plagioclasas alteradas a sericita en contacto neto con el cuarzo y biotita; y en d. textura mirmekítica vermicular. a. y d. tienen un aumento de 10X; b. y c. tienen aumento de 80X y todas están en NX. 38



- Figura 12.** En la foto a. se aprecian cristales de ortosa intercrecidos con cuarzo, mientras que en b. la ortosa perfitica esta asociada a la plagioclasa y al cuarzo. Aumento 8X en NX. 39
- Figura 13.** Cristal subhedral de biotita con inclusiones de epidota, asociada a minerales opacos y se ve la exfoliación basal característica. a. N// y b. NX. Aumento 10X. 39
- Figura 14.** Cristal de esfena euhedral con terminación rómbica perfecta en forma de punta de flecha, asociada a la hornblenda y a los opacos. Aumento 10X. 40
- Figura 15.** En a. (N//) y en b. (NX) Cristal tabular de hornblenda completamente alterado a clorita, epidota y opacos; en la pagina siguiente las fotos c (N//) y d (NX) cristal subhedral de hornblenda con macla polisintética, alterándose a clorita. Aumento 8X. 41
- Figura 16.** En la foto a. (N//) se observa un cristal anhedral de augita y en b. (NX) se aprecia una macla polisintética. Aumento 100. 41
- Figura 17.** Textura hipidiomórfica inequigranular y variación en los tamaños de grano de los minerales presentes. Aumento 8X en NX. 42
- Figura 18.** La imagen a. Cuarzo anhedral intersticial asociado a ortosa; b. Cuarzo anhedral e intersticial. Aumento 8X, en NX. 43
- Figura 19.** En a. Plagioclasa con macla polisintética y alteración a sericita; b. Plagioclasa zonada y con alteración sectorial a sericita. 43



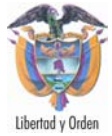
- Figura 20.** En a. Feldespato potásico con macla de Tartan (microclina); 44  
b. textura perfitica, envolviendo un cristal de esfena; y en la pagina siguiente c.  
Textura granofídica con el cuarzo. Aumento en a. y b. a 8X y en c. a 10X, en NX.
- Figura 21.** Biotita subhedral envolviendo un cristal de plagioclasa. a. N//; 45  
b. NX. Aumento 8X.
- Figura 22.** Hornblenda con macla polisintética. a. N//; b. NX. Aumento 8X. 45
- Figura 23.** Esfena subhedral junto a la plagioclasa y hornblenda. a. N//; 46  
b. NX. Aumento 8X.
- Figura 24.** Cristales de augita anhedrales dispuestas al azar. a. N//; b. NX. 46  
Aumento 8X.
- Figura 25.** Textura fanerítica alotriomórfica, con cristales de ortosa perfitica, 47  
microclina con macla de Tartan y cuarzo intersticial. Aumento 5X, en NX.
- Figura 26.** En a. Cristal de cuarzo fracturado por la inyección de material 48  
lávico mostrando una estructura en bahía. b. Cristales anhedrales de cuarzo,  
plagioclasa, biotita y feldespato embebidos en una matriz posiblemente  
caolinítica. Aumento 8X en NX.
- Figura 27.** Clasificación por linajes graníticos para las muestras del Conjunto 48  
Granitoide de San Lucas según Bowden *et al.*, (1984). Calcoalcalino tonalítico  
o trondhjemítico (CAT), calcoalcalino granodiorítico (CAG), monzonitico  
subalcalino (SAM), potásico aluminoso (ALK) y soda alcalina (ANA).



- Figura 28.** Cristales de plagioclasa típicos de los granitos de baja temperatura. White y Chappell, (2004). a y b pertenecen a monzogranitos, mientras que c y d son granodiorita. La foto a tiene aumento de 50X y b, c y d tiene aumento de 8X, todas en NX. 50
- Figura 29 a y b.** Cristales de plagioclasas típicos de granitos de alta temperatura, solo presenta macla polisintética y en ocasiones algo de alteración a sericita. White y Chappell, (2004). En monzogranitos y tiene aumento de 8X. 50
- Figura 29 c y d.** Cristales de plagioclasas típicos de granitos de alta temperatura solo presenta macla polisintética y en ocasiones algo de alteración a sericita. White y Chappell, (2004). En granodioritas y tienen aumento de 5X, en NX. 51
- Figura 30.** Muestra dos cristales de feldespato potásico: a. Textura peritítica albita dentro de ortosa, con macla de Carlsbad, presente en una granodiorita; aumentada a 5X, en NX; y b. Textura antiperitítica lámelas de ortosa dentro de un cristal de albita, en un monzogranito, aumentada a 10X, en NX. 52
- Figura 31.** Localización de las muestras estudiadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas en el área de estudio. La figura muestra la localización sobre la Serranía de San Lucas. 56
- Figura 32.** Clasificación SIAM (en alusión a los tipos S, I, A y M de granitos) de los Granitoides de White y Chapell (1983), Clarke (1992) y Whalen (1985).  $*molar Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$ . 60
- Figura 33.** Tipología de rocas graníticas y contexto geodinámico de su emplazamiento. Tomado de Winter (2001). 61



- Figura 34.** Diagrama TAS para  $\text{SiO}_2$  vs ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), según Cox et al, (1979); adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. La muestra YDE55069002 tiene un alto contenido alcalino. 65
- Figura 35.** Clasificación de las rocas graníticas de acuerdo a la composición molecular normativa, según Barker (1979). 65
- Figura 36.** Clasificación de las rocas graníticas de acuerdo a la composición molecular normativa, según LeMaitre (1979). Los campos numerados corresponden a los del diagrama QAP de Streckeisen. 66
- Figura 37.** Muestra la clasificación de las rocas según el índice de Shand. Las muestras JC55041026 y HC55072001 no aparecen en el grafica porque el valor de  $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$  es superior a 3 que es el límite propuesto por el autor. 66
- Figura 38.** Subdivisión de las rocas ígneas en series (línea), según Irvine y Baragar (1971), apoyado en el diagrama de proyección de los álcalis vs. sílice (Modificado de Rollison, 1993). La muestra YDE55069002 pertenece a la serie alcalina por su alto contenido de álcalis. 67
- Figura 39.** Diagrama discriminante de  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  propuesto por Peccerillo y Taylor (1976), para la clasificación de rocas subalcalinas. 68
- Figura 40.** Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs AN, según Irvine y Baragar (1971). Las muestras LM55004001 y LM55003001 aparecen entre el límite toleítico y calcoalcalino mostrando un enriquecimiento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  del cuerpo. 68
- Figura 41.** Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), para las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas. La muestra JC55041026 aparece en el campo toleítico debido al alto contenido de FeO (8.670). 69



- 
- Figura 42.** Irvine y Baragar (1971), subdivisión de las rocas subalcalinas. 69
- Figura 43.** Otra subdivisión de Irvine y Baragar (1971) para rocas subalcalinas. 70



## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág</b>
<b>Tabla 1.</b> Lista de muestras seleccionadas para estudios petrográficos, con su localización geográfica.	30
<b>Tabla 2.</b> Análisis modal de 500 puntos y clasificación litológica del Conjunto Granitoide de San Lucas.	36
<b>Tabla 3.</b> Clasificación de los granitos según rasgos texturales propuesto por White y Chappell, (2004); y de acuerdo a las característica de los feldespatos.	51
<b>Tabla 4.</b> Localización de las muestras seleccionadas para análisis geoquímicos.	55
<b>Tabla 5.</b> Análisis químicos de elementos mayores (% en peso), y la norma CIPW de las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas.	63
<b>Tabla 6.</b> Características tipológicas del Conjunto Granitoide de San Lucas.	71
<b>Tabla 7:</b> Principales depósitos a nivel mundial asociados a intrusiones graníticas.	79



---

## LISTA DE ANEXOS

**ANEXO 1.** Petrografía del Conjunto Granitoide de San Lucas.

**ANEXO 2.** Análisis Geoquímicos del Conjunto Granitoide de San Lucas.



## RESUMEN

**\*TITULO: ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS AREA SUROCCIDENTAL DE LA PLANCHA 55: SECTOR SAN MARTÍN DE LOBA (SUR DE BOLÍVAR) - EL BANCO (MAGDALENA). SERRANÍA DE SAN LUCAS.**

**AUTOR: SANDRA JULIANA LASSO ORDÓÑEZ\*\***

**Palabras Claves: Granito, magmatismo calco-alcalino, Conjunto Granitoide de San Lucas, Serranía de San Lucas**

En el presente trabajo se estudian las rocas ígneas plutónicas de la Serranía de San Lucas ubicadas al suroccidente de la plancha 55 del IGAC, en la cual aflora el Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL). El CGSL consiste de una serie granítica compuesta en su mayoría de monzogranitos, granodioritas subordinadas y localmente granito de feldespato alcalino y granito de facies porfíricas de zonas apicales, estos últimos no habían sido identificados en trabajos anteriores. El CGSL esta constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, hornblenda y cantidades menores de esfena, circón y apatito. Petrográficamente hay granitos de alta y baja temperatura en donde los primeros se encuentran ubicados hacia la parte sur de la franja granítica y los otros, se presentan en la parte norte y central de la franja estudiada.

Las características geoquímicas del Conjunto Granitoide de San Lucas muestran una serie calco-alcalina rica en potasio de carácter peraluminico correspondientes a granitos tipo I. Este cuerpo se formo en un ambiente tectónico orogénico de tipo arco continental en zonas de subducción de margen activa.

El evento magmático que generó el Conjunto Granitoide de San Lucas por sus relaciones de campo parecen estar relacionadas con un magmatismo Mesozoico, posiblemente de edad Jurásica; este cuerpo presenta las mismas características geoquímicas que lo reportado en trabajos anteriores para el plutonismo granítico en los Andes Colombianos, donde las rocas también son de series magmáticas calco-alcalinas y los granitos son de tipo I. Esto permite decir, que el Conjunto Granítico de San Lucas, es la continuidad hacia el norte del desarrollo del arco magmático que igualmente se reconoce en distintos sectores de la Cordillera Central, constituyentes del Cinturón Plutónico Jurásico Occidental (*Western Jurassic Plutonic Belt*).

---

\* Trabajo de investigación

\*\* Facultad de Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Ph D. Luís Carlos Mantilla Figueroa



## ABSTRACT

**\*TITLE: GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY STUDY PRELIMINARY OF THE CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS AREA SOUTHWESTERN IN THE TOPOGRAPHIC MAP 55: LOCALITY SAN MARTÍN DE LOBA (SUR DE BOLIVAR) – EL BANCO (MAGDALENA). SAN LUCAS RIDGE.**

**AUTHOR: SANDRA JULIANA LASSO ORDÓÑEZ\*\***

**Key words: Granite, petrography, geochemistry, calc-alkaline magmatism, Conjunto Granitoide de San Lucas, San Lucas Ridge.**

In this work are studied the igneous plutonic rocks of the San Lucas Ridge which are located in the topographic map 55 of the IGAC, where outcrops the Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL). The CGSL consists of granitic suites composed principally by monzogranites, granodiorites subordinate and locally potassic feldspar granite and apical zones porphyritic facies granitoid, the last one hadn't been identified in previous works. The CGSL is composed mainly of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, hornblende and subordinate sphene, zircon and apatite. It has granites of high and low temperature, where the first is southward of the granite ridge and the others are center and northward of this ridge.

The Conjunto Granitoide de San Lucas has a calc-alkaline granitic suite enriched in K with peraluminous compositions, correspondence to I type granite. This body was formed in an orogenic tectonic environment continental arc type over subduction zone in active margin because of the partial melting of the mantle edge by their own hydration.

The magmatic event that formed the Conjunto Granitoide de San Lucas, by its field relations, shows a Mesozoic magmatism and may be Jurassic age; this body has the same geochemistry characteristics that the granitic plutonism in the Colombian Andean, where the rocks are of calc-alkaline magmatic suite and I type granite too. This allows to say that the Conjunto Granitoide de San Lucas is the continuity northward of the magmatic arc, recognized in different places over the Cordillera Central, constituent of the Western Jurassic Plutonic Belt.

---

\* Investigation.

\*\* Faculty of Physico-Chemistry, School of Geology, Director: Ph D. Luis Carlos Mantilla Figueroa.

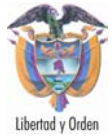


## INTRODUCCION

El presente trabajo de tesis de pregrado “Modalidad Investigación “se desarrolló en el marco del Convenio Específico de Cooperación Científica No. 004, suscrito a finales del año 2005, entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la Universidad Industrial de Santander (UIS). El objetivo principal del convenio ha sido estudiar la geología de un área de Serranía de San Lucas equivalente a unos 9.600 Km<sup>2</sup>, con el propósito de generar su mapa geológico a Escala 1:100.000 y establecer preliminarmente algunos aspectos relacionados con su evolución geológica. Esto ha permitido a varios estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS, desarrollar proyectos de grado modalidad investigación, como es el caso del presente trabajo.

La zona de estudio se encuentra ubicada hacia la parte nororiental de la Serranía de San Lucas con límites definidos por la Plancha 55, en territorios pertenecientes a los departamentos de Bolívar, Magdalena y Cesar, allí donde termina la zona montañosa de la Serranía y empiezan las ciénagas del Magdalena medio y La Depresión Momposina. El área de interés científico para este proyecto se ubica en la zona suroccidental de esta plancha en inmediaciones de los municipios San Martín de Loba (Bolívar) y El Banco (Magdalena).

El objeto de este estudio son las rocas ígneas plutónicas aflorantes conocidas con el nombre de Conjunto Granitoide de San Lucas. De ellas se intentará conocer su composición mineralógica (composición modal y normativa), sus características químicas (serie, alcalinidad, aluminicidad, etc.), entre otros rasgos petroquímicos. La necesidad de realizar este estudio parte de la falta de información acerca de la petrogénesis de estas rocas, y evidentemente el desconocimiento de su importancia metalogenética.



Las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas forman una franja con una dirección aproximada de N15E, con afloramientos cada vez más pequeños hacia el norte (a manera de Cerros aislados), debido a que estas rocas son cubiertas cada vez más por sedimentos cuaternarios de la depresión Momposina.

En su mayoría, estas rocas ígneas corresponden a granitos calcoalcalinos, peraluminicos, los cuales mineralógicamente se clasifican como monzogranitos y en menor cantidad a granodioritas. Sus rasgos petrográficos y geoquímicos, parecen indicar que su formación ha tenido lugar en un ambiente de margen continental activo, relacionado con el desarrollo de una zona de subducción.



## 1. OBJETIVOS

Para tratar de entender el origen y emplazamiento de este cuerpo ígneo plutónicos que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas, este trabajo se centró principalmente en estudiar los rasgos mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de estas rocas. En este contexto, se formularon los siguientes objetivos:

### 1.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas ígneas del Conjunto Granitoide de San Lucas, aflorante en la plancha 55, para fines de clasificar sus distintas variedades litológicas e interpretar la posible procedencia de los fundidos y su ambiente tectónico de emplazamiento.

### 1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Compilar y analizar la información bibliográfica existente sobre la Serranía de San Lucas y en especial sobre las rocas ígneas plutónicas aflorantes en la zona.
- Identificar las características mineralógicas y petrográficas del Conjunto Granitoide de San Lucas a partir del análisis macroscópico de muestras de campo recolectadas por el grupo de geólogos de la UIS y del INGEOMINAS (localizadas en la litoteca del INGEOMINAS-Bucaramanga. Campañas de campo realizadas en el año 2005); y el análisis microscópico de 17 secciones delgadas.



- Realizar el análisis geoquímico de elementos mayores para 11 muestras localizadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas, distribuidas a lo largo de la franja granítica antes mencionada.
- A partir de los datos petrográficos y geoquímicos clasificar las rocas graníticas (con base en su quimismo, composición modal y normativa), siguiendo metodologías propuestas en la bibliografía especializada.
- Establecer a la luz de los nuevos datos, un modelo geológico preliminar que sugiera la fuente de los fundidos silicatados y su ambiente tectónico de emplazamiento.

## 2. METODOLOGIA



Este trabajo de investigación no cuenta con fase precampo y campo, debido a que el muestreo fue realizado previamente por personal del INGEOMINAS y la UIS, durante las campañas de campo realizadas en el año 2005, en el marco del convenio 004, ya mencionado. Por esta razón, el presente estudio se desarrolló siguiendo básicamente las tres fases: 1) Revisión bibliográfica del área de estudio; 2) fase de laboratorio, la cual consistió en la selección, preparación y análisis petrográficos y geoquímicos de las muestras seleccionadas y; 3) interpretación de los datos y edición del informe final.

## **2.1 FASE 1: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO**

Esta actividad consistió en reunir y revisar toda la información geológica disponible (documental y gráfica) sobre el área de trabajo y realizar un análisis detallado con el fin de generar una base de datos bibliográfica.

## **2.2 FASE 2: LABORATORIO**

Esta actividad empezó con la selección de 17 muestras de granitoides obtenidas del muestreo realizado en previas expediciones a campo por investigadores de la UIS e INGEOMINAS. Las muestras fueron seleccionadas de la litoteca localizada en las instalaciones del INGEOMINAS sede Bucaramanga, en donde se almacenaron para su conservación y posteriores consultas.

### **2.2.1 Descripción Macroscópica de Muestras.**



Esta descripción se realizó utilizando una lupa biocular (Marca Stemi DV4. Zeiss), ubicado dentro de las Instalaciones de la Escuela de Geología. Las descripciones corresponden a la identificación de las diferentes características macroscópicas presentadas en la roca (color, textura, estructura, composición y clasificación).

### **2.2.2 Elaboración y Descripción Petrográfica de Muestras.**

Las secciones delgadas se realizaron en un laboratorio particular del señor Adrián Delgado Guarguati a cargo de técnicos con amplia trayectoria en éste tipo de trabajos, quienes siguieron el procedimiento conocido para tal fin. Los estudios mineralógicos, texturales y modales se realizaron utilizando un microscopio de luz transmitida marca Nikon Eclipse E200 y Nikon Alphaphot.YS2-T localizados en los laboratorios de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la UIS sede Principal y sede Guatiguará. Un total de 500 puntos fueron contados por cada sección delgada utilizando el contador de puntos PRIOR Model G, localizado igualmente en el laboratorio de Geología de la UIS-Sede Guatiguará.

### **2.2.3 Análisis Geoquímicos.**

Las principales técnicas analíticas usadas en esta investigación incluyen estudios geoquímicos de elementos mayores y menores, los cuales se llevaron a cabo en las instalaciones del Centro de Desarrollo Productivo de Joyería (CDP de Joyería), siguiendo el siguiente procedimiento:

Inicialmente, las muestras fueron trituradas y luego pulverizadas, para lograr homogenizar el material seleccionar posteriormente una porción representativa de cada una de ellas. Cada muestra fue depositada en un porta muestra desechable de polipropileno, provisto por una película polimérica de  $C_8H_{10}O_8$ . El análisis fue realizado por duplicado. El proceso fue realizado utilizando un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa *Shimadzu EDX 800 HS* (Figura 1),



compuesto por un detector en estado sólido Si (Li), la fuente de rayos X es un tubo de Rodio, un colimador de 10 mm y sin filtro. Para los elementos livianos se utilizó un canal de Na-Sc con una presión menor de 30 Pa, voltaje del tubo 15KV - 100 $\mu$ A y tiempo de transición de 100 s; mientras que para elementos pesados se utilizó una canal de Ti-U a una presión menor de 30 Pa, voltaje del tubo 50KV - 100 $\mu$ A y un tiempo de transición de 100s. La cuantificación de los elementos presentes se realizó empleando el método de los Parámetros Fundamentales (FP), mediante el software DXP-700E versión 1.00 Rel. 014.

**Figura 1.** Aspecto del espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa *Shimadzu EDX 800HS* (localizado en las instalaciones del CDP de Joyería, en la ciudad de Bucaramanga) el cual fue utilizado en el presente estudio para determinar la composición química elemental de las rocas.





### **2.3 FASE 3: INTERPRETACIÓN DE DATOS Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL**

Luego de recolectar y analizar la información geológica sobre el área de estudio, y de realizar los estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos (datos tratados con ayuda del software *Igpet 05*, disponible en la Escuela de Geología de la UIS), se integraron los datos para plantear la procedencia de los fundidos graníticos y el contexto tectónico de su emplazamiento. Finalmente se procedió a la redacción del informe final de este trabajo de investigación.



### 3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE TRABAJO

El territorio perteneciente a la Serranía de San Lucas que forma parte de la plancha 55 corresponde a las unidades fisiográficas integradas por el área sur de la depresión Momposina la región más inundable y cenagosa del país por la gran cantidad de brazos, caños, ciénagas y pantanos que forman los ríos Magdalena y Cesar, y a la unidad correspondiente a las estribaciones de la Cordillera Central conocida como la Serranía de San Lucas por ser el ramal de mayor extensión con un enclave selvático.

Se distingue en esta parte de la Depresión Momposina, la llanura aluvial actual formada por caños y arroyos que vierten sus aguas a ciénagas, y éstas a su vez al río Magdalena. Esta es un área colectora de aguas, esta conformada por mayores y menores orillares activos, playones, ciénagas y las tierras altas de la paleoplanicie conformada por terrazas terciarias de espesor, altura y drenaje variables, y por algunas colinas. Las ciénagas más importantes son Chilloa y Zapatosa ubicadas en inmediaciones del municipio del El Banco. Estas ciénagas son navegables por pequeñas embarcaciones, además son aptas para la pesca que constituye la base de la actividad económica de las poblaciones que habitan en sus alrededores (Min. Ambiente, 2002 y Enciclopedia virtual Wikipedia).

La Serranía de San Lucas se ubica en el área suroccidental de la plancha en estudio abarcando alrededor de una quinta parte de su superficie, en la partes altas se disfruta de un clima templado entre los 20 y 22°C (fuera del área del presente estudio), con elevaciones máximas de 1000 msnm. La vegetación es principalmente mésica e incluso con elementos de zonas de vida húmedas, favorecidos por el clima edáfico. En el área de la llanura aluvial el piso térmico es cálido, con temperatura media anual superior a los 24 grados centígrados, con precipitaciones que pueden llegar hasta los 2500 mm anuales con dos temporadas



secas diciembre a marzo y el menos severo veranillo de San Juan en junio-julio. La región presenta además un gradiente negativo S-N de pluviosidad y positivo de intensidad y duración del estiaje.

La población urbana, tiene como principales recursos los servicios (turismo y comercio), entre sus principales actividades económicas. Sin embargo, en la parte rural, destaca la actividad agropecuaria y especialmente la minera. Esta última, se desarrolla en la región con un alto índice de producción de oro y plata en los últimos años. Por otro lado, existen igualmente otras explotaciones menores, de materiales de construcción como agregados pétreos a partir de calizas, cherts, arenas y gravas.

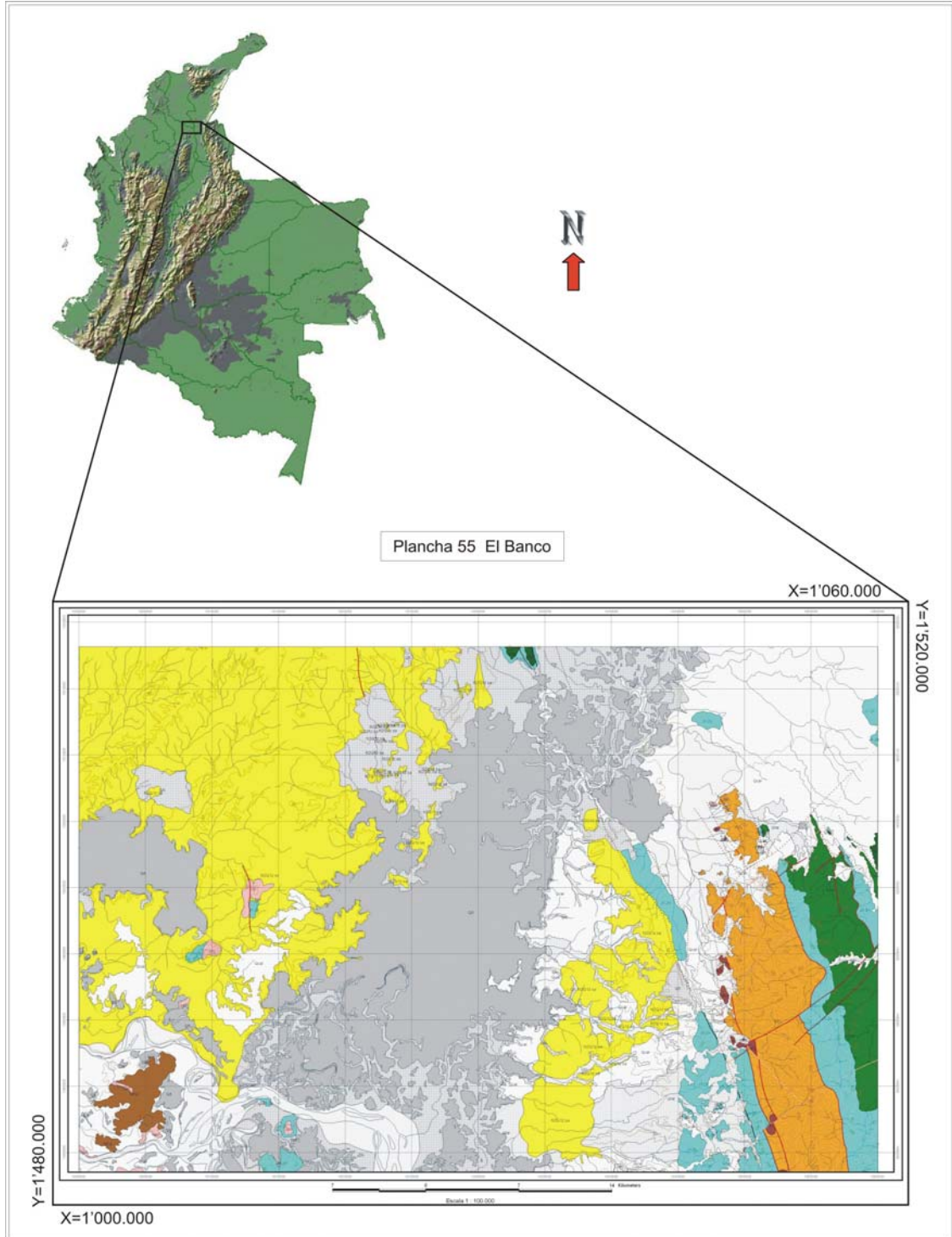
### **3.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO**

El área de la plancha 55 se encuentra localizada en los extremos centro oriental, sur y occidental de los departamentos de Bolívar, Magdalena y Cesar respectivamente. De oriente a occidente abarca las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental parte de la Serranía de Los Motilones, las Ciénagas de Zapatosa y Chilloa, el sur de la Depresión Momposina, y las estribaciones nororientales de la Cordillera Central lo que conocemos como la Serranía de San Lucas (Figura 2).

La principal vía de acceso es la Troncal Central, Bucaramanga-Santa Marta, de donde se desprende la comunicación terrestre hacia poblaciones como El Banco, Tamalameque, La Gloria, además de varios carreteables veredales. Existe el transporte fluvial por el Río Magdalena y sus brazos Morales-Simití. Estos, siguen siendo la vía estratégica en la movilización de carga y pasajeros a sitios apartados y sus afluentes que comunican la Serranía de San Lucas con los corregimientos de Papayal y Playitas, entre otros (Ministerio del Transporte, 2002).



**Figura 2.** Esquema geológico del área de estudio. Los sectores (a manera de parches aislados) representados en colores rosa, corresponden a los afloramientos de las rocas graníticas estudiadas.





Entre las poblaciones más conocidas por su actividad minera, destacan El Banco, San Martín de Loba y Barranco de Loba. Otras poblaciones localizadas en el área de la plancha 55, son Pailitas, Curumaní y Chimichagua, las cuales se encuentran ubicadas a lo largo de la troncal del Caribe sobre el departamento del Cesar.



## 4. ANTECEDENTES

### 4.1 GEOLOGÍA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS

Los trabajos geológicos realizados en la Serranía de San Lucas son muy escasos, en especial en la plancha 55, y en particular en el cuerpo plutónico granítico que es objeto de este estudio en este trabajo. A continuación se presenta un resumen de los aspectos más importantes que se han encontrado en los trabajos geológicos desarrollados en la Serranía, que van desde la cartografía y evolución tectónica hasta temas más específicos como la minería y paleontología. Solo serán reseñados aquellos trabajos que tiene relación directa con los objetivos de la presente investigación:

- De La Espriella (1960), realiza los primeros aportes sobre las mineralizaciones de hierro, yeso y oro en el municipio de Barranco de Loba, El Banco y al sur de San Martín de Loba, respectivamente. En este informe, realizado para el Servicio Geológico Nacional, también reporta la existencia de cuerpos graníticos al sur del río Magdalena que varían desde granito hasta granodiorita; compuestos principalmente por cuarzo, feldespato, biotita, augita y hornblenda, intruidos por diques basálticos con metamorfismo de contacto.
- En 1977 Kassem y Arango realizaron el Mapa Fotogeológico de la Serranía de San Lucas. Los autores reconocieron y cartografiaron complejos ígneo-metamórficos de edad Jurásica. También Identifican ambientes geológicos aptos para la explotación de minerales radiactivos y el potencial uranífero en áreas cercanas.



- Leutsh *et al.* (1980) en un informe inédito presenta los resultados de un estudio de los rasgos estructurales de La Serranía de San Lucas mediante el uso de fotos aéreas, imágenes satelitales y complementado con trabajos de campo. Como resultado del estudio el autor presenta un mapa estructural a escala 1:500.000 de la serranía, junto con un catálogo de muestras analizadas petrográficamente de las unidades reconocidas.
- Bogotá y Aluja (1981) durante la exploración de recursos minerales, como el Uranio efectuaron reconocimientos regionales, para luego publicar el primer estudio regional de la Serranía de San Lucas. Según estos autores, las rocas intrusivas que reconocieron corresponden a un evento magmático que sucedió durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Estas rocas son divididas en el Batolito Occidental cuya composición varía de diorita a cuarzomonzonita y en el Batolito de Norosí de composición diorítica a cuarzodiorítica. Estos cuerpos intruyen las rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico y en menor proporción algunas rocas metamórficas.
- Galvis y De La Espriella (1992), reconocen rocas graníticas y neises migmatíticos de edad Precámbrica, como la unidad más antigua presente en la plancha 55. Estas rocas se encuentra expuestas alrededor de las poblaciones de San Martín de Loba y Barranco de Loba.
- Clavijo (1996) en la “Memoria Explicativa de la Plancha 75” reportó cuerpos intrusivos de edad Jurásico Superior. Estos cuerpos son de composición granítica y granodiorítica, los cuales pueden ser correlacionados con las rocas observadas por Royero (1994), en la “Memoria Explicativa de la plancha 65-Tamalameque”.



- Royero (1997), definió los cuerpos intrusivos del Jurásico Superior, como granodioritas y granitos. Estos plutones afloran en la parte oriental de la plancha 65 (cerca al área de estudio de este trabajo) como apófisis del Batolito de Ocaña y Batolito de Ríonegro, y en el área occidental como parte del Batolito de Norosí. El autor menciona un evento magmático ocurrido durante el Jurásico que dio lugar a mineralizaciones encajantes de Au, Ag, Pb, Zn y Cu, las cuales están relacionadas con el Batolito de Segovia.
- Cañón *et al.* (1997), encontraron cerca de San Martín de Loba rocas principalmente ígneas plutónicas de composición granodiorítica. Los autores identificaron estas rocas como apófisis del Batolito de Norosí de edad Jurásico Superior.
- Royero y Clavijo (2000), en el mapa geológico del Departamento de Bolívar a escala 1:400.000. los autores reconocen nuevamente rocas ígneas plutónicas a las cuales han llamado por su composición mineral como Granodiorita y Granito. Estas rocas ígneas son de nuevo correlacionadas con el Batolito de Norosí coinciden con lo interpretado con algunos estudios anteriores.
- En un trabajo más reciente, INGEOMINAS – UIS (2005) reconocen nuevamente rocas ígneas plutónicas. Estas rocas, fueron interpretadas como diferentes a lo anteriormente incluido como Batolito de Norosí, razón por la cual le asignan un nombre nuevo: Conjunto Granitoide de San Lucas. Este cuerpo intrusivo es de composición intermedia con variaciones entre cuarzdiorita, granito y monzogranito y se encuentra intruyendo al Neis de San Lucas, La Formación La Virgen y La Formación Noreán.



## 4.2 ESTRATIGRAFIA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS

En la plancha 55 se reconoce un registro de rocas que van desde el Proterozoico Superior hasta el Cuaternario, representadas en materiales sedimentarios, volcanoclásticos, ígneos plutónicos y subvolcánicos; y metamórficos. Este registro de rocas, según INGEOMINAS-UIS (2005), ha sido dividido, según afinidad litológica, en las unidades estratigráficas abajo descritas.

Una descripción más detallada de las unidades litoestratigráficas de la plancha en estudio, se reporta en la memoria de la plancha geológica 55 y 64 INGEOMINAS-UIS, (2005).

### 4.2.1 Proterozoico

#### 4.2.1.1 Neis de Bucaramanga (NPb)

Esta unidad consiste principalmente de paraneis pelítico, semipelítico y arenáceo; se presentan cantidades subordinadas de Neis hornbléndico y anfibolita (Ward *et al.*, 1973). Esta unidad se encuentra principalmente en las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental.

#### 4.2.1.2 Neis de San Lucas (NPsl)

El Neis de San Lucas aflora formando una franja irregular en el extremo suroccidental de la Plancha 55. La unidad está conformada composicionalmente por neises cuarzofeldespáticos, anfibólicos y biotíticos de facies anfibolita-granulita. Esta unidad fue definida por Royero (1994), como rocas metamórficas de alto grado reportada en la “Memoria Explicativa de la Plancha 65 - Tamalameque”. La unidad esta intruida por cuerpos granodioríticos ahora conocidos como el Conjunto Granitoide de San Lucas.

### 4.2.2 Paleozoico



#### **4.2.2.1 Formación La Virgen (Pzv)**

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por Royero (1994) como una sucesión de rocas metasedimentarias. INGEOMINAS-UIS (2005) caracterizan esta formación por los cerros alargados y disectados con pendientes altas y moderadas en donde afloran rocas metasedimentarias producto de un metamorfismo regional de muy bajo grado. Esta unidad al parecer se restringe solo a las estribaciones de la Cordillera Oriental.

#### **4.2.3 Jurásico**

##### **4.2.3.1 Formación Volcanoclástica de Noreán (J1-2n)**

Unidad propuesta y definida por Clavijo (1996), para designar una potente sucesión de rocas volcanosedimentarias constituida por una alternancia de tobas cristalinas y líticas, arenitas y lodolitas tobáceas, lavas dacíticas, andesíticas y riolíticas. Esta formación aflora predominantemente en el lado oriental, mientras que al occidente de la plancha, está limitada a pequeños cerros aislados, algunos en contacto con el Conjunto Granitoide de San Lucas.

##### **4.2.3.2 Conjunto Granitoide de San Lucas (Jgsl)**

Tal como se mencionó anteriormente, el nombre de esta unidad fue propuesto por Ingeominas-UIS en las Memorias Geológicas Preliminares de la Planchas 55 y 64 (INGEOMINAS-UIS, 2005) para designar un conjunto de rocas ígneas plutónicas de composición granítica que afloran al Noreste y Oeste de la plancha 55, intruyendo rocas de la Formación La Virgen, Formación Noreán y el Neis de San Lucas. Estos cuerpos ígneos se caracterizan por formar cerros redondeados con meteorización esferoidal, de composición granodiorítica gris a gris rosada, con textura fanerítica, de grano medio a grueso, constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita.



## 4.2.4 Cretácico

### 4.2.4.1 Formación Río Negro (K1rn)

Consta de una secuencia de areniscas de grano grueso cuarzosas, arenisca conglomerática y conglomerados básicos. La unidad aflora hacia el oriente, haciendo parte de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental, formando dos fajas de dirección NNW-SSE.

### 4.2.4.2 Grupo Cogollo (K1c)

Son secuencias sedimentarias que constan de calizas, calizas arenosas y areniscas calcáreas en su parte superior, en la parte inferior esta formada por calizas, arcillolitas y areniscas interpuestas. Los afloramientos de esta unidad en el área de la plancha 55 son escasos y se limitan al Cerro de Chimichagua.

## 4.2.5 Neógeno

### 4.2.5.1 Formación Zambrano- Sedimentitas de Arjona (N2Q 1z-sa)

Este nombre compuesto fue acuñado por Ingeominas-UIS (2005) para definir informalmente esta unidad ante la escasez de afloramientos, la dificultad de establecer un límite entre ellas y la presencia de litologías comunes a ambas. Estos sedimentos de carácter fluviolagunar aparecen discordantes sobre la secuencia Jurásica-Cretácica de la plancha 55 y se extiende en el área que cubren los municipios de El Banco y Chimichagua.

## 4.2.6 Cuaternario

Debido a la abundancia de drenajes y a la gran ciénaga de Zapatosa que se encuentra en la plancha 55. La región presenta una cantidad de depósitos cuaternarios muy variados, entre ellos es posible encontrar abanicos aluviales y terrazas (QCal), llanuras de inundación (Qfal), depósitos fluviolacustres (Qfl) y depósitos de canal (Qfc).



### 4.3 PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEODINÁMICA

El territorio que conforma La Serranía de San Lucas hace parte de un relieve emergido del basamento de la Cordillera Central, durante la terminación transpresiva del sistema de Falla Palestina, ocurrida en su fase principal durante el Jurásico Tardío (Barrero, 2001).

La fase de acreción del bloque Panamá – Choco, que empezó durante el Eoceno, actualmente continúa activo y condiciona los actuales mecanismos de deformación en todo el territorio propuesto por Orozco y Osorio (2004). Estos mecanismos de deformación se particionan y además de ser progresivos, aparecen de manera diferencial produciendo complicadas relaciones de reactivación en los sistemas Pre-Eoceno e intensos mecanismos de deformación reciente de tipo transpresivo y transtensivo controlado por grandes fallas transversales NE a las cordilleras principalmente de tipo transcurrente.

Osorio *et al.*, (2004), sugiere que la Serranía de San Lucas en el proceso actual representa un bloque aislado desprendido cinemáticamente del sistema maestro de Palestina, que se desplaza en dirección NEE controlado en sus límites por fallas transcurrentes mayores, como la Falla Espíritu Santo al norte y la Falla Cimitarra al sur, ambas de carácter dextral principalmente (Figura 3). En este proceso la velocidad diferencial entre estas fallas mayores genera al interior del bloque, deformaciones asociadas a rotaciones de bloques menores en un claro sistema de cizalla simple. De esta manera, sobresalen estructuras dextrales que al interior particionan el sistema deformativo controlando específicamente zonas de influencia más pequeñas. En este proceso es posible entonces encontrar zonas donde los campos de esfuerzo local cambian desde transcurrencia a transpresión o transtensión, induciendo características deformativas particulares.

**Figura 3.** Esquema estructural (deformación transpresiva) de la Serranía de San Lucas y su relación con la Falla Palestina. En Navas y Páez (2006). Modificado de Barrero (2001).



Por otro lado haciendo un análisis más detallado INGEOMINAS – UIS (2005), se propone para esta región dos eventos de deformación asociados a sistemas de fallas mayores presentes en la zona como son Bucaramanga-Santa Marta y Espíritu Santo. La primera fase deformativa está relacionada a la actividad de la falla de Bucaramanga–Santamarta, en donde de una forma asimétrica distribuye las diferentes fases deformativas desde alto grado al occidente cerca de la falla



principal, hasta sistemas de cizalla cataclástica que pasan a fracturas y pliegues menores en rocas más al occidente.

Sobrepuesto estructuralmente al sistema deformativo de la Falla Bucaramanga – Santa Marta, se encuentra un sistema de falla de dirección NE que corresponde a la terminación en relevo a la izquierda de la falla dextral de Espíritu Santo, el cual corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE, INGEOMINAS – UIS (2005).

La geometría de este sistema penetrativo NE tiene las siguientes características: a) fallas mayores controladoras de la deformación en dirección NE (entre 30 a 80 grados de azimut); b) estructuras conjugadas de penetración de dirección NW-SE de tipo sinistral; c) fallas ortogonales al sistema conjugado que desplazan bloques en dirección E, permitiendo el avance del sistema; d) rampas de cabalgamiento por despegue de las unidades Jurásicas de vergencia W; e) neoformación del sistema Bucaramanga – Santa Marta.



## 5. GENERALIDADES DE LOS CINTURONES GRANITICOS EN COLOMBIA

El plutonismo granítico en los Andes Colombianos pertenece a series magmáticas calco-alcálinas y consiste en granitos tipo I definidos por Chappell y White (1974), y a la serie de la magnetita propuesta por Ishihara (1977) (Aspden *et al.*, 1987). Las edades isotópicas para los plutones graníticos en los Andes Colombianos comprendidas por McCourt *et al.* (1984) y Aspden *et al.* (1987) sugiere que la actividad plutónica en los Andes Colombianos ha continuado en los últimos 250 Ma.

En este periodo los eventos plutónicos en los Andes Colombianos fueron descritos de acuerdo a McCourt *et al.* (1984) y Aspden *et al.* (1987). Sin embargo la edad de los diferentes episodios plutónicos han sido actualizadas teniendo en cuenta nuevas edades geocronológicas y algunas edades no consideradas por estos autores. De acuerdo con lo anterior, los cinco episodios de plutonismo granítico pueden ser reconocidos desde el Triásico al Neógeno. Así, tres episodios plutónicos reconocidos durante el Mesozoico, y dos durante el Cenozoico.

### 5.1 PLUTONISMO TRIÁSICO (248-215 MA)

Está restringido al flanco occidental de la Cordillera Central, al este de la Falla de Romeral (Figura 4). El rango composicional va desde diorita, monzonita a tonalita (Álvarez 1983). Aunque este magmatismo no está bien definido en términos de datos isotópicos, relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales son altamente variables. Así el Batolito de Santa Bárbara ha dado relaciones iniciales alrededor de 0.7047 sugiriendo una fuente derivada del manto (Brook 1984). En contraste las Tonalitas de Puquí calco-alcálinas que contienen granate tiene relaciones iniciales alrededor



de 0.70748 y su origen ha sido interpretado como un magma derivado del manto contaminado con material cortical (Ordóñez y Pimentel 2002).

## 5.2 PLUTONISMO JURÁSICO (210-214 MA)

Este es el episodio plutónico más extenso en los Andes Colombianos. El Plutonismo Jurásico formó dos cinturones: un Cinturón Plutónico Jurásico Oriental (Eastern Jurassic Plutonic Belt EJPB) en la Cordillera Oriental, expuesto a lo largo del flanco occidental y el Macizo de Santander, y un Cinturón Plutónico Jurásico Occidental (Western Jurassic Plutonic Belt WJPB) a lo largo de la margen occidental de la Cordillera Central, que se extiende hacia el norte dentro del Macizo de Santa Marta (Figura 4).

El EJPB registra el Magmatismo Jurásico más temprano en los Andes Colombianos, entre 210 y 172 Ma. Los plutones graníticos de estos cinturones son principalmente cuarzomonzonitas calco-alcalinas, granodioritas, tonalitas y granitos (Goldsmith *et al.*, 1971; Irving 1975; Dorr *et al.*, 1995). Sin embargo, los datos isotópicos Rb/Sr y Sm/Nd aun no han sido reportados, y los datos geoquímicos son escasos.

El WJPB abarca los plutones graníticos intruidos durante el principal evento magmático Jurásico entre 183 y 142 Ma (Aspden *et al.*, 1987). Los plutones son tonalitas que contienen hornblenda y granodioritas (Álvarez 1983). Aunque pocos estudios geoquímicos se han realizado, probablemente muchos plutones fueron derivados a partir de una fuente primaria, esto fue interpretado para el enorme Batolito de Ibagué (Aspden *et al.*, 1987), en el cual las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  van entre 0.7034 y 0.7038 (Brook 1984).



### 5.3 PLUTONISMO CRETÁCEO (131-64 MA)

Este evento magmático está registrado principalmente en el sector norte de la Cordillera Central al este del WJPB. Los intrusivos Cretácicos son dioritas, cuarzo-dioritas y tonalitas (Aspden *et al.*, 1987). Geoquímica isotópica realizada por Ordóñez *et al.* (2001), en varios intrusivos Cretácicos, principalmente en los Batolitos de Antioquia y Sonson dieron bajas relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  alrededor de 0.7045. Estas características han sido interpretadas como el reflejo parental derivado del manto que dio lugar a la mayoría de plutones Cretácicos (Ordóñez *et al.*, 2001).

### 5.4 PLUTONISMO PALEÓGENO (60-30 MA)

Este evento magmático está restringido a la margen occidental de la Cordillera Occidental, norte de 5°N y extendiéndose dentro de Panamá (Aspden *et al.*, 1987). Sin embargo el plutonismo Paleógeno también aparece en la Cordillera Central y en el Macizo de Santa Marta. La composición de este cinturón magmático es principalmente tonalítico a granodiorítico (Álvarez, 1983).

### 5.5 PLUTONISMO NEÓGENO (30-0 MA)

Este episodio está expuesto a través del flanco oriental de la Cordillera Occidental. Plutones menores aparecen en el flanco occidental de la Cordillera Central. La composición de estos batolitos es de diorita a cuarzo-diorita. Hoy en día la actividad volcánica calco-alcalina (Marriner y Millward, 1984) a lo largo de la Cordillera Central es la expresión de este episodio magmático terciario (Aspden *et al.*, 1987).



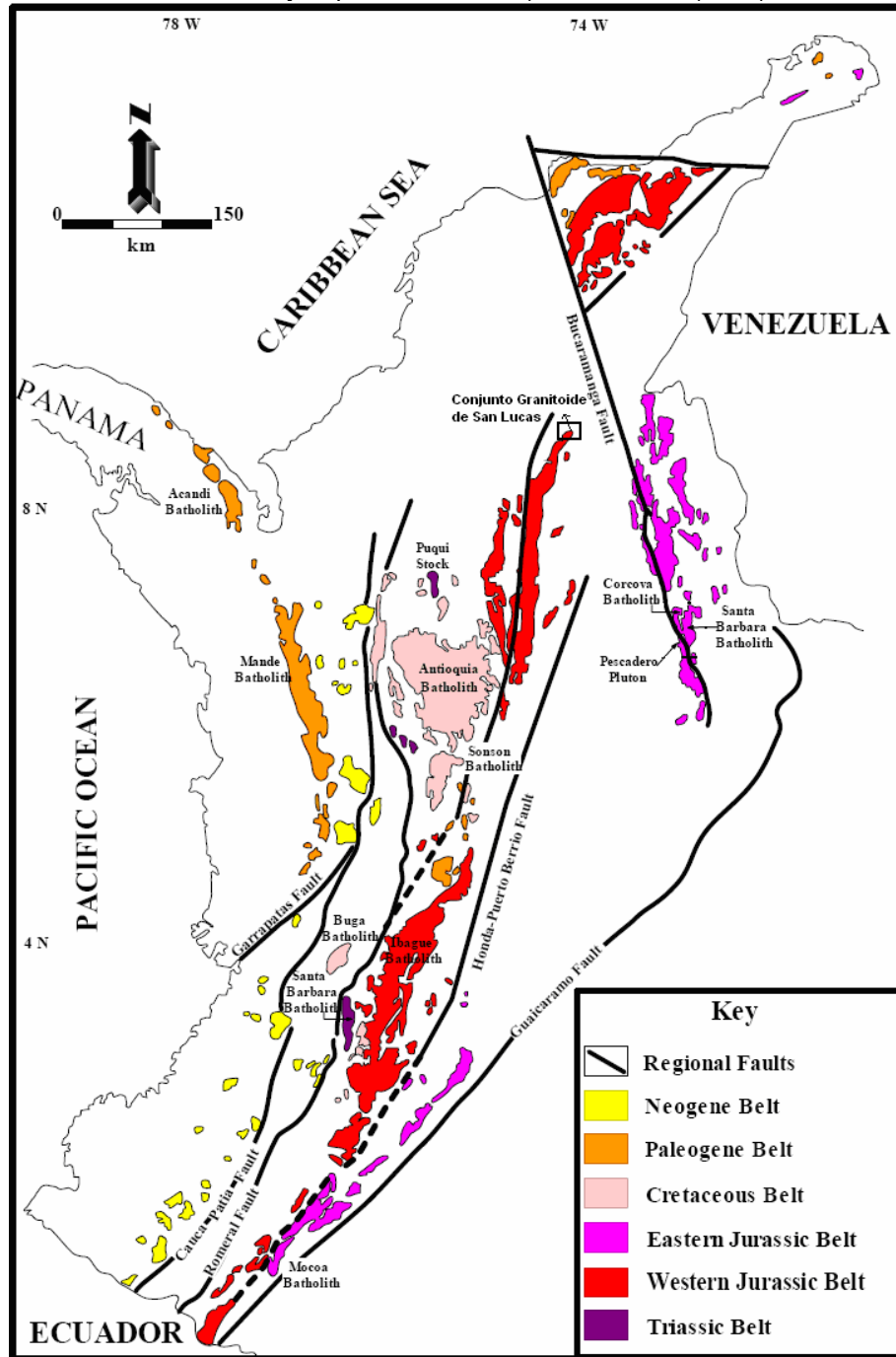
El magmatismo Mesozoico-Cenozoico en los Andes Colombianos muestra un modelo de migración general hacia el oeste, con migración local hacia el este dentro de cada cinturón magmático (Toussaint y Restrepo 1982; Aspden *et al.*, 1987). Consecuentemente los cinturones magmáticos Colombianos más jóvenes están al oeste (Figura 4). Recíprocamente, en el centro y al sur de los Andes Suramericanos en Perú y Chile, se observa un modelo de migración al este. Los cambios abruptos en el occidente han sido interpretados como consecuencia de la acreción de terrenos oceánicos al oeste de la Falla de Romeral (Toussaint y Restrepo, 1982; McCourt *et al.*, 1984; Aspden *et al.*, 1987). Así, la colisión de terrenos oceánicos a la Cordillera Central en el límite Jurásico – Cretáceo hizo saltar la zona de subducción Jurásica más al oeste, y subsecuentemente movió el arco magmático al oeste durante el Cretácico. La recién formada zona de subducción Cretácica fue estable hasta el límite Cretácico – Paleógeno, cuando la acreción de terrenos oceánicos al límite entre La Cordillera Occidental – Costa Pacífica causó que la zona de subducción saltará nuevamente la este, resultando en la formación del cinturón magmático Paleógeno más occidental.

Desde el Paleógeno, el magmatismo fue movido progresivamente al oeste, aumentando el cinturón magmático Neógeno, y culminando con la presente actividad volcánica a lo largo del eje de La Cordillera Central. Esta migración hacia el oeste esta relacionada a una zona de subducción más estable (Toussaint y Restrepo 1982; Aspden *et al.*, 1987). De acuerdo a lo anterior los cinturones magmáticos de los Andes Colombianos fueron emplazados *in situ*, relacionado con la distribución geográfica actual.

En general, la mayoría de los cinturones magmáticos han sido pobremente estudiados y el magmatismo de la Serranía de San Lucas no es la excepción, además la falta de estudios geoquímicos es evidente; por lo tanto, los modelos propuestos por los investigadores citados arriba para explicar el magmatismo de

los Andes Colombianos ofrece poca información para explicar el magmatismo de la Serranía de San Lucas.

**Figura 4.** Cinturones magmáticos Mesozoicos a Cenozoicos de los Andes Colombianos. (Modificado de Sillitoe *et al.*, 1982 y Aspden *et al.*, 1987). En Ordóñez (2003).





## 6. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS (CGSL).

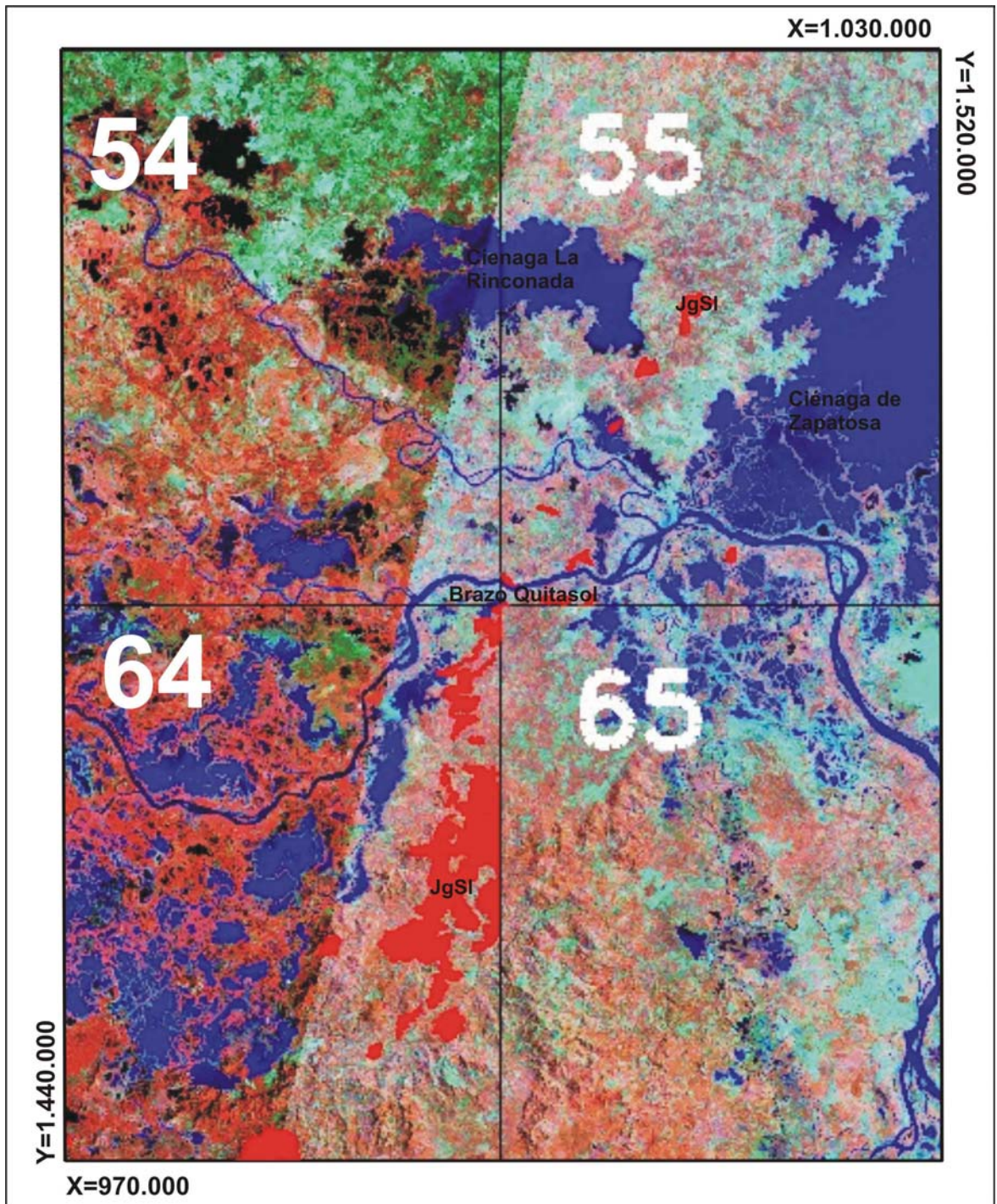
Este trabajo incorpora la información obtenida en campo por INGEOMINAS-UIS (2005) y presenta los resultados de un estudio que combina geología, petrografía y química de minerales. Los datos recolectados para el Conjunto Granitoide de San Lucas, son esencialmente utilizados con el propósito de identificar las distintas variedades litológicas que lo conforman para de esta manera tipificarlo dentro de los esquemas conceptuales de clasificación de granitoides, dilucidar los procesos petrológicos que vinculan las diferentes variedades que constituyen el granito, y acotar los posibles procesos y materiales involucrados en el origen del magmatismo del CGSL. Por otro lado observando la disposición que presenta el plutón, a manera de Cerros aislados y en forma discontinua nos lleva a pensar que estos pueden ser cuerpos diferentes o que pueden formar parte una misma unidad, esta es otra de las incógnitas que trataremos de resolver a lo largo de este capítulo.

### 6.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

Toda el área que se seleccionó inicialmente para el presente estudio, abarca aproximadamente 2400 Km<sup>2</sup> (área total de la plancha 55), aunque el sector donde afloran las rocas ígneas objeto del presente estudio, no sobrepasa el 5% del área total de la plancha. En general, la plancha incluye áreas de los departamentos de Bolívar, Magdalena y Cesar. Fisiográficamente el Conjunto Granitoide de San Lucas es un cuerpo elongado en dirección noreste, casi perpendicular a las estructuras regionales de este sector de La Cordillera Central y se extiende dentro de las Planchas 64 (Bolívar) y 55 (El Banco, Magdalena) (Figura 5).



**Figura 5.** Imagen satelital con la distribución espacial de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas (señaladas en color rojo intenso).





Se presenta como cerros aislados y redondeados, son rocas de color blanco grisáceo a rosa salmón, compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y como minerales máficos la biotita, hornblenda y en menor proporción augita; se encuentra pocos afloramientos en buen estado dentro de un ambiente de meteorización tropical como es el de La Serranía de San Lucas, lo que hizo difícil la recolección de muestras frescas, para esto los mejores afloramientos aparecen en El Cerro Botillero, El Cerro Cabrito, en los alrededores de los municipios San Martín de Loba y El Banco (Figura 6); y cerca a estos lugares se encuentran localizadas las muestras estudiadas. (Figura 7, Tabla 1). La selección de las muestras para análisis petrográficos se realizó de forma sistemática de modo que los cuerpos que conforman el plutón quedaran bien muestreados; de esta manera se seleccionaron 16 muestras de roca relativamente fresca para análisis en sección delgada.

**Figura 6.** Aspecto de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. a. y b. Rocas graníticas de morfologías redondeadas producto de la meteorización esferoidal, localizado en la Finca La Esperanza, caserío de Chimí (Fotografía tomada por Helberg Calderón-Geólogo, UIS); En la pagina siguiente la foto c. Rocas graníticas encontradas en el Cerro Cabrito (Fotografía tomada por David Prada-Geólogo, UIS), y d. Granitoide con presencia de enclaves de distintos tamaños, localizadas en el municipio de San Martín de Loba, (Fotografía tomada por Helberg Calderón-Geólogo, UIS).



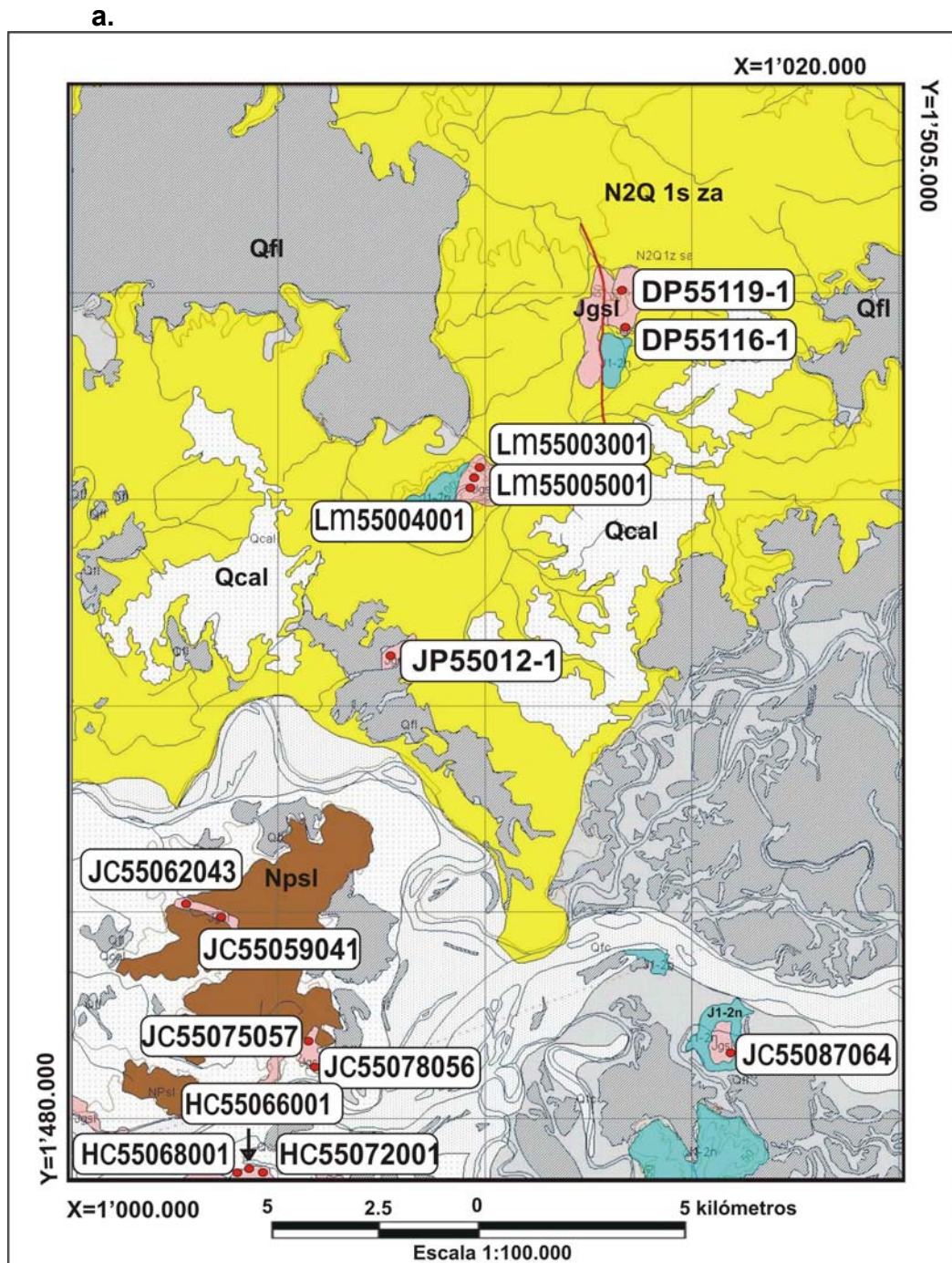


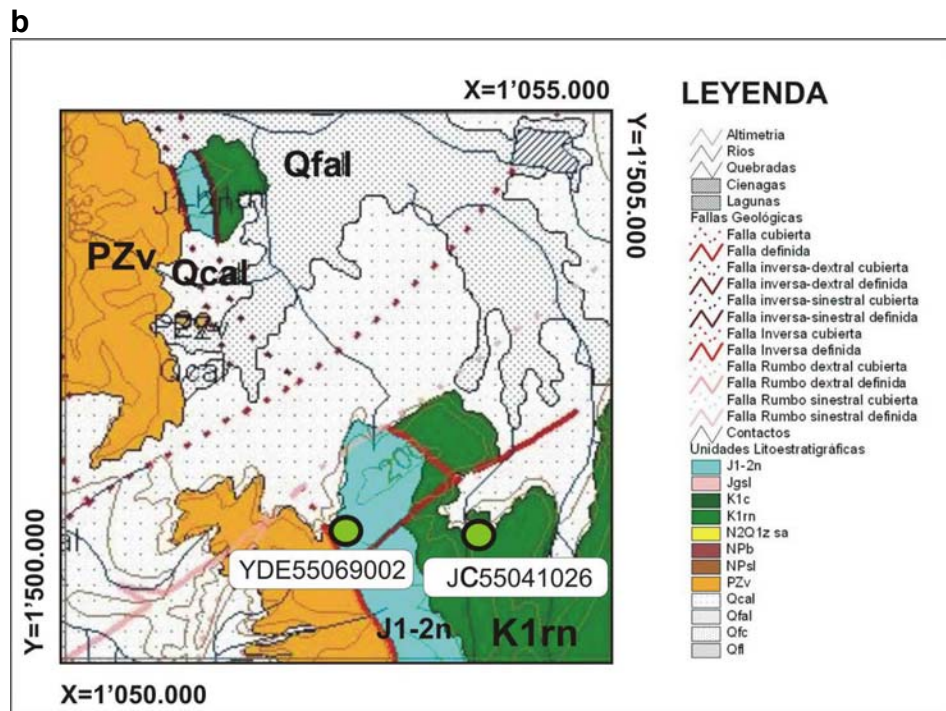
**Tabla 1.** Lista de muestras seleccionadas para estudios petrográficos, con su localización geográfica.

<b>Muestra</b>	<b>Localización</b>	<b>Municipio</b>	<b>Departamento</b>	<b>Plancha</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
<b>LM55003-1</b>	Cerro Botillero	El Banco	Magdalena	55-III-A	1497612	1010141
<b>LM55004-1</b>	Cerro Botillero	El Banco	Magdalena	55-III-A	1497471	1010024
<b>HC55072-1</b>	Cerro de Federico	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1480577	1004572
<b>JP55012-1</b>		El Banco	Magdalena	55-III-A	1493051	1007767
<b>DP55116-1</b>	Cerro Cabrito	El Banco	Magdalena	55-I-C	1501114	1013502
<b>JC55087064</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-D	1483425	1015902
<b>JC55059041</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1486756	1003656
<b>JC55075057</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1483871	1005764
<b>JC55076058</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1483380	1005725
<b>JC55041026</b>		Curumaní	Cesar	55-II-D	1503238	1053502
<b>JC55062043</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1487221	1002781
<b>HC55066-1</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1480470	1004183
<b>HC55068-1</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1480506	1004385
<b>LM55005-1</b>	Cerro Botillero	El Banco	Magdalena	55-III-A	1497421	1009930
<b>YDE55069</b>	Vereda La Oliva	Curumaní	Cesar	55-II-D	1503241	1052196
<b>DP55119-1</b>	Cerro Cabrito	El Banco	Magdalena	55-I-C	1501589	1013219



**Figura 7.** Localización de las muestras estudiadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas en el área de estudio. La figura a. muestra la localización sobre la Serranía de San Lucas. La figura b. sobre la Cordillera Oriental. La base cartográfica geológica es tomada del informe preliminar INGEOMINAS-UIS (2005).





## 6.2 CONSIDERACIONES PREVIAS

Los granitoides son rocas ígneas granulares que generalmente contienen cuarzo y dos feldespatos. Es posible encontrar una gran diversidad de granitoides debido a la variedad de su origen, fuente, evolución y a la posibilidad de emplazamiento en diferentes niveles estructurales bajo diferentes regímenes tectónicos, en distintos ambientes geodinámicos (Barbarín *et al.*, 1999).

La clasificación petrográfica de las rocas ígneas estudiadas se realizó con base en las propuestas de diferentes autores empezando por Streckeisen (1976), la cual es una clasificación que se fundamenta en su composición modal, que se determina mediante el conteo de los minerales presentes. En nuestros análisis, se hizo un conteo de 500 puntos por sección delgada.



Una vez hecha la clasificación de las rocas estudiadas con base en el análisis modal, éstas se clasificaron utilizando la metodología propuesta por Bowden *et al.*, (1984) quienes distinguieron cinco linajes graníticos aprovechando la versatilidad del diagrama triangular QAP de Streckeisen (1976). Estos linajes corresponden a poblaciones de granitos que presentan características similares y fueron divididos así: calco alcalino tonalítico o trondhjemítico (CAT), calco alcalino granodiorítico (CAG), monzonítico subalcalino (SAM), potásico aluminoso (ALK) y soda alcalina (ANA).

Por otro lado, los granitos se suelen clasificar igualmente con base en sus rasgos texturales definidos por White y Chappell (2004) tal como lo sugirieron estos autores en los estudios petrológicos realizados en el Cinturón Plegado Lachlan en Australia. Según este criterio, se diferencian dos grupos de granitos tipo I: aquellos formados en temperaturas altas y los que cristalizaron a temperaturas más bajas. La distinción petrográfica más clara entre granitos de alta y baja temperatura es observada en los cristales de plagioclasa. En los granitos de baja temperatura estos cristales son siempre zonados y comúnmente tienen núcleos corroídos, que pueden ser tan cálcicos como  $An_{80}$ . La composición de los núcleos es bastante uniforme en comparación con la composición de la parte más externa, la cual muestra zonas normales y oscilatorias de ancho variable. En los granitos de alta temperatura los cristales de plagioclasa están generalmente mejor formados con una composición uniforme, además están ausentes los núcleos corroídos que se observan en los granitos de baja temperatura. Estas diferencias son debidas al hecho de que la homogenización de la plagioclasa procede muy lentamente a bajas temperaturas magmáticas.

Otra forma de clasificar las rocas graníticas, se fundamente en la textura de los feldespatos, ya sea o no que hayan cristalizado bajo condiciones de baja presión relativamente seca o en condiciones de mayor presión y húmedas. Los granitos



que contienen solo cristales de feldespato pueden presentar textura perfitica y se denominan granitos hipersolvus (granitos de alta temperatura). Contrariamente, aquellos granitos que presentan cristales separados de albita y feldespato potásico (aunque estos desarrollen perfitas durante el enfriamiento) se denominan granitos subsolvus. Estos últimos se presentan cuando el contenido de agua es alto. Este esquema de clasificación es útil para distinguir entre granitos que cristalizaron a altas y bajas presiones (Mantilla, 2003).

Existen otras clasificaciones petrográficas, por ejemplo, aquellas que utilizan la morfología de los zircones (Pupin, 1980). Según esta clasificación, se diferencian: granitos de origen cortical o principalmente cortical [granitos aluminosos y (sub) autóctonos]; granitos de origen mixto (cortical + mantélico) o granitos híbridos (granitos de series calcoalcalina y subalcalina) y granitos de origen mantélico o principalmente mantélico (granitos de series alcalina y toleítica).

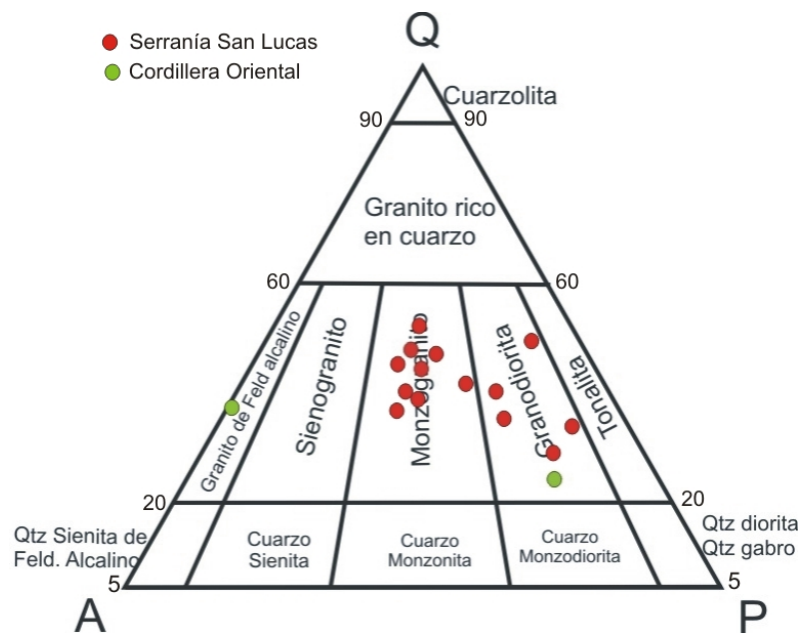
La clasificación propuesta por Ishihara (1977), conocida como serie ilmenita – magnetita, divide los granitos en dos clases basado en su contenido de minerales opacos que designó como granitos de serie magnetita y granitos de serie ilmenita. Los óxidos (opacos) son controlados por la fugacidad del oxígeno del magma cristalizante, los granitos de serie magnetita son afectados por la oxidación y los granitos de serie ilmenita por la reducción. Ishihara consideró que los granitos de serie ilmenita son reducidos como resultado de una incorporación de material grafitico de la región fuente dentro del magma cristalizante, sugiriendo que eran equivalentes a los granitos tipo S de Chappell y White (1974). En este sentido, los granitos de serie magnetita corresponderían a los granitos de tipo I.

En éste trabajo, por razones de disponibilidad de datos, entre todas las clasificaciones anteriormente señaladas, se utilizaron aquellas propuestas en los trabajos de Streckeisen (1976), Bowden *et al.*, (1984) y White y Chappell (2004),

### 6.3 RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO

La clasificación de las rocas inicialmente se realizó con base su contenido mineralógico (análisis modal), utilizando la propuesta de Streckeisen (1976). Esto, permitió identificar básicamente cuatro variedades o cuatro tipos de rocas ígneas intrusivas: los monzogranitos, las granodioritas, los granitos de feldespato alcalino y un granito de facies porfirítica de zonas apicales (Figura 8, Tabla 2).

**Figura 8.** Clasificación Modal de las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL), según Streckeisen (1976).



A continuación se presenta una descripción detallada de los rasgos texturales y composicionales de cada una de estas variedades y se resaltan las diferencias que existen entre ellas. También se presenta un valor promedio de cada uno de los minerales presentes en las diferentes variedades.



**Tabla 2.** Análisis modal de 500 puntos y clasificación litológica del Conjunto Granitoide de San Lucas. Abreviaturas tomadas de Kretz (1983).

Muestra	Qtz	Pl	Fd-K	Bt	Hbl	Aug	Spn	Zrn	Ep	Op	Czo	Ap	Nombre de la roca
LM55003-1	30.2	22.2	23.4	11.8			1.8	0.6	3.6	4.2	1.4	0.8	Monzogranito
LM55004-1	24.2	18.6	20.4	12.2	3.2	4.2	2.2	1.4	3.8	7.6		2.2	Monzogranito
HC55072-1	27.0	21.0	16.2	20.6				2.6		9.2	0.4	3.0	Monzogranito
JP55012-1	22.8	20.8	23.2	12.1				0.8	5.6	3.6	9.7	1.4	Monzogranito
DP55116-1	33.4	24.8	29.2	4.8				0.2	3.2	2.8	1.2	0.4	Monzogranito
JC55087064	37.8	22.8	26.8	3.2				0.4	2.6	3.8	2.0	0.6	Monzogranito
JC55059041	26.4	23.6	22.8	4.0	9.2		4.6	0.6	2.0	6.2		0.6	Monzogranito
JC55075057	25.8	25.6	14.4	14.4	6.6		5.4	0.2	0.8	5.6		1.2	Monzogranito
JC55076058	27.8	14.2	12.6	18.0		4.4	5.2	0.4	3.4	10.8		3.2	Monzogranito
*JC55041026	7.8	27.4	8.1					0.4		12.6		2.2	Granodiorita
JC55062043	21.6	37.8	7.8		9.2		8.8	1.2	5.4	7.6		0.6	Granodiorita
HC55066-1	18.6	25.4	8.6	11.4	13.6	1.0	2.0	0.8	2.2	10.6	0.6	5.2	Granodiorita
HC55068-1	26.0	31.4	16.0	13.0	5.6		0.2	0.2	2.2	4.8		0.6	Granodiorita
LM55005-1	29.8	32.0	11.4	15.4			2.6	1.0	3.0	2.2	2.2	0.4	Granodiorita
*YDE55069	34.6		58.8						2.6			4.0	Granito Fd-K
DP55119-1	28.2	19.6	22.8	17.2				0.2		11.6		0.4	GFPZA

Qtz: Cuarzo

Pl: Plagioclasa

Fd-K: Feldespato potásico

Bt: Biotita.

Hbl: Hornblenda

Aug: Augita

Spn: Esfena

Zrn: Circón

Ep: Epidota

Op: Opacos

Czo: clinozoisita

Ap: Apatito

GFPZA: Granito de facies porfíricas de zonas apicales.

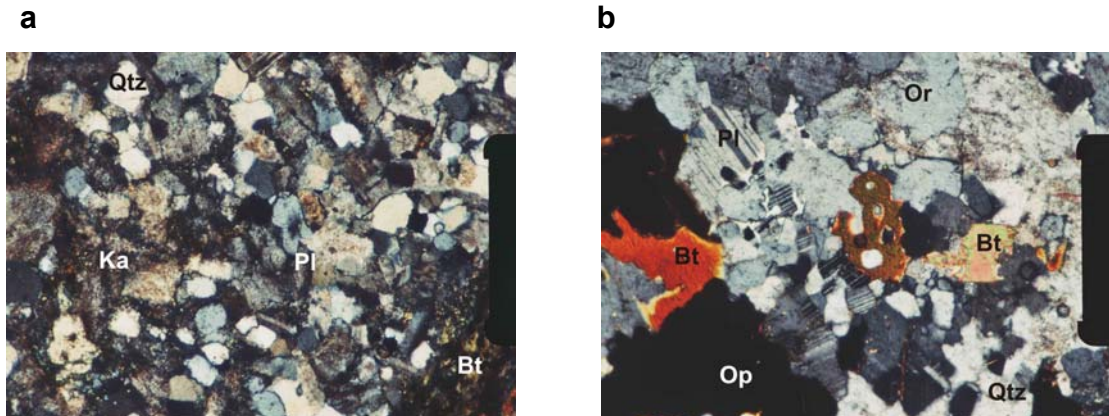
\*: Muestras ubicadas en la Cordillera Oriental.

Los monzogranitos poseen textura fanerítica, alotriomórfica e inequigranular (Figura 9), el tamaño de grano en los minerales va desde megacrístales de feldespatos (3 cm.), hasta accesorios inferiores al milímetro, pasando por agregados granulares de cuarzo-feldespáticos de entre 0.5 y 1.5 milímetros. Los monzogranitos están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, minerales opacos, hornblenda, esfena, augita, epidota, clinozoisita, circón y apatito.

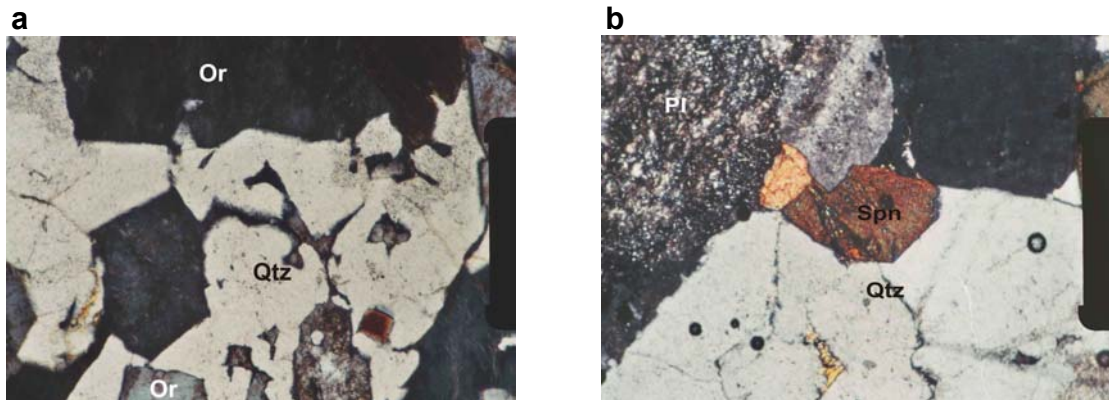
CUARZO (28.37%) se presenta con mayor frecuencia como individuos o cristales subhedrales a anhedrales, con extinción ondulosa y en ocasiones presenta

inclusiones de epidota de forma aleatoria sobre las caras de los cristales. (Figura 10).

**Figura 9.** Textura hipidiomórfica e inequigranular, se observan texturas de desequilibrio alotriomórfica, inequigranulares, con cristales subhedrales entrelazados e intercrecidos. Aumento 8X, NX.

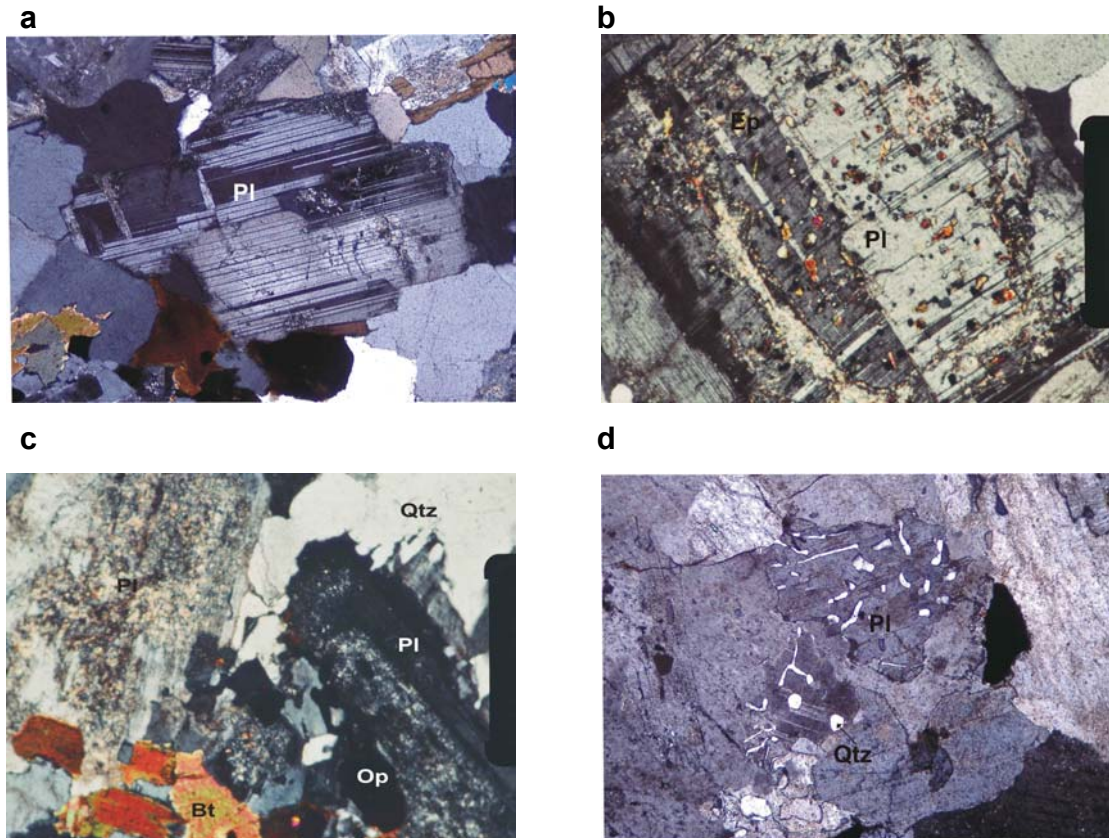


**Figura 10.** En la foto a. Cuarzo anhedral e intersticial asociada a ortosa; b. Cuarzo subhedral asociado a plagioclasa y esfena. Aumento 8X y en NX.



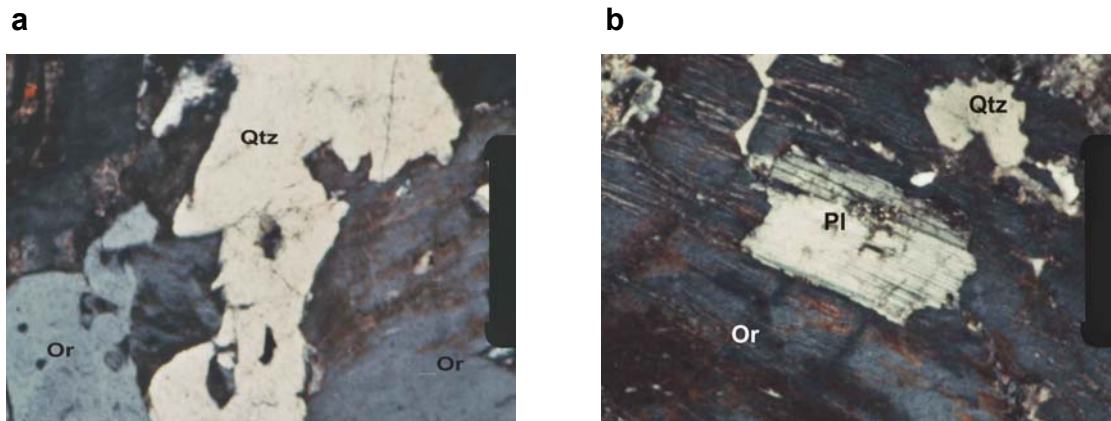
PLAGIOCLASA (21.51%) está presente como granos euhedrales prismático; puede mostrarse maclada según la ley de albita o albita-Carlsbad, también forma cristales de carácter euhedral y zonados, en ocasiones con el núcleo sericitizado o caolinitizado de modo sectorial (anillos concéntricos), puede encontrarse formando mirmekítas vermiculares y textura poikilítica. (Figura 11).

**Figura 11.** En a. Cristal euhedral, tabular de plagioclasa con macla polisintética; en b. Inclusiones de epidota en un cristal euhedral de plagioclasa (textura poikilítica); en c. Las plagioclasas alteradas a sericita en contacto neto con el cuarzo y biotita; y en d. textura mirmekítica vermicular. a. y d. tienen un aumento de 10X; b. y c. tienen aumento de 80X y todas están en NX.



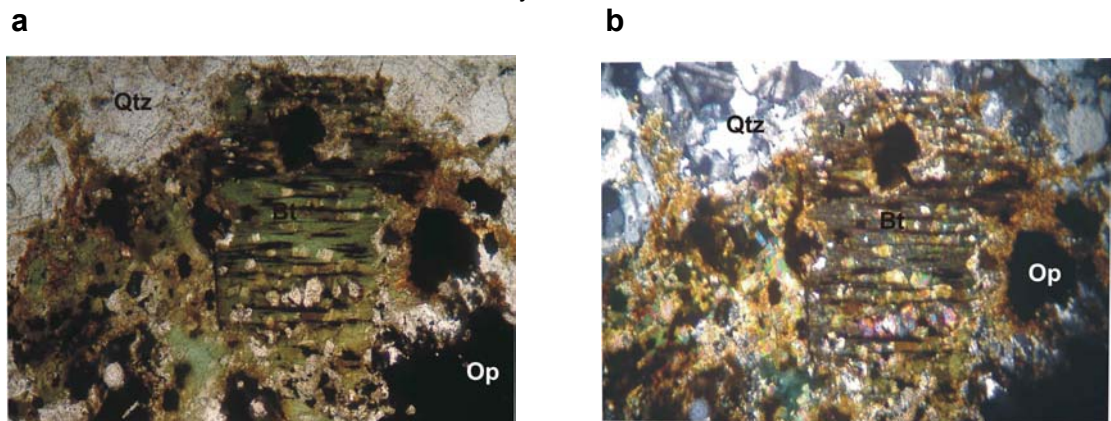
FELDESPATO POTÁSICO (21%) se presenta en dos tamaños bien diferenciables uno como fenocristales ( $\pm 5$  mm) micropertíticos, con macla de Carlsbad e inclusiones de circón, esfena, minerales opacos, y en ocasiones envolviendo plagioclasas. El otro tipo de feldespato alcalino está representado por cristales menores ( $\pm 1$  mm), irregulares con la macla de Tartan y Carlsbad de la microclina y la ortosa respectivamente, es de ubicación intersticial o crece en relación pseudomórfica en bordes de megacristales de la misma especie, se encuentra asociado al cuarzo formando texturas de crecimiento como la micrográfica, granofídica y de engolfamiento (Figura 12).

**Figura 12.** En la foto a. se aprecian cristales de ortosa intercrecidos con cuarzo, mientras que en b. la ortosa periférica esta asociada a la plagioclasa y al cuarzo. Aumento 8X en NX.



BIOTITA (11.23%) está menos desarrollada que los minerales esenciales, algunas veces supera los 2 mm. La biotita incluye circón, apatito y minerales opacos de una forma aleatoria, en ocasiones está alterada a clorita, epidota, clinzoisita y en paralelo se generan minerales opacos. (Figura 13)

**Figura 13.** Cristal subhedral de biotita con inclusiones de epidota, asociada a minerales opacos y se ve la exfoliación basal característica. a. N// y b. NX. Aumento 10X.



MINERALES OPACOS (5.98%) están más desarrollados y poseen mayor grado de cristalinidad (euhedrales), generalmente se encuentra asociado a la esfena, hornblenda y biotita. (Figura 13)

ESFENA (2.13%) se observa en la mayoría de las rocas estudiadas, los granos presentes son euhedrales y la sección transversal rómbica tienen terminación perfecta en la mayoría de las muestras, se desarrolla hasta 0,5 milímetros. (Figura 14).

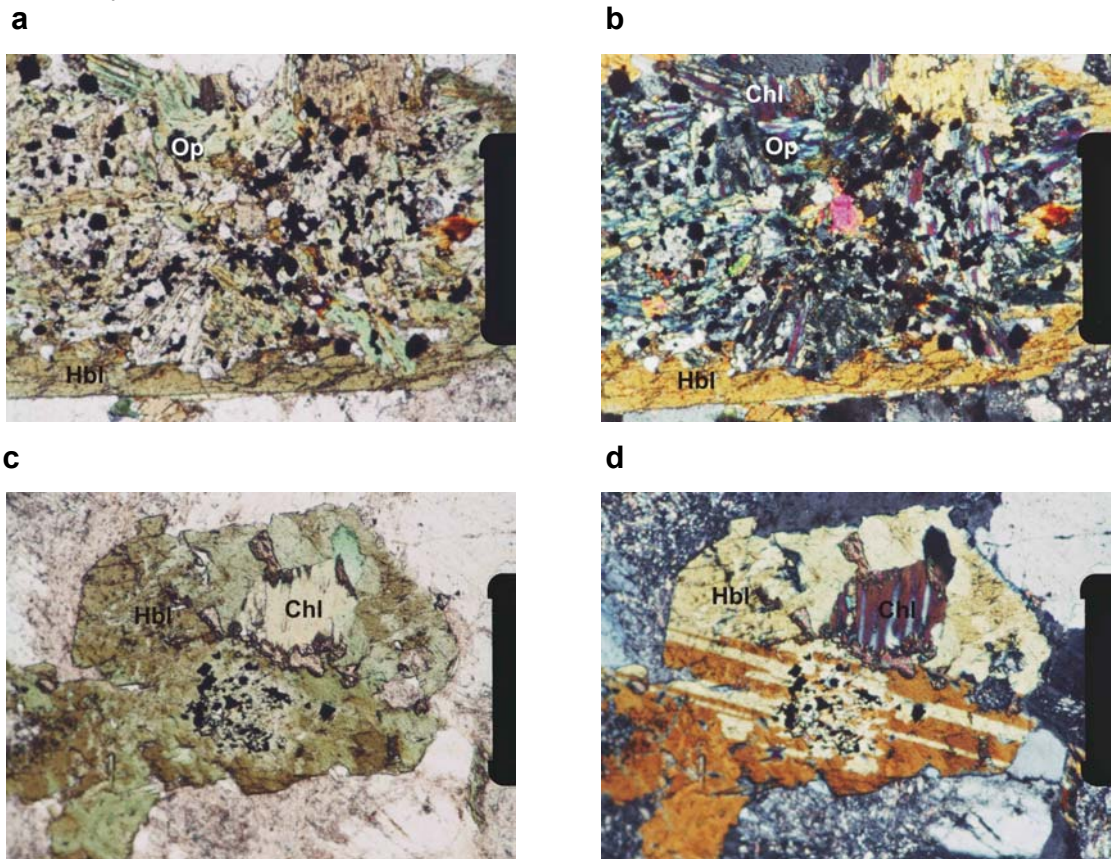
**Figura 14.** Cristal de esfena euhedral con terminación rómbica perfecta en forma de punta de flecha, asociada a la hornblenda y a los opacos. Aumento 10X.



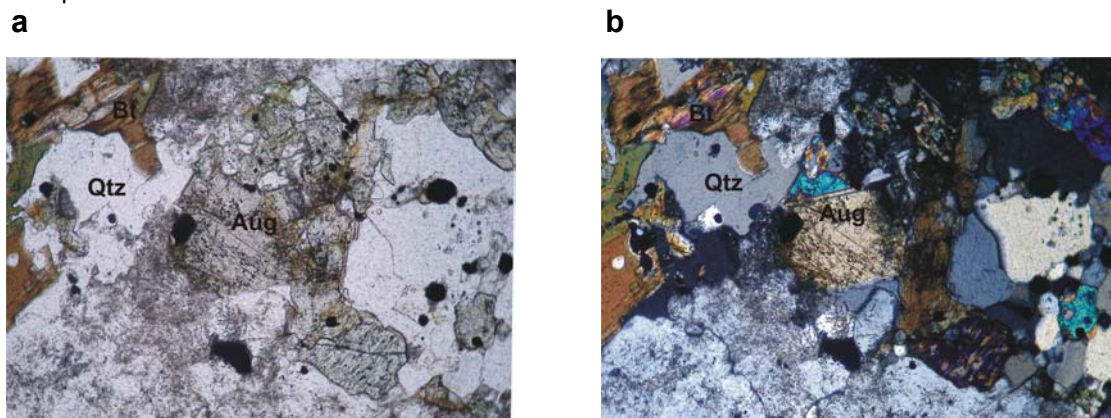
HORNBLENDA (2.11%), en general se presenta como individuos euhedrales a subhedrales de habito prismático, tamaño de grano medio, presenta inclusiones de esfena, opacos, epidota y circón; en ocasiones presenta macla polisintética y se esta alterando a clorita, epidota y biotita (Figura 15).

AUGITA (0.96%) se presenta subhedral a anhedral rara vez supera el mm; es muy escasa, en ocasiones presenta macla polisintética y se encuentra muy poco alterada. (Figura 16)

**Figura 15.** En a. (N//) y en b. (NX) Cristal tabular de hornblenda completamente alterado a clorita, epidota y opacos; en la pagina siguiente las fotos c (N//) y d (NX) cristal subhedral de hornblenda con macla polisintética, alterándose a clorita. Aumento 8X.

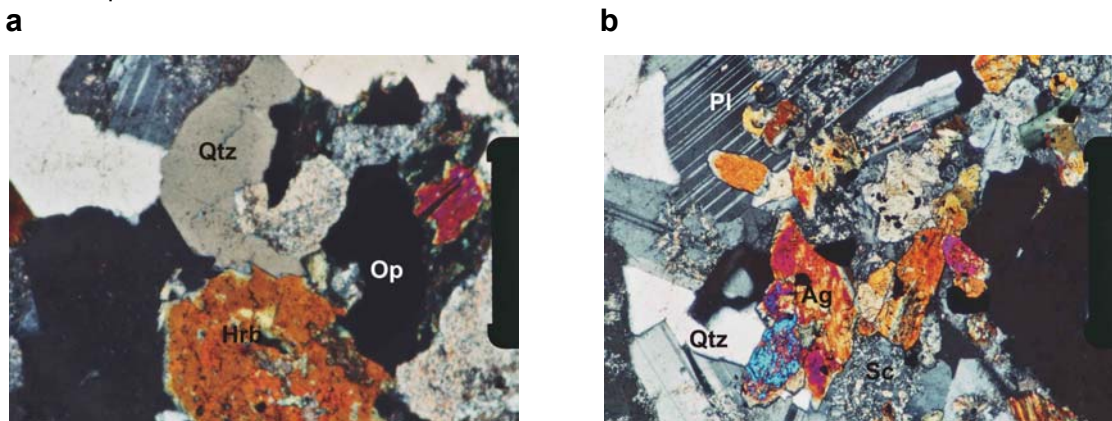


**Figura 16.** En la foto a. (N//) se observa un cristal anhedral de augita y en b. (NX) se aprecia una macla polisintética. Aumento 100.



Las granodioritas presentan textura hipidiomórfica inequigranular y localmente poikilítica, al igual que en los monzogranitos el tamaño de los minerales varia según la especie que se este observando, desde cristales de tamaño grueso (05 cm.) hasta accesorios menores al mm (Figura 17); están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, augita, hornblenda, minerales opacos, epidota, clinozoisita, apatito, circón y esfena. En esta variedad de roca aparece calcita y zeolita como productos de alteración y que no se ven en los monzogranitos.

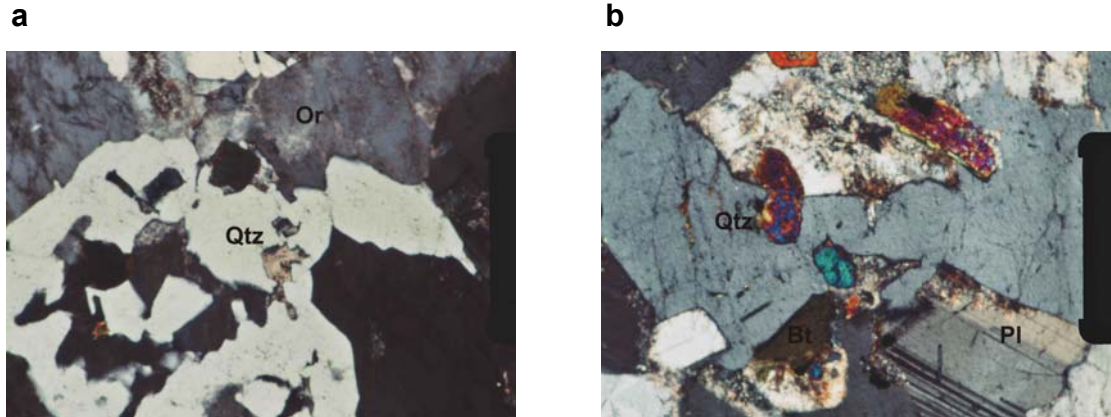
**Figura 17.** Textura hipidiomórfica inequigranular y variación en los tamaños de grano de los minerales presentes. Aumento 8X en NX.



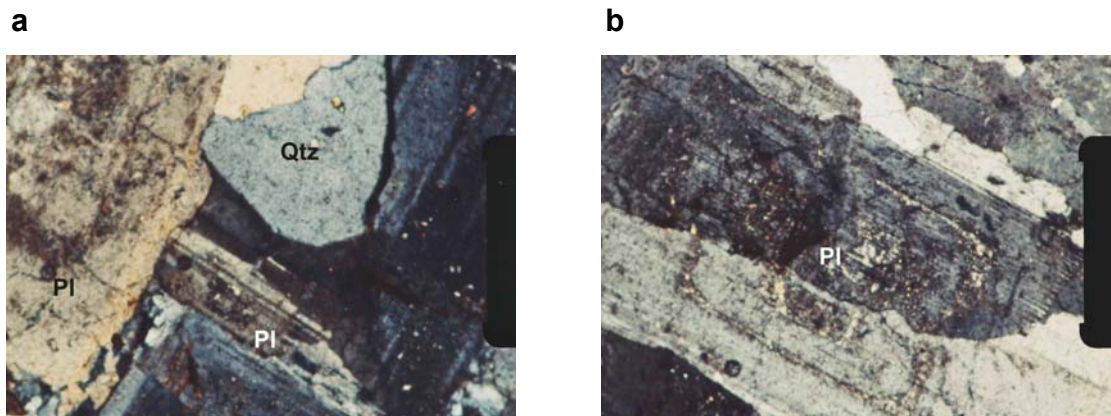
Cuarzo (20.76%) es siempre anhedral de tamaño medio con extinción ondulosa algunas veces, se encuentra siempre en contacto neto con los demás minerales y en ocasiones aparece engolfando otros minerales (Figura 18).

Plagioclasa (30.8%) se presenta euhedral a subhedral con macla polisintética o de Carlsbad, con alteración a sericita principalmente en los bordes y el núcleo de los cristales en forma de anillos concéntricos; la textura poikilítica es común donde las inclusiones redondeadas son generalmente epidota, clinozoisita y a veces opacos o cuarzo (Figura 19).

**Figura 18.** La imagen a. Cuarzo anhedral intersticial asociado a ortosa; b. Cuarzo anhedral e intersticial. Aumento 8X, en NX.

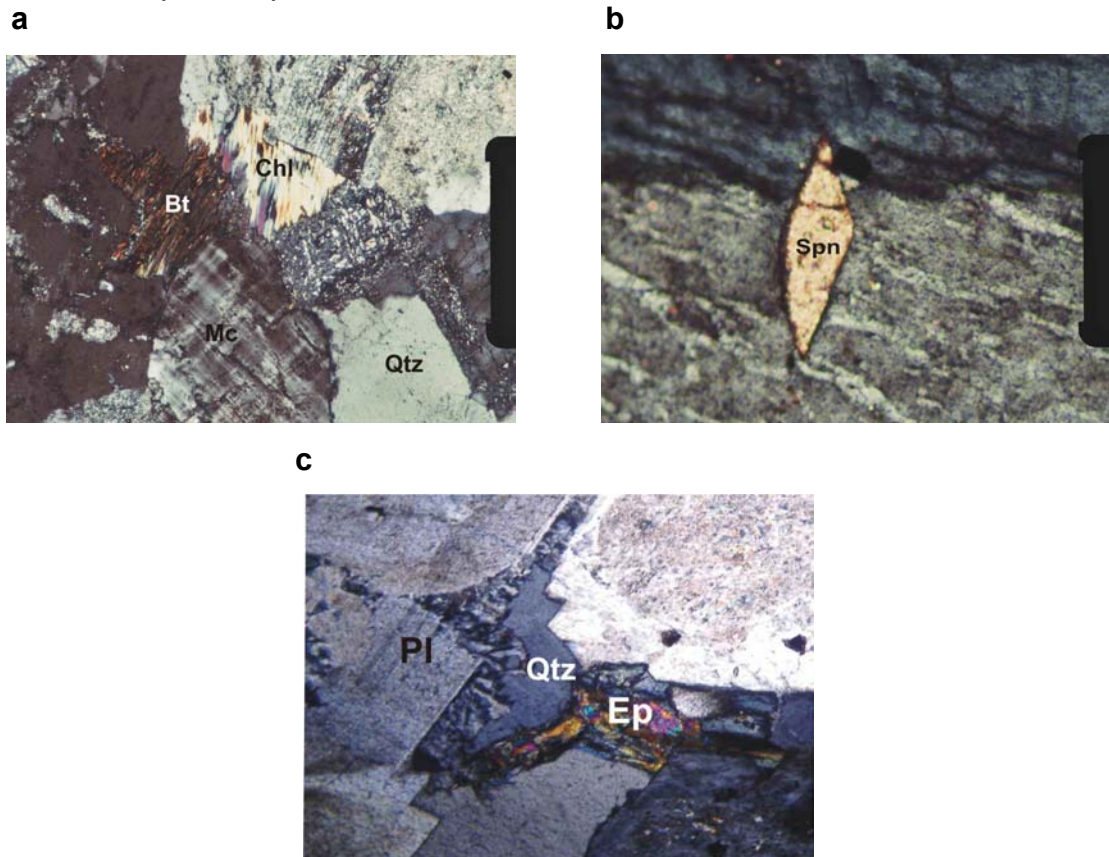


**Figura 19.** En a. Plagioclasa con macla polisintética y alteración a sericita, b. Plagioclasa zonada y con alteración sectorial a sericita.



Feldespato potásico (10.38%) ocurre como individuos anhedrales a subhedrales, a veces con macla de Carlsbad y casi siempre alterado a caolinita; se puede encontrar junto al cuarzo y biotita; y en ocasiones aparece envolviendo minerales accesorios como la esfena, también forma textura granofídica con el cuarzo. (Figura 20).

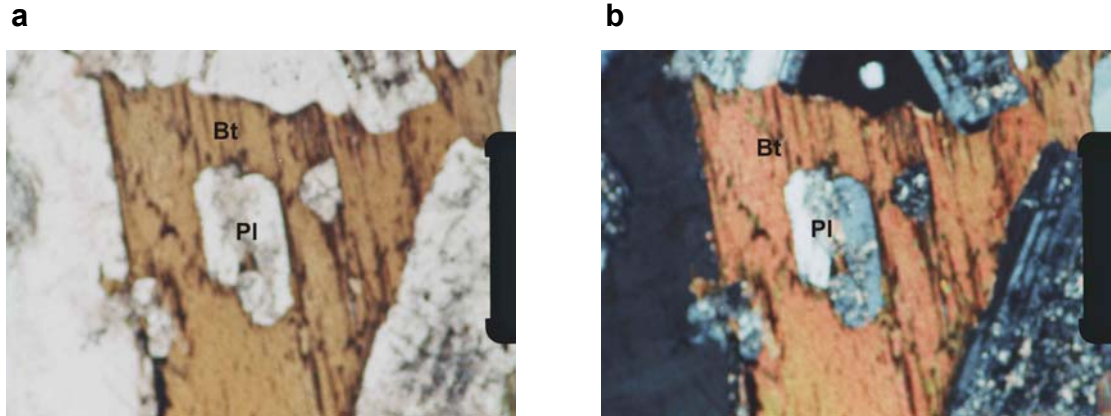
**Figura 20.** En a. Feldespato potásico con macla de Tartan (microclina); b. textura perítica, envolviendo un cristal de esfena; y en la pagina siguiente c. Textura granofídica con el cuarzo. Aumento en a. y b. a 8X y en c. a 10X, en NX.



Biotita (7.96%) se encuentra como cristales euhedrales a subhedrales, aparece rodeando cristales de plagioclasa y tiene inclusiones de circón, esfena; se altera a clinzoisita, epídota y clorita (Figura 21).

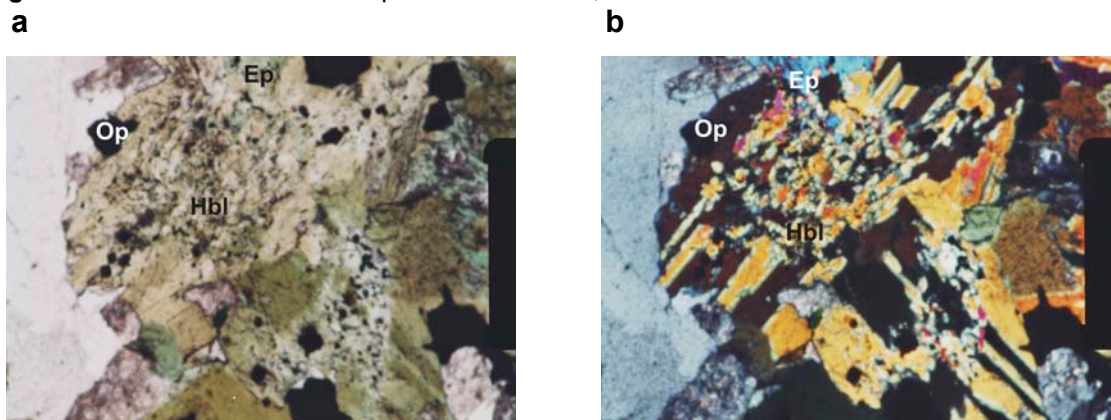
Minerales opacos (7,56%) se encuentran bien desarrollados y generalmente aparecen ligados a la hornblenda, biotita y esfena.

**Figura 21.** Biotita subhedral envolviendo un cristal de plagioclasa. a. N//; b. NX. Aumento 8X.



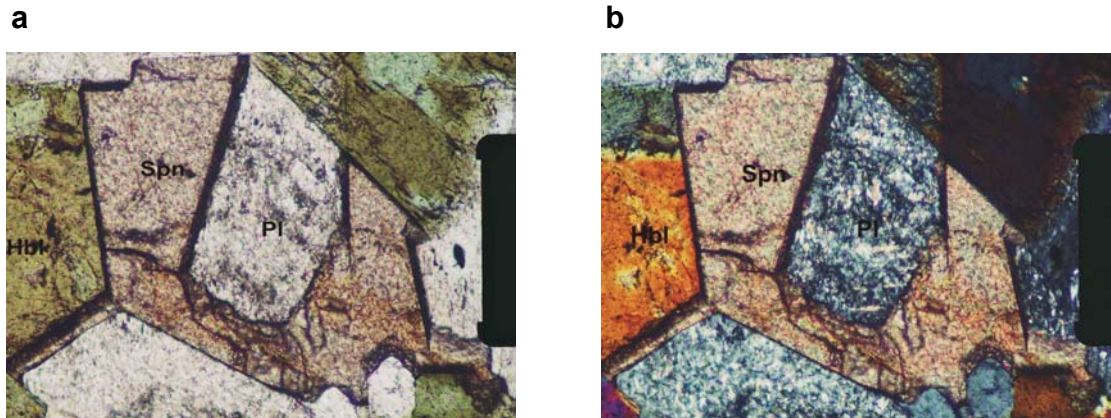
Hornblenda (5.69%) aparece como cristales subhedrales de tamaño medio a grueso, esta asociada a los opacos y la biotita, alteración a clinzoisita, epidota y biotita (Figura 22).

**Figura 22.** Hornblenda con macla polisintética. a. N//; b. NX. Aumento 8X.



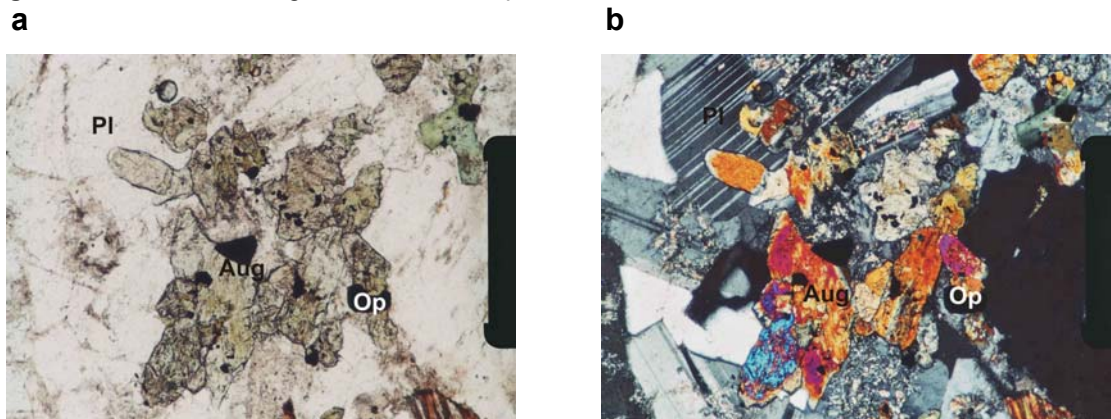
Esfena (2,72%) se observa casi en todas las muestras granodioríticas (Tabla 2), los granos presentes son euhedrales a subhedrales donde la sección transversal rómbica tiene terminación perfecta (Figura 23).

**Figura 23.** Esfena subhedral junto a la plagioclasa y hornblenda. a. N//; b. NX. Aumento 8X.



Augita (0.2%) Se presenta en una muestra como cristales anhedrales a subhedrales, se altera a clinozoisita y clorita, su aparición en las granodioritas ocurre con menor promedio y menor cantidad que en los monzogranitos, puede presentar textura poikilítica (Figura 24).

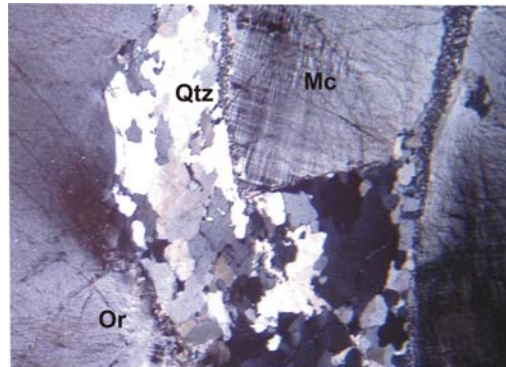
**Figura 24.** Cristales de augita anhedrales dispuestas al azar. a. N//; b. NX. Aumento 8X.



El granito de feldespato alcalino posee textura fanerítica, alotriomórfica inequigranular, tiene como minerales principales el cuarzo y el feldespato potásico en sus variedades de ortosa y microclina; el cuarzo es de tamaño medio a fino, mientras que el feldespato aparece como fenocristales alotriomorfos alterados caolinita, presenta la macla de Tartan y textura perítica (Figura 25); los intersticios

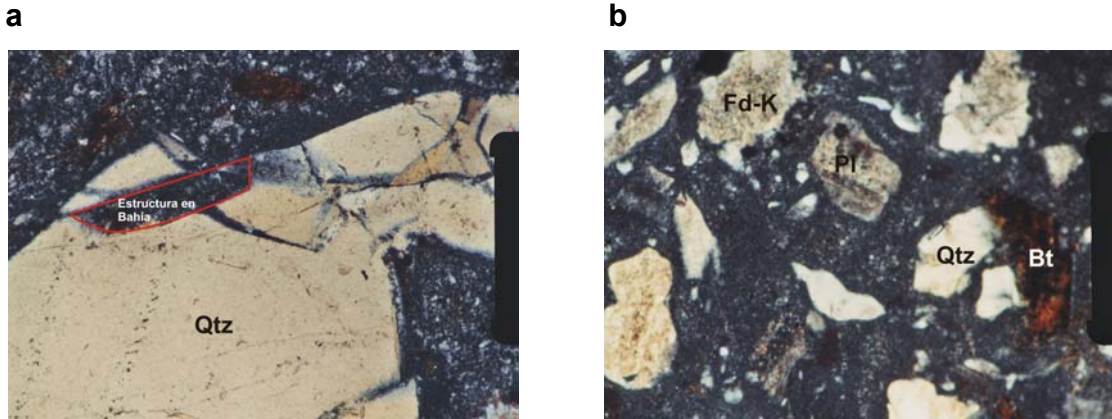
dejados por los cristales de mayor tamaño están rellenos por agregados de cuarzo de menor. Como mineral accesorio se presenta el apatito.

**Figura 25.** Textura fanerítica alotriomórfica, con cristales de ortosa perfitica, microclina con macla de Tartan y cuarzo intersticial. Aumento 5X, en NX.



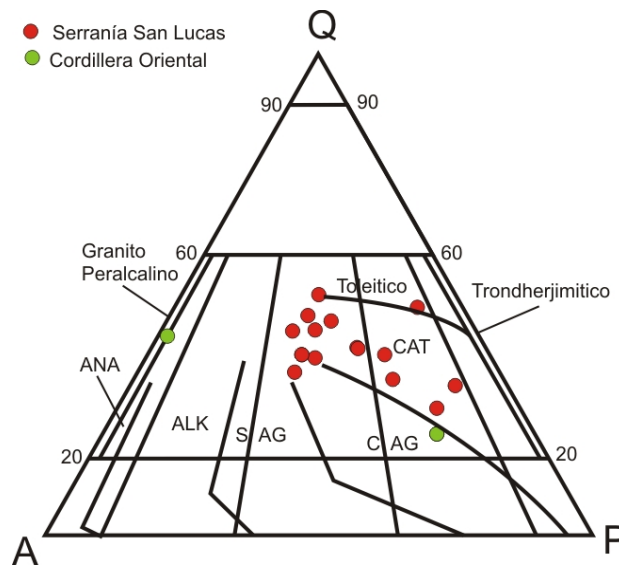
El granitoide de facies porfírica de zonas apicales se caracteriza por presentar textura porfídica compuesta por una matriz afanítica donde no es fácil identificar los minerales que la componen pero debido a la alteración (caolinita) observada se puede decir que es de feldespato potásico, esta compuesta por fenocristales de cuarzo y feldespato anhedral, cristales de plagioclasa euhedral de tamaño de grano medio y biotita subhedral, como mineral menor y accesorios se encuentra la epidota, circón y apatito respectivamente. Una característica particular presente en la roca es que los cuarzos muestran una estructura en bahía típica de las rocas de derrame que se forman a partir de la inyección de material lávico fracturando los cuarzos como se ve en la figura 26.

**Figura 26.** En a. Cristal de cuarzo fracturado por la inyección de material lávico mostrando una estructura en bahía. b. Cristales anhedrales de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato embebidos en una matriz posiblemente caolinítica. Aumento 8X en NX.



De acuerdo a la propuesta hecha por Bowden *et al.*, (1984) distinguieron cinco linajes graníticos sobre el triángulo QAP de Streckeisen (1976) las rocas graníticas que hacen parte del CGSL corresponden a poblaciones de granitos un linaje CAT calco alcalino tonalítico (Figura 27).

**Figura 27.** Clasificación por linajes graníticos para las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas según Bowden *et al.*, (1984). Calco alcalino tonalítico o trondhjemitico (CAT), calco alcalino granodiorítico (CAG), monzonítico subalcalino (SAM), potásico aluminoso (ALK) y soda alcalina (ANA).

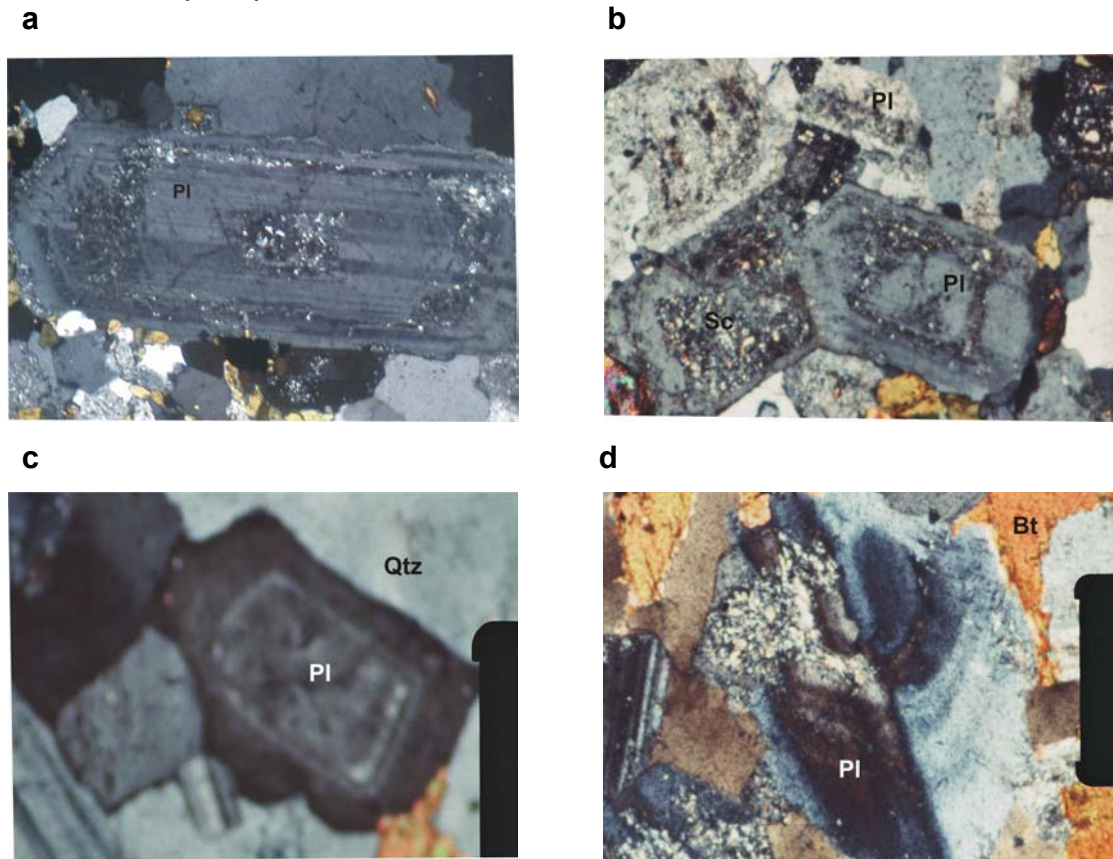




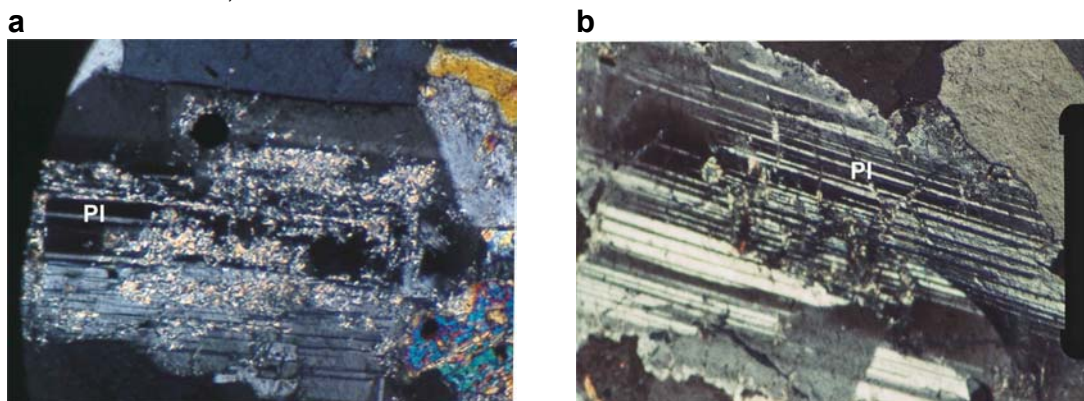
Según rasgos texturales las rocas graníticas se clasifican como Granitos de alta y baja temperatura, esto se debe a que las plagioclasas tienden a formarse tempranamente siendo una de las fases dominantes. Se pueden distinguir plagioclasas de diferentes tamaños, incoloras las cuales en ocasiones aparecen turbias o grises debido a la alteración que presentan, en general son euhedrales y de hábito tabular.

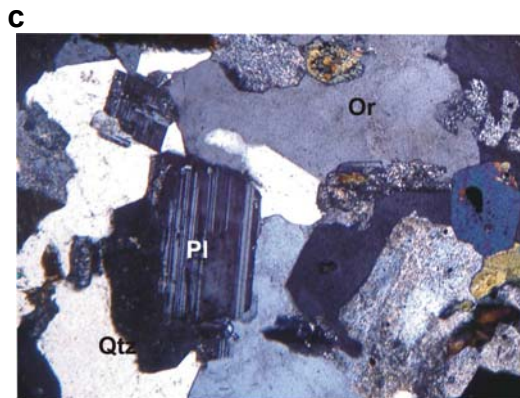
Los cristales de plagioclasa los cuales son complejos y tiene núcleos alterados en donde la composición de estos núcleos es lejanamente uniforme comparada con la composición de las partes externas del cristal, las cuales muestran zonas oscilatorias y normales que varían en grosor, son los rasgos sobresalientes de los cristales de plagioclasa típicos de los granitos de bajas temperaturas (White y Chappell, 2004), y granitos tipo-I (Chappell y White, 1983) (Figura 28), que tienen un origen ígneo y se forman en zonas de subducción infracorticales. Los granitos con estos rasgos texturales se encuentran ubicados hacia la parte media y sur del cuerpo en estudio, presentes en su mayoría en la variedad de roca granodiorítica; mientras que hacia la parte norte se presentan cristales de plagioclasa que solo exhiben macla polisintética en su superficie, junto a estas encontramos cristales de hornblenda, biotita y esfena bien formados que son rasgos típicos de los granitos de alta temperatura, que en este caso están presentes principalmente en los monzogranitos, (White y Chappell, 2004). (Figura 29, Tabla 3).

**Figura 28.** Cristales de plagioclasa típicos de los granitos de baja temperatura. White y Chappell, (2004). a y b pertenecen a monzogranitos, mientras que c y d son granodiorita. La foto a tiene aumento de 50X y b, c y d tiene aumento de 8X, todas en NX.



**Figura 29.** Cristales de plagioclasas típicos de granitos de alta temperatura, solo presenta macla polisintética y en ocasiones algo de alteración a sericita. White y Chappell, (2004). a y b son monzogranitos y tiene aumento de 8X; en la siguiente pagina las fotos c y d son granodioritas y tienen aumento de 5X, en NX.





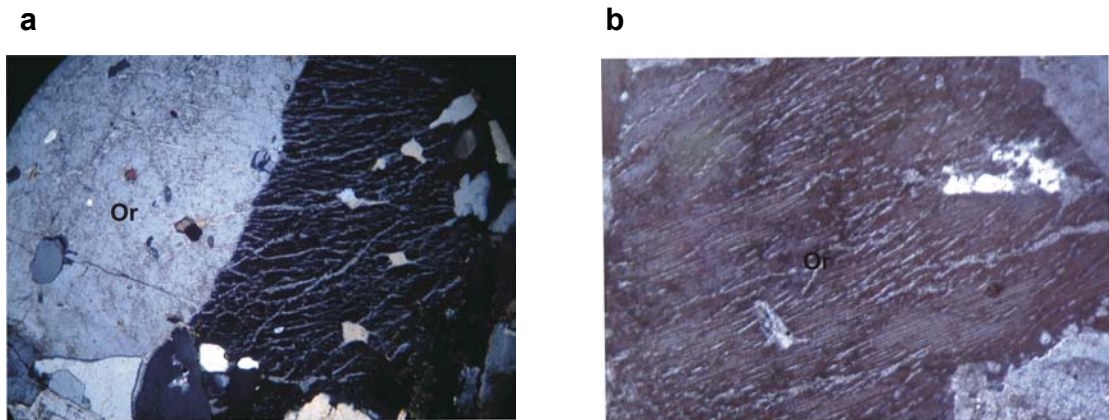
**Tabla 3** Clasificación de los granitos según rasgos texturales propuesto por White y Chappell, (2004); y de acuerdo a las características de los feldespatos.

Muestra	Granito de alta T	Granito de Baja T	Granito Hipersolvus	Granito Subsolvus	Nombre de la roca
LM55003-1	X		X		Monzogranito
LM55004-1	X			X	Monzogranito
HC55072-1		X	X		Monzogranito
JP55012-1	X		X		Monzogranito
DP55116-1	X		X		Monzogranito
JC55087064		X	X		Monzogranito
JC55059041		X		X	Monzogranito
JC55075057		X		X	Monzogranito
JC55076058	X		X		Monzogranito
JC55041026	X		X		Granodiorita
JC55062043		X		X	Granodiorita
HC55066-1		X		X	Granodiorita
HC55068-1	X			X	Granodiorita
LM55005-1	X		X		Granodiorita
YDE55069	X		X		Granito Fd-K
DP55119-1		X			GFPZA

Otra forma de clasificar los granitoides según rasgo texturales es definiendo los granitos *hipersolvus* y *subsolvus*, lo que se hace mediante las características que presentan los feldespato potásico. Los cristales de feldespato presentes en las muestras son generalmente euhedrales, de hábito prismático, tamaño de grano medio a muy grueso con textura perítica y macla de Carlsbad (Figura 30); el cual en la mayoría de las ocasiones aparecen asociado a la plagioclasa como cristales individuales, y a minerales hidratados como la hornblenda. Estos rasgos son típicos de *granitos subsolvus*, formados a bajas temperaturas, alta presión y en

condiciones de humedad. Por otro lado hay rocas que tiene cristales de feldespato perfitico y no esta asociado a minerales hidratados estos granitos son conocidos como granitos *hipersolvus*. Estos granitos no presenta una distribución especial en las diferentes variedades de rocas encontradas en el CGSL, se encuentra presentan de forma equitativa es decir aparece la misma cantidad de granitos hipersolvus y subsolvus tanto en los monzogranitos como en las granodioritas.

**Figura 30.** Muestra dos cristales de feldespato potásico: a. Textura perfitica albita dentro de ortosa, con macla de Carlsbad, presente en una granodiorita; aumentada a 5X, en NX; y b. Textura antiperitica lámelas de ortosa dentro de un cristal de albita, en un monzogranito, aumentada a 10X, en NX.



Por lo general, las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas son de color blanco grisáceo con tonos rosa salmón. Consiste de monzogranitos con menor contenido de granodioritas, un granito de feldespato alcalino y un granito de facies porfiríticas de zonas apicales (Streckeisen, 1967). Disminuyendo en abundancia, la asociación mineral es cuarzo + plagioclasa ( $An_{30-50}$ ) + Ortosa ( $Or_{15-44}$ ) + biotita  $\pm$  hornblenda  $\pm$  augita, con accesorios como la epidota, clinzoisita, esfena, circón y apatito. Los monzogranitos se ubican principalmente en los Cerros Cabrito, Botillero y en los alrededores de El Banco (Magdalena) son de grano grueso, mientras que las granodioritas ubicadas en los alrededores de San Martín de Loba (Sur de Bolívar) presentan un tamaño de grano medio. Se observaron óxidos de hierro y titanio en las diferentes fases del conjunto. La augita está presente en el limite suroccidental de la plancha 55 con la 64, la cual va desapareciendo del



conjunto hacia el norte y aparecen fenocristales de feldespatos incluyendo biotita, hornblenda, esfena, plagioclasa y cuarzo.



## 7. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA, TIPOLOGICA Y TECTÓNICA DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS.

El estudio geoquímico de las muestras graníticas (s.l) de la plancha 55, se realizó con el fin de identificar los distintos grupos y tipos de rocas que constituyen el Conjunto Granitoide de San Lucas, a partir de su clasificación según el contenido de sílice versus álcalis, índice de Shand, composición normativa, contenido de aluminio, etc. Esta información es complementaria a los análisis petrográficos, y además de ofrecer un conocimiento adicional sobre las características composicionales de las rocas, es de gran utilidad para formular preliminarmente algunos rasgos petrogenéticos relacionados a éstas, tales como el ambiente tectónico de emplazamiento de sus fundidos silicatados asociados, entre otros rasgos.

### 7.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

Las muestras se encuentran localizadas sobre un cuerpo plutónico discontinuo en forma de cerros aislados redondeados que se extiende en dirección noreste, paralelo con las estructuras geológicas regiones presentes sobre la Cordillera Central; el Conjunto Granitoide de San Lucas aflora cerca de las poblaciones de El Banco (Magdalena), San Martín de Loba (Bolívar) y en los Cerros Botillero, Cabrito y de Federico sitios donde se encuentran ubicadas las muestras seleccionadas para este estudio (Figura 31, ver Figura 7b para las muestras ubicadas sobre la Cordillera Oriental). Esta selección se hizo teniendo en cuenta los resultados petrográficos y mineralógicos para que al realizar la integración los nuevos resultados sean precisos y concordantes con los objetivos inicialmente propuestos; de acuerdo a lo anterior se escogieron 11 muestra de forma

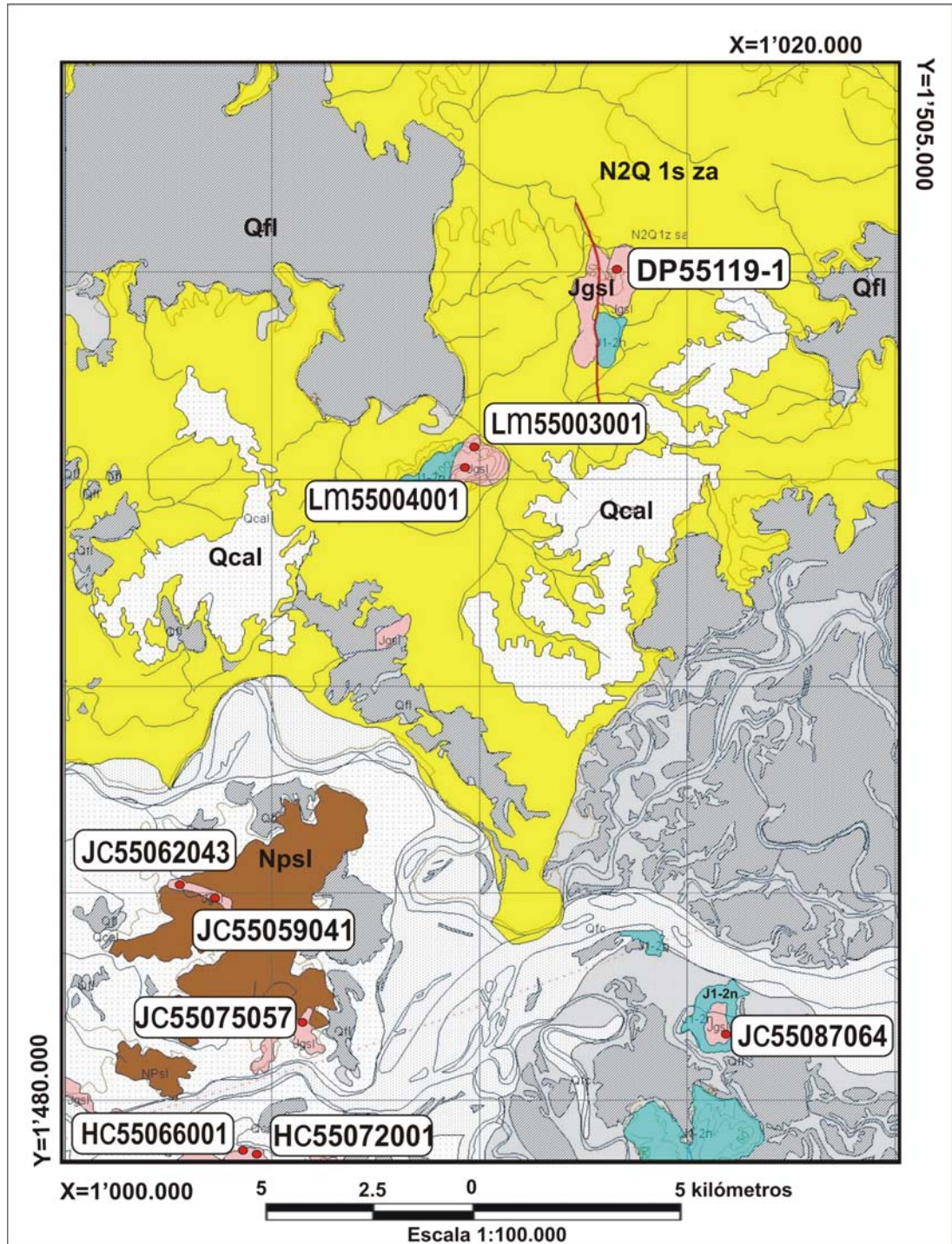


sistemática y así los cuerpos que conforman el plutón quedarán bien muestreados.  
(Tabla 4)

**Tabla 4.** Localización de las muestras seleccionadas para análisis geoquímico.

<b>Muestra</b>	<b>Localización</b>	<b>Municipio</b>	<b>Departamento</b>	<b>Plancha</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
<b>LM55003-1</b>	Cerro Botillero	El Banco	Magdalena	55-III-A	1497612	1010141
<b>LM55004-1</b>	Cerro Botillero	El Banco	Magdalena	55-III-A	1497471	1010024
<b>HC55072-1</b>	Cerro de Federico	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1480577	1004572
<b>JC55087064</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-D	1483425	1015902
<b>JC55059041</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1486756	1003656
<b>JC55075057</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1483871	1005764
<b>JC55041026</b>		Curumaní	Cesar	55-II-D	1503238	1053502
<b>JC55062043</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1487221	1002781
<b>HC55066-1</b>	San Martín de Loba	San Martín de Loba	Bolívar	55-III-C	1480470	1004183
<b>YDE55069</b>	Vereda La Oliva	Curumaní	Cesar	55-II-D	1503241	1052196
<b>DP55119-1</b>	Cerro Cabrito	El Banco	Magdalena	55-I-C	1501589	1013219

**Figura 31.** Localización de las muestras estudiadas en el Conjunto Granitoide de San Lucas en el área de estudio. La figura muestra la localización sobre la Serranía de San Lucas.





## 7.2 CONSIDERACIONES PREVIAS

La clasificación geoquímica de las rocas ígneas estudiadas se realizó siguiendo esquemas propuestos por diferentes autores (Irvine y Baragar, 1971; Cox *et al.*, 1979; Debon y Le Fort, 1983; Maniar y Piccoli, 1989; entre otros), los cuales se apoyan en el uso de algunos óxidos mayores concretos, en diferentes relaciones entre óxidos mayores, composición normativa, etc.

En la primera clasificación se tiene en cuenta la concentración absoluta de sílice, por lo que para dividir las rocas ígneas plutónicas se aceptan los siguientes contenidos de  $\text{SiO}_2$  (en % en peso) así:

Concentración de Sílice	Nombre
>66	Acida
52-66	Intermedia
45-52	Básica
$\geq 45\%$	Ultrabásica.

En el segundo nivel de clasificación utilizado se apoyó en la relación entre el contenido de sílice (expresado como  $\text{SiO}_2$ ) versus el contenido total de álcalis, comúnmente conocida como clasificación TAS, por sus siglas en inglés '*total alkalis versus sílice*'. Este tipo de diagrama de clasificación es posiblemente el más usado para el estudio químico de las rocas ígneas. En este sentido, los datos químicos usados para clasificar la roca son los óxidos mayores como el  $\text{SiO}_2$  vs. los álcalis sumados ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). El índice de calco-alcalinidad es útil para los contextos graníticos (suites graníticas) en donde las rocas presentan un amplio rango composicional como en el caso de aquellas aflorantes a lo largo de las cordilleras Americanas. Hay muchos cinturones así, poblaciones dominadas por



granodioritas - monzogranitos, los cuales son considerados por muchos geólogos como los granitos más característicos de los cinturones orogénicos.

Luego de aplicar las propuestas anteriormente mencionadas, las rocas se clasificaron según el contenido de aluminio, por ser este el segundo constituyente más abundante en la mayoría de las rocas ígneas. El concepto de saturación de alúmina fue definido por Shand (1927, 1947). El índice de saturación de alúmina se define como la relación molecular  $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)$ , siendo esta igual a 1 en feldespatos y feldespatoides. En magmas donde cristalizan feldespato y / o feldespatoides cualquier exceso de  $Al_2O_3$  ( $>1$ ) o deficiencia ( $<1$ ), deben ser acomodados en minerales máficos o accesorios. En el caso de rocas peraluminicas ( $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$ ), el exceso de alúmina se encuentra en las micas, como la moscovita y la biotita rica en Al y en minerales accesorios como la cordierita, sillimanita, andalucita, corindom, turmalina, topacio y granates. En el caso de las rocas metaluminicas ( $Al_2O_3 < K_2O + Na_2O + CaO$ ), o subsaturadas en alúmina, la deficiencia de ésta se ubica en la hornblenda, biotita pobre en aluminio y esfena. Las rocas peralcalinas ( $Al_2O_3 < K_2O + Na_2O$ ), son rocas saturadas en álcalis y por consiguiente subsaturadas en  $Al_2O_3$ . Estas últimas rocas se reconocen por la presencia de minerales ricos en Na como la egirina, riebeckita, arfvedsonita o enigmatita.

En general, la relación resultante es la siguiente:

Peraluminicas  $A/CNK > 1$ ; Metaluminicas  $A/CNK < 1$  y Peralcalinas  $A/NK < 1$

El índice peraluminico atrajo mucha atención desde que fue utilizado por Chappell y White (1974) como un discriminante con el que se pudo distinguir los granitos tipo I y S. Esto fue incorporado por Debon y Le Fort (1983) dentro de un sistema de clasificación de elementos mayores el cual combina el índice aluminoso en un diagrama bivalente contra el parámetro  $B = (F + Mg + T)$  el cual es proporcional a la amplia presencia de minerales opacos. Los parámetros de elementos mayores del



índice de alúmina y el índice calco-alcalino dan un poderoso método de clasificación, especialmente cuando es usado en conjunción con el sistema litológico de Streckeisen.

Existen otras clasificaciones basadas en diversos tipos de diagramas discriminantes para las rocas ígneas plutónicas propuestos a través del tiempo por autores como Irvine y Baragar (1971), y por Peccerillo y Taylor (1976), quienes las agrupan en series toleíticas o subalcalinas, usando los valores de la composición del  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y del  $\text{Na}_2\text{O}$  (en % en peso); y estos diagramas a su vez pueden discriminarse mejor utilizando solo los valores de dos óxidos. De esta forma la clasificación se hace más precisa.

Otra forma de clasificar la rocas ígneas graníticas es siguiendo la metodología propuesta por Chappell y White (1974), conocida como clasificación Tipológica de los granitos, donde se propone la existencia de granitos tipo S y granitos tipo I. Estos autores, consideraron que los granitos tipo S fueron derivados de un protolito sedimentario cortical y los granitos tipo I de un protolito ígneo cortical y que la composición de la región fuente estaba reflejada en la composición del granito. Con el tiempo White y Chappell (1983) aceptaron un tipo adicional de granitos (Figura 32), llamado tipo A, generado a partir de un protolito ígneo cortical que ha sido empobrecido como resultado de un evento de generación de magma tipo I. Pitcher (1983), a partir de una sugerencia de White, propuso el reconocimiento del tipo M, granitos derivados directamente del manto en arcos de islas o ambientes oceánicos y enfatizó la definición de los granitos tipo A como granitos alcalinos y peralcalinos asociados con rifting o fallamiento anorogénico.



**Figura 32.** Clasificación SIAM (en alusión a los tipos S, I, A y M de granitos) de los Granitoides de White y Chappell (1983), Clarke (1992) y Whalen (1985). \*molar  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ .

Type	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	Ca, Sr	A/(C+N+K)*	Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup>	Cr, Ni	δ <sup>18</sup> O	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Misc	Petrogenesis
<b>M</b>	46-70%	low	high	low	low	low	< 9‰	< 0.705	LowRb, Th, U LowLIL and HFS	Subduction zone or ocean-intraplate Mantle-derived
<b>I</b>	53-76%	low	high in mafic rocks	low: metal- uminous to peraluminous	moderate	low	< 9‰	< 0.705	high LIL/HFS med. Rb, Th, U hornblende magnetite	Subduction zone Intracrustal Mafic to intermed. igneous source
<b>S</b>	65-74%	high	low	high metaluminous	low	high	> 9‰	> 0.707	variable LIL/HFS high Rb, Th, U biotite, cordierite Als, Grt, Ilmenite	Subduction zone Supracrustal sedimentary source
<b>A</b>	high → 77%	Na <sub>2</sub> O high	low	var peralkaline	var	low	var	var	lowLIL/HFS high Fe/Mg high Ga/Al High REE, Zr High F, Cl	Anorogenic Stable craton Rift zone

Basado en estudios previos, Barbarín (1999) propuso una clasificación de granitoides ilustrando la relación entre los tipos de granitoides y el ambiente geodinámico (Figura 33). Los granitoides peraluminicos (CPG y MPG, por sus siglas en inglés) están principalmente emplazados donde hay engrosamiento cortical resultado de la convergencia de dos litosferas continentales. El CPG está disperso a través de los cinturones montañosos mientras el MPG están concentrados a lo largo de cizallas transcurrentes y las zonas de thrust que cortan la corteza. Los granitoides calco alcalinos y toleíticos de arco de islas (ACG y ATG) son invariablemente emplazados arriba de las zonas de subducción. Los ATG están asociados con abundantes andesitas en arcos volcánicos. En las márgenes continentales activas, los ATG son escasos y los ACG forman grandes batolitos elongados paralelos a la fosa profunda oceánica. Enormes volcanes andesíticos se forman frecuentemente sobre el tope de estos batolitos. Muchas zonas de subducción maduras están asociadas con abundante ACG. Los plagiogranitos toleíticos de dorsales oceánicas (RTG) están asociados con la expansión oceánica, mientras que las sienitas y los granitos peralcalinos y alcalinos (PAG) están relacionadas con las zonas de domos que levantan la corteza continental y zonas de rift.

**Figura 33.** Tipología de rocas graníticas y contexto geodinámico de su emplazamiento. Tomado de Winter (2001)

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
<b>Examples</b>	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
<b>Geo-chemistry</b>	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
<b>Rock types</b>	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
<b>Associated Minerals</b>	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
<b>Associated Volcanism</b>	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
<b>Classification Barbarin (1990)</b>	T <sub>IA</sub> tholeiite island arc	H <sub>CA</sub> hybrid calc-alkaline	C <sub>ST</sub> C <sub>CA</sub> C <sub>CI</sub> continental types	H <sub>LO</sub> hybrid late orogenic	A alkaline	T <sub>OR</sub> tholeiite ocean ridge
<b>Pearce et al. (1984)</b>	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
<b>Maniar &amp; Piccoli (1989)</b>	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
<b>Origin</b>	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust+ mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
<b>Melting Mechanism</b>	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	



### 7.3 RESULTADOS DEL ESTUDIO GEOQUÍMICO

En la tabla 5, se indica el contenido de los óxidos mayores y elementos menores y de elementos traza y la norma CIPW. Estos datos, se presentan como óxidos en porcentaje en peso, normalizados a 100% y libres de  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$ . Las concentraciones reportadas iguales a 0%, corresponden a valores de concentración medidos por el equipo de FRX como menores a 10 ppm (1000 ppm= 0.1% peso), pero cuya desviación estándar fue cercana o mayor a 10. Los espacios en blanco indican la ausencia del elemento en la muestra, o en otras palabras, la incapacidad del equipo para medir sus contenidos tan bajos. Conociendo la composición química de las rocas, se pudo realizar una clasificación de estas litologías ígneas plutónicas y determinar su composición normativa CIPW. Con este propósito, se utilizaron diferentes gráficas bivariantes y trivariantes propuestas por diversos autores, las cuales vienen reunidas en el software Igp05, utilizado en el presente estudio.

En las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas el valor de la sílice (Tabla 5) como elemento mayoritario generalmente varía entre 53.226 y 71,956 % en peso; lo cual permite establecer que las rocas que conforman el conjunto granítico de San Lucas, oscilan entre rocas intermedias a ácidas. Por otro lado, los valores de alúmina lo hacen entre 12,964 y 20.318 %, mostrando un alto contenido en álcalis; los valores de CaO (< 5.032%), MgO (< 1,856%),  $FeO_t$  (< 8.670%) y  $TiO_2$  (< 0,494). Por otro lado, los valores de  $K_2O$  varían entre 7.415 – 2,429%.

Comparando la composición química entre las rocas analizadas y relacionando éstas con su disposición espacial, se puede observar que entre ellas existen relativamente pocas diferencias, en lo que respecta a sus variaciones en sentido Este Oeste.



**Tabla 5.** Análisis químicos de elementos mayores (% en peso), y la norma CIPW de las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Muestra	YDE55069 002	DP55119	JC55041 026	JC55059 041	JC55087 064	JC55062 043	JC55075 057	HC55066 001	HC55072 001	LM55004 001	LM55003 001
SiO <sub>2</sub>	69,859	70,608	57,047	64,490	71,956	65,562	65,480	63,581	53,226	71,541	71,633
TiO <sub>2</sub>	0,051	0,139	0,756	0,237	0,155	0,149	0,497	0,494	0,319	0,322	0,370
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,229	15,770	20,318	18,060	15,455	17,598	16,633	17,208	19,362	12,964	13,276
FeO	0,135	1,548	7,801	2,196	1,266	2,039	3,163	3,937	3,337	2,301	2,395
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,216	0,172	0,869	0,245	0,141	0,227	0,352	0,435	0,371	0,256	0,267
MnO	0,000	0,096	0,144	0,083	0,104	0,076	0,047	0,074	0,165	0,025	0,037
MgO	0,096	0,345	1,856	0,394	0,188	0,348	0,759	1,174	0,687	0,550	0,352
CaO	0,148	1,464	1,013	2,665	1,428	2,191	3,515	4,501	5,032	2,054	2,007
Na <sub>2</sub> O	3,495	3,129	1,738	5,821	3,344	5,314	2,678	2,641	0,231	2,486	2,365
K <sub>2</sub> O	7,415	3,855	2,429	3,056	3,789	4,051	4,070	2,843	5,030	5,472	4,667
SO <sub>3</sub>	1,223	1,633	1,148	1,390	1,258	1,471	1,633	1,504	4,176	1,386	1,245
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,003	0,024	0,065	0,065	0,010	0,048	0,077	0,066	0,024	0,024	0,000
LOI	0,097	0,710	3,890	0,950	0,730	0,460	0,850	1,030	7,510	0,400	1,090
<b>Total</b>	<b>98,967</b>	<b>99,493</b>	<b>99,074</b>	<b>99,415</b>	<b>99,824</b>	<b>99,534</b>	<b>99,754</b>	<b>99,488</b>	<b>99,470</b>	<b>99,781</b>	<b>99,704</b>
<b>NORMA CIPW</b>											
%AN	2,423	21,160	23,829	20,622	19,875	19,012	42,769	49,492	92,696	27,685	33,223
Q	21,235	35,076	31,435	13,186	35,462	14,426	26,591	26,261	23,126	32,082	36,173
or	44,967	23,452	15,369	18,572	22,887	24,543	24,766	17,371	33,935	33,024	28,348
ab	30,349	27,257	15,747	50,655	28,923	46,101	23,334	23,107	2,232	21,483	20,570
an	0,753	7,315	4,926	13,160	7,174	10,822	17,438	22,642	28,320	8,224	10,234
C	2,242	3,959	14,072	0,500	3,353	0,618	1,664	1,820	5,076	0,000	0,704
di	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,574	0,000
hy	0,245	0,885	13,251	1,009	0,479	0,889	2,075	4,687	3,551	0,669	0,901
mt	0,000	0,151	3,502	1,670	0,000	1,646	2,981	2,989	3,011	1,307	1,382
il	0,000	0,272	1,537	0,463	0,227	0,290	0,971	0,970	0,692	0,625	0,722
hem	0,154	1,583	0,000	0,634	1,438	0,555	0,000	0,000	0,000	0,959	0,969
ap	0,000	0,001	0,161	0,155	0,000	0,114	0,183	0,158	0,000	0,001	0,000

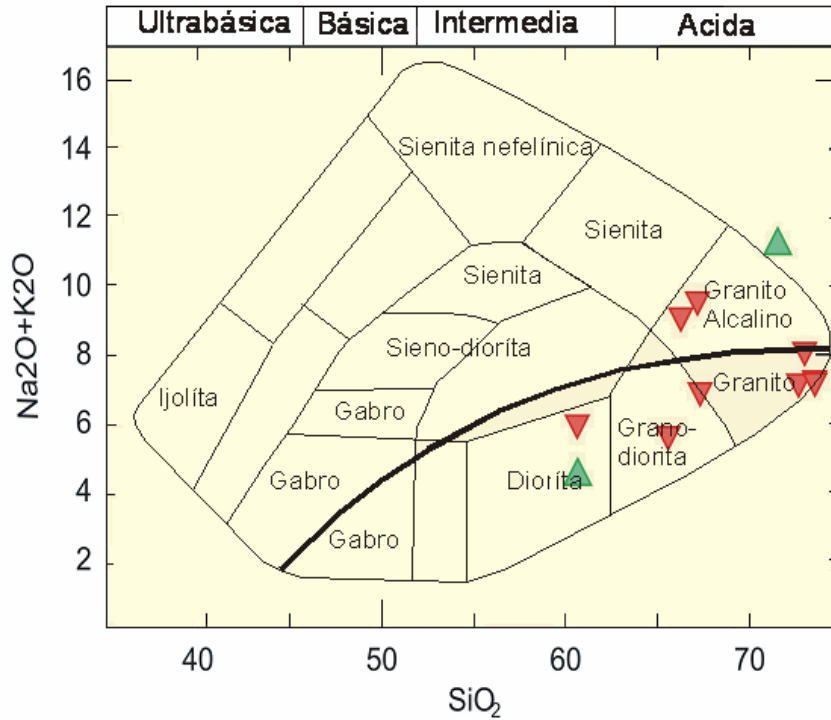


La clasificación química de las muestras seleccionadas para el Conjunto Granitoide de San Lucas, según la relación del contenido de sílice versus los álcalis (Na+K), las rocas estudiadas en su mayoría se clasifican como rocas ácidas a excepción de dos muestras ubicadas hacia la parte suroccidental de plancha (JC55041026 y HC55072001) las cuales tienen una composición más intermedia, y teniendo en cuenta lo reportado verbalmente por Rafael Casas, quien desarrolla actualmente su tesis de pregrado sobre el tema de los granitoides de la plancha 64, se puede concluir preliminarmente que hacia el sur de la plancha 55 (en inmediaciones al sector conocido como San Martín de Loba), las rocas presentan un contenido de álcalis menor (Na+K) y una disminución en el contenido de Sílice, es decir que en esta área las rocas graníticas son de carácter intermedio.

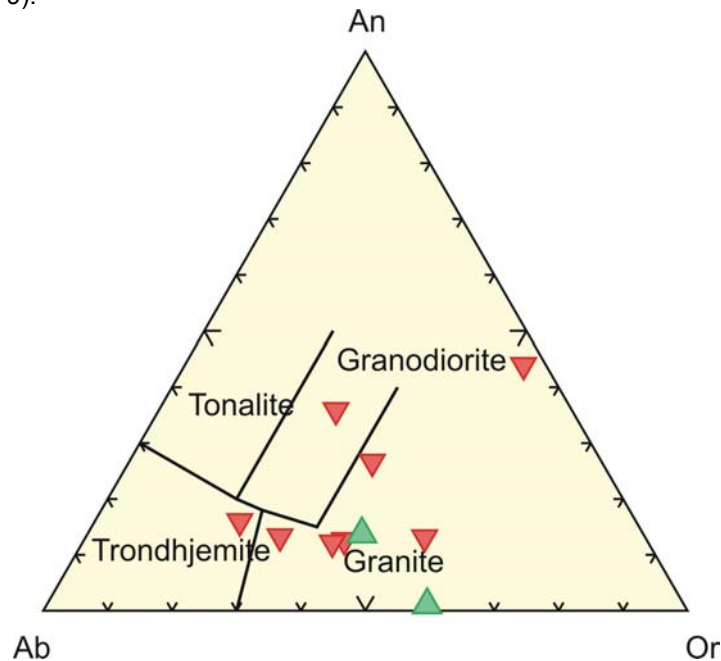
Considerando lo anteriormente expuesto y teniendo en cuenta que la franja granítica en la plancha 55 continúa al sur (hacia la plancha 64), manteniendo el mismo patrón estructural (continuidad estructural de la franja granítica), se infiere un cambio de facies composicionales del granito en sentido Norte - Sur, dando lugar a cuerpos menos diferenciados desde el punto de vista químico (rocas menos ácidas).

Las rocas pertenecientes al Conjunto Granitoide de San Lucas se clasificaron utilizando el diagrama de sílice versus álcalis (TAS) de Cox et al, (1979) y adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas, en donde estas se concentraron en los campos de los granitos, granitos de feldespato alcalino, granodiorita y diorita, (Figura 34); esto es confirmado usando los diagramas de Barker (1979) y de LeMaitre (1979 y 1989) quienes clasifican estas rocas de acuerdo a la composición molecular normativa CIPW y usando la clasificación modal propuesta por Streckeisen, (Figuras 35 y 36).

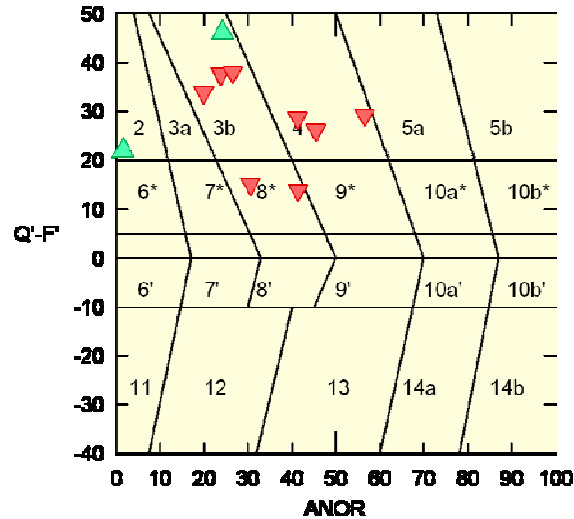
**Figura 34.** Diagrama TAS para  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , según Cox et al. (1979); adaptado por Wilson (1989) para rocas plutónicas. En Rollison (1993) La muestra YDE55069002 tiene un alto contenido alcalino.



**Figura 35.** Clasificación de las rocas graníticas de acuerdo a la composición molecular normativa, según Barker (1979).

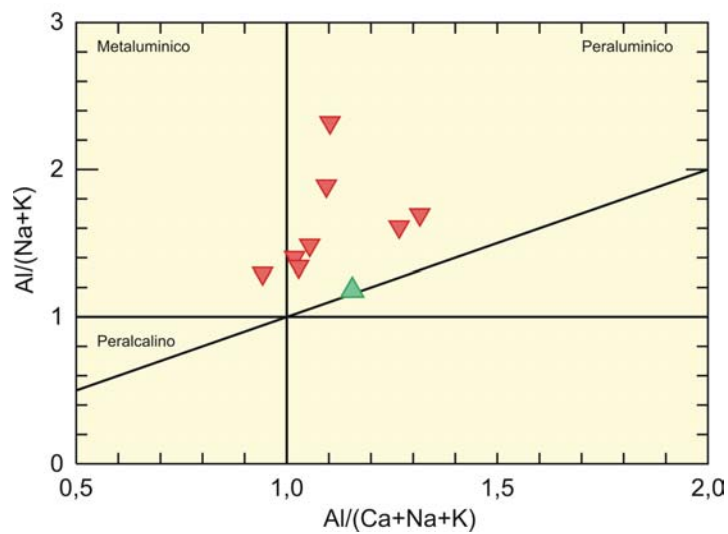


**Figura 36.** Clasificación de las rocas graníticas de acuerdo a la composición molecular normativa, según LeMaitre (1979). Los campos numerados corresponden a los del diagrama QAP de Streckeisen.



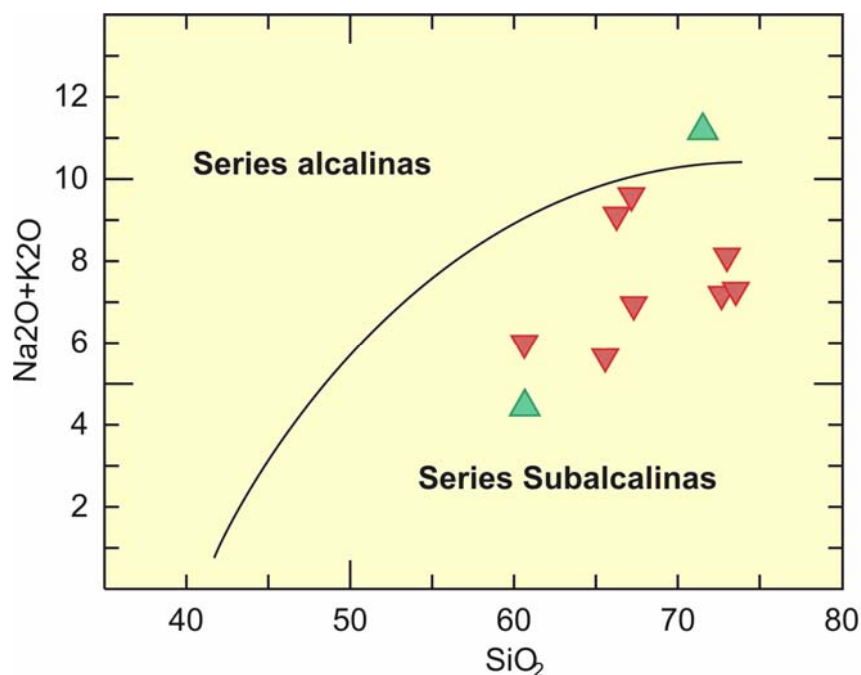
Según el índice de saturación en alúmina (Shand 1943:  $A/CNK$ : 1.295 - 3.922;  $NK/A$ : 1.487 - 4.876) las rocas varían desde composiciones levemente metalumínicas a peralumínicas (Figura 37).

**Figura 37.** Muestra la clasificación de las rocas según el índice de Shand. Las muestras JC55041026 y HC55072001 no aparecen en el grafica porque el valor de  $Al/(Na+K)$  es superior a 3 que es el límite propuesto por el autor.

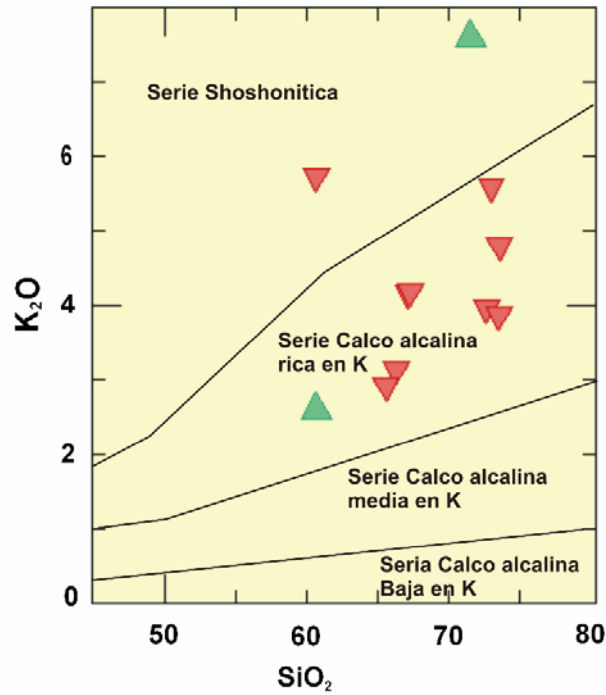


En la Figura 38 propuesta por Irvine y Baragar (1971) se aprecia claramente una concentración de las muestras en el campo subalcalino, debido al alto contenido de sílice en las rocas. Utilizando el diagrama discriminante de  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  propuesto por Peccerillo y Taylor (1976), para la clasificación de rocas subalcalinas, estas caen en el campo calco alcalino ricas en potasio, a excepción de las muestras YDE55069002 y HC55072001 las cuales son aun mas ricas en potasio ubicándose en el campo shoshonitico (Figura 39). En el diagrama AN (plagioclasa normativa) vs.  $SiO_2$  se aprecia nuevamente el carácter calco alcalino de dichas rocas (Figura 40), al igual que en el diagrama ternario AFM (Figura 41) también de Irvine y Baragar (1971). En las figuras 42 y 43 se presentan subdivisiones para las rocas subalcalinas propuestas por los anteriores autores, en donde se observa que las rocas del CGSL están enriquecidas en potasio.

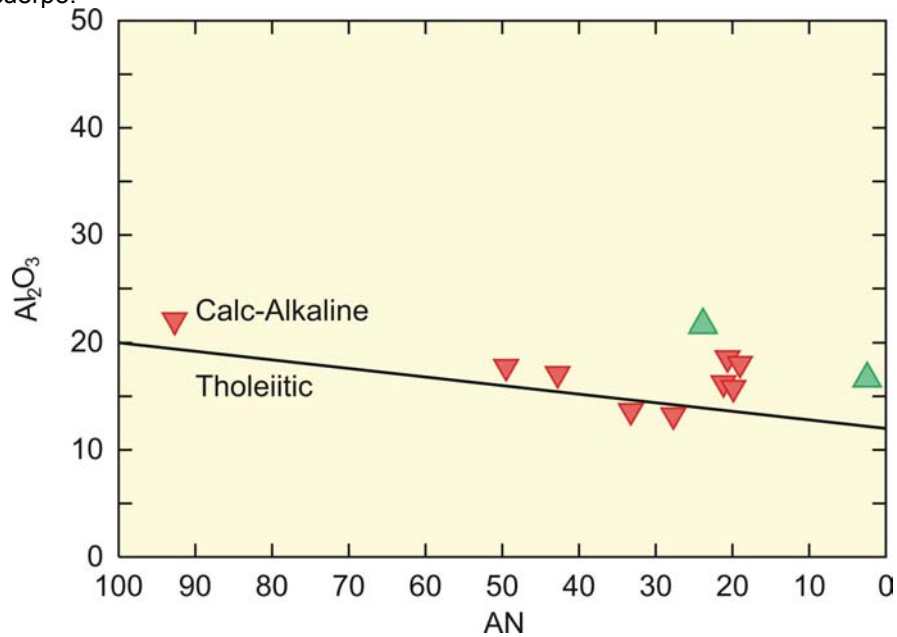
**Figura 38.** Subdivisión de las rocas ígneas en series (línea), según Irvine y Baragar (1971), apoyado en el diagrama de proyección de los álcalis vs. sílice (Modificado de Rollinson, 1993). La muestra YDE55069002 pertenece a la serie alcalina por su alto contenido de álcalis.



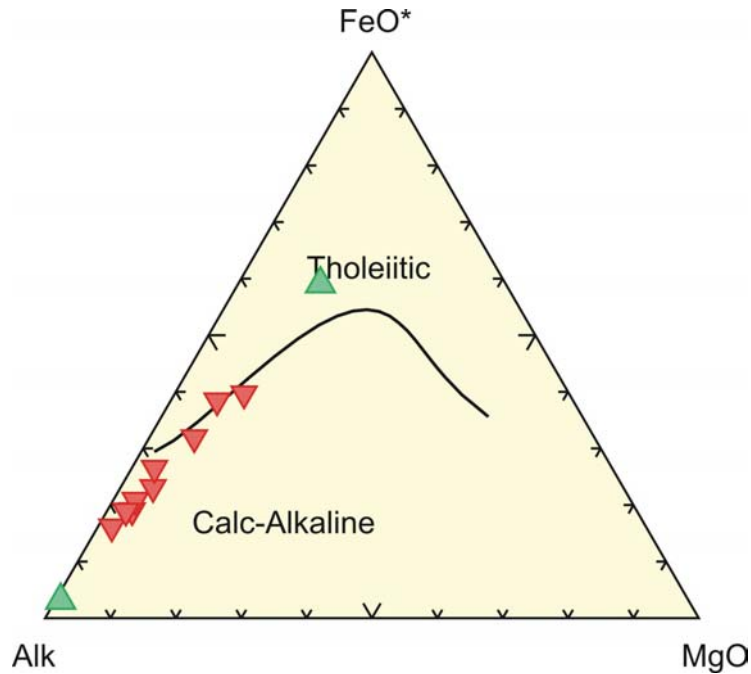
**Figura 39.** Diagrama discriminante de  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  propuesto por Peccerillo y Taylor (1976), para la clasificación de rocas subalcalinas.



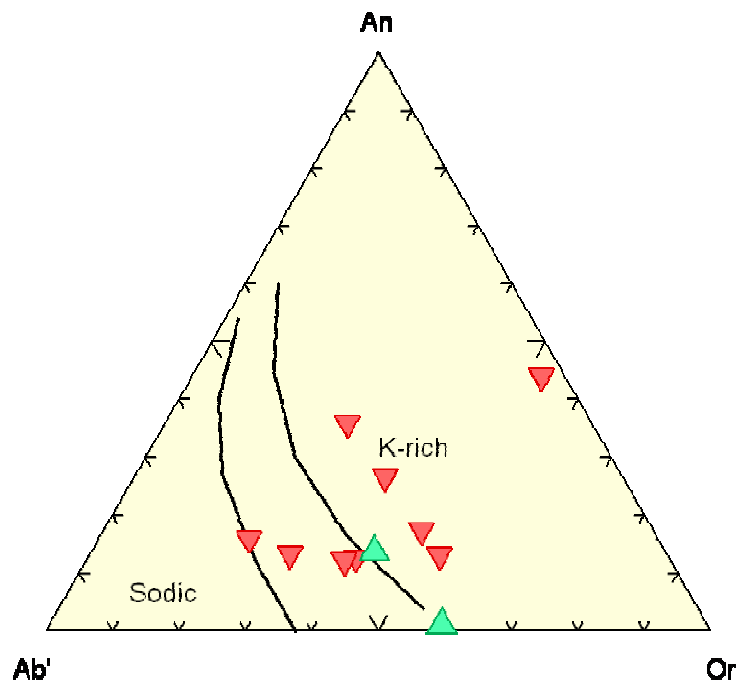
**Figura 40.** Diagrama  $Al_2O_3$  vs. AN, según Irvine y Baragar (1971). Las muestras LM55004001 y LM55003001 aparecen entre el límite toleítico y calco alcalino mostrando un enriquecimiento en  $Al_2O_3$  del cuerpo.



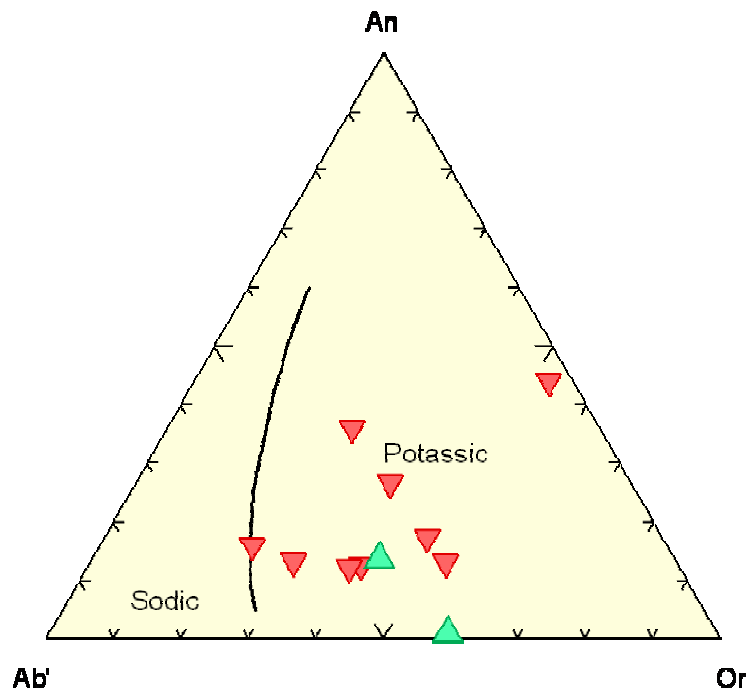
**Figura 41.** Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), para las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas. La muestra JC55041026 aparece en el campo toleítico debido al alto contenido de FeO (8.670).



**Figura 42.** Irvine y Baragar (1971), subdivisión de las rocas subalcalinas.



**Figura 43.** Otra subdivisión de Irvine y Baragar (1971) para rocas subcalcinas.

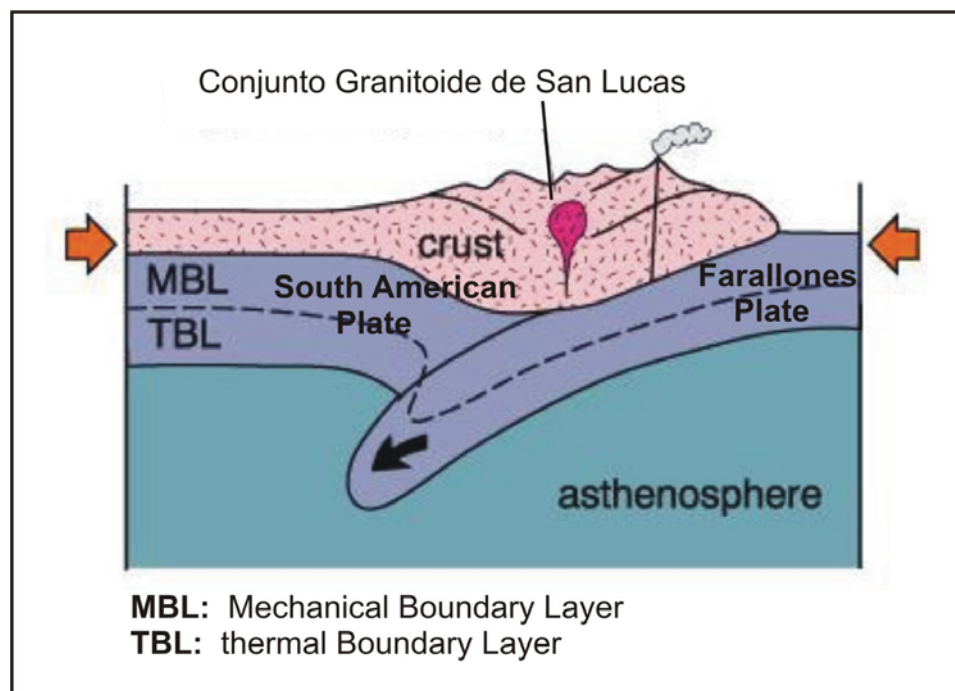


Para poder clasificar las rocas del CGSL tipológicamente se tubo en cuenta algunas características ya mencionadas como el índice de saturación de alúmina y el radio A/CNK que están por encima de 1.1 ( $3.922 \pm 1.295$ ; tabla 6) típico de granitos tipo S, estos valores elevados pueden deberse a una fuerte contaminación de la roca fuente en el momento del emplazamiento pues como se ve en el esquema geológico el cuerpo plutónico esta restringidos a cerros aislados y a intrusiones pequeñas dentro de las Formaciones Noreán y la Virgen, además de una fuerte alteración que causa el incremento en el contenido de aluminio; por otro lado las características petroquímicas como son el intervalo en el contenido de sílice (53.226 y 71,956 %), la presencia de constituyentes melanocráticos (Hbl, Bt y Ag), y la ausencia de moscovita son típicos de granitos tipo I (White y Chappell, 1983, Clarke, 1992 y Whalen, 1985), siendo concordante con las rocas graníticas encontradas en la plancha 64 (Conversación con Casas, 2006), donde

el origen de estas rocas se debe al emplazamiento de magmas asociados a márgenes activos en zonas de subducción.

Según la clasificación propuesta por Barbarín (1999) basada en los datos geoquímicos, las rocas pueden ser definidas como Granitoides Calco alcalinos rico en Anfíboles (ACG) que están relacionados con zonas de subducción y márgenes continentales activas y cuyo origen puede ser mixto, es decir, una conjugación de material y cortical y mantélico, (Figura 44).

**Figura 44.** Modelo de ambiente geodinámico para el emplazamiento del Conjunto Granitoide de San Lucas.



En general, las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas según los análisis geoquímicos consisten de monzogranitos, granodioritas y granito de feldespato alcalino principalmente, las cuales corresponden a una serie calco alcalina de carácter peraluminíco rica en K y Mg, correspondientes a granitos tipo I, formados en márgenes continentales activos que según Barbarín (1999) se definen como granitoides calco alcalinos en



ambientes tectónicos de zonas de subducción y márgenes continentales ricos en anfíboles (ACG). Tabla 6

**Tabla 6.** Características tipológicas del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Muestra	YDE55 069	DP55 119	JC55041 026	JC55059 041	JC55087 064	JC55062 043	JC55075 057	HC55066 001	HC55072 001	LM55004 001	LM55003 001
Tipo											
A/CNK	1.468	2.042	3.922	1.565	1.805	1.523	1.621	1.723	1.876	1.295	1.469
K/N	2.122	1.232	1.398	0.525	1.133	0.762	1.520	1.076	21.775	2.201	1.973
A/NK	1.487	2.258	4.876	2.034	2.166	1.879	2.464	3.138	3.680	1.630	1.888



## 8. SIGNIFICADO PETROGENÉTICO.

Los granitoides son rocas muy abundantes en la corteza terrestre y sus fundidos silicatados asociados pueden estar relacionados con una fuente mantélica pura (generando fundidos graníticos por procesos de diferenciación magmática), con una fuente estrictamente cortical (fenómenos de anatexis), o con participación de ambas fuentes. Esto, evidentemente está controlado fundamentalmente por el ambiente tectónico o ambiente geodinámico en el cual tiene lugar la generación de estos fundidos. Considerando esta premisa, varios autores (Por ejemplo: Winter, 2001), proponen una clasificación genética (en términos de su contexto geodinámico de su ocurrencia) de los granitos, señalando algunos rasgos distintivos (mineralógicos, pero fundamentalmente químicos) entre estos. Por ejemplo, los granitos de dorsales oceánicas tienen características que indican un origen de manto empobrecido (empobrecido en elementos incompatibles), es decir, empobrecido en aquellos elementos de mayor radio iónico, lo cual es muy característico del manto superior. Los granitos en arcos volcánicos usualmente tienen un origen de manto empobrecido modificado por un componente de corteza oceánica subducida; los granitos formados en ambientes intraplaca tienen evidencias de un manto enriquecido; los granitos generados en ambiente syn-colisional están caracterizados por un origen cortical puro, y los granitos de ambientes post-colisional tienen una fuente de manto litosférico enriquecido (Pearce, 1996).

Considerando algunos aspectos químicos de las rocas analizadas, se concluye que la mayoría de nuestras rocas son de carácter calcos alcalinos enriquecidos en potasio. Generalmente, los fundidos de tipo calco alcalino, solo se presentan en ambientes activos de placa (ambiente orogénico o transicional, según Winter, 2001), por ejemplo ambientes de colisión entre una corteza oceánica y una corteza continental (tipo Andes, Japón, Filipinas), y en menor medida entre una



corteza oceánica con corteza oceánica  
(<http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/PTRC.html>).

Considerando solo la afinidad calco-alcalina de nuestras rocas graníticas, tal como se indicó en el apartado 'Consideraciones preliminares' (número!!!), estas solo pueden relacionarse con ambientes orogénicos (arcos de islas oceánicas, arcos continentales o a una colisión continental) o ambientes transicionales (en ambientes de colapso post-orogénico).

Por otro lado, considerando las relaciones  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$  y  $K_2O/Na_2O$ , entre otras relaciones anteriormente mencionadas, nuestras variedades de rocas graníticas se relacionan con granitos de tipo I, lo cual permite restringir aún más el ambiente tectónico en el que tuvo lugar el emplazamiento de estos fundidos graníticos. En este sentido, y siguiendo los criterios propuestos por Winter (2001), nuestros fundidos graníticos debieron emplazarse en un ambiente orogénico, ya sea de tipo arco de isla oceánica o en ambiente de un arco continental (tipo cordillerano, como el actual sistema de los Andes).

Asimismo, la presencia importante de biotita, en mayor proporción que la hornblenda, es otro criterio que permite restringir aún más el ambiente tectónico, en el cual se emplazaron nuestros fundidos graníticos. En tal sentido, se concluye que los criterios petrográficos y geoquímicos, apuntan en su mayoría a granitos emplazados en un ambiente orogénico de tipo arco continental, en donde la generación de fundidos esta básicamente relacionada con la fusión parcial de la cuña mantélica, debido a los procesos de hidratación de ésta.

La presencia de una sola mica (biotita), la hornblenda, menos común la augita y los rasgos texturales alotriomórficos, inequigranulares con mega cristales de feldespatos, son otros criterios petrográficos que apuntan en este mismo sentido.



Los granitoides ricos en biotita son generados donde los magmas derivados del manto son inyectados en rocas corticales infraplaca. La correlación entre diferenciación y peraluminosidad indica el rol dominante de restite unmixing o cristalización fraccional en la producción y evolución de varios tipos de granitoides peralumínicos.

La presencia de biotita menos euhedral que la hornblenda, y la existencia de pequeños cristales de augita dentro de la hornblenda, se correlaciona perfectamente con la secuencia de cristalización de Bowen para una serie discontinua. Por otro lado, el tamaño de los feldespatos, los cuales por lo general fenocristales, indica que la velocidad de nucleación de estos minerales fue alta, en comparación con el gradiente de enfriamiento del sistema. Sin embargo, la presencia de plagioclasa con maclas, pero con zonación evidente, además de ser consistente con un proceso de enfriamiento relativamente rápido (granitos de baja temperatura) para ese sistema (sin dar tiempo a la homogenización composicional interna en los cristales formados), es un fenómeno común que se presenta durante el enfriamiento que sufre esta serie continua de la conocida 'Series de reacción de Bowen'.

Finalmente, se puede concluir igualmente que el magmatismo que generó las rocas graníticas estudiadas; las cuales aún no cuentan con dataciones geocronológicas, pero que por sus relaciones de campo parecen estar relacionadas con un magmatismo Mesozoico, posiblemente de edad Jurásica; presenta las mismas características que lo reportado en trabajos anteriores para el plutonismo granítico en los Andes Colombianos, en donde las rocas también son de series magmáticas calco-alcálicas y los granitos son de tipo I (en McCourt *et al.* 1984; Aspden *et al.*, 1987). Esto permite igualmente pensar, que el conjunto granítico de San Lucas, es la continuidad hacia el norte del desarrollo del arco magmático que igualmente se reconoce en distintos sectores de la Cordillera Central, constituyentes del *Western Jurassic Belt*, según Aspden *et al.* (1987).



La presencia más hacia el norte del área de estudio, de rocas menos diferenciadas (granodioritas), posiblemente guarde relación con una zonación composicional en la vertical, que experimentó esta franja granítica de arco continental (cuerpo emplazado posiblemente a una mayor profundidad).



## 9. IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS.

Los depósitos minerales en el área de estudio, relacionados con la presencia de las rocas graníticas estudiadas, solo se restringen a los sectores donde afloran las rocas granodioríticas (en el extremo más noreste de la plancha). Allí, según se reporta en las libretas de campo de los geólogos que hicieron parte de las expediciones a campo realizadas por personal de la UIS y el INGEOMINAS, existen filones hidrotermales de cuarzo con sulfuros (principalmente pirita) y Oro (al parecer de ambiente epitermal). Sin embargo, aún no existen suficientes estudios, como para relacionar la presencia de oro diseminado en estas facies granodioríticas y su posterior removilización a consecuencia de la percolación de fluidos hidrotermales.

Por lo anteriormente mencionado, este capítulo solo pretende mostrar la potencialidad del conjunto granitoide de San Lucas, como sistema hospedador de mineralizaciones, a partir de lo reportado en la bibliografía para cuerpos ígneos con características geológicas algo similares.

Las rocas graníticas, abarcan un amplio rango de composición y contenido de sílice, y están genéticamente relacionadas con un espectro de depósitos preciosos y metálicos. Los metales presentes están controlados por la composición, grado de fraccionamiento y el estado de reducción de las intrusiones asociadas. Las intrusiones fértiles asociadas a depósitos metálicos abarcan varios ambientes geodinámicos, ambientes como arc y back-arc son los más importantes. Casi todos los depósitos de Mo, Sn y W del mundo, muchos depósitos de metales raros (Ta, Nb, Li, Be, Zr, Ga, REE), mas del 60% de los recursos de Cu, poco mas del 10% de Fe, Au, Zn, Pb, Ag y U, y mucho de los metales menores (Bi, Cd, Sb, Te, Re, In, Sc) están presentes en y alrededor de plutones syn y post- tectónicos, y stocks emplazados en ambientes epizonales, entre 1 y 5 Km. bajo la superficie.



Los procesos en los cuales se producen las mineralizaciones son esencialmente los mismos en todos los granitos, en la diferenciación magmática generalmente hay producción de granitos progresivamente más desarrollados en donde el contenido de volátiles, como el agua, boro y fluoruros llegan a ser más concentrados y están disponibles para llevar grandes cantidades de metales pesados. Durante la etapa final de emplazamiento y solidificación del granito, la diferenciación magmática es reemplazada por procesos hidrotermales.

Los depósitos minerales considerados a continuación, están relacionados con rocas graníticas de carácter alcalino o calco alcalino de alto a bajo contenido en potasio, con una composición variada de peraluminico a metaluminico y cubre un amplio rango del contenido de sílice. La clasificación de los granitos en tipo I o tipo S (los cuales reflejan la composición de la roca fuente), o serie ilmenita y magnetita (los cuales describen el estado de reducción de la roca misma), pueden ser usados como la base para una subdivisión metalogenética. Esencialmente todas las intrusiones tipo S pertenecen a la serie ilmenita, mientras que los tipo I incluyen la serie magnetita y menos común rocas de la serie ilmenita. Las series magmáticas tipo I, pueden tener grandes depósitos de Cu, Mo, y/o Au, en contrastes los granitos de serie ilmenita, están asociados típicamente con depósitos de Sn y Wo.

Teniendo en cuenta la tectónica de placas, la mayoría de los depósitos metálicos relacionados con granitos ocupan ambientes de arco o trans-arco, aunque también pueden formarse en ambientes colisionales e intraplaca. Depósitos de Fe, Cu y Au generados por intrusiones presentes en arcos de islas o Cordilleranos son generados durante la subducción de la litosfera oceánica. Varios depósitos de Au - Cu, y Au están sobre arcos de islas del pacifico occidental (Tabla 7) otros depósitos de Ag-Pb-Zn relacionados con granitos están presentes donde la intrusión corta la secuencia sedimentaria al interior del arco cordillerano.



Depósitos metálicos, en forma de sulfuros (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Sb), óxidos (Fe, Sn, W), fluorcarbonatos (REE) o metales nativos (Au), son causados por la desestabilización de los complejos clorurados. La desestabilización es producida por enfriamiento, reacción con la roca caja en o alrededor de la cúpula, y en particular cuando se mezcla con aguas subterráneas.

Existen depósitos minerales ampliamente estudiados como los pórfidos cupríferos que tienen importantes mineralizaciones de Cu, Mo y/o Au, depósitos de esta naturaleza están asociados con batolitos tipo I cordilleranos en márgenes continentales activas y arcos de islas. Los pórfidos cupríferos están caracterizados por zonas de alteración resultado de la actividad hidrotermal.

En resumen y a manera de conclusión de este apartado, se resalta que asociado al Conjunto Granitoide de San Lucas o en relación genética con él, se conoce diversos tipos de ocurrencias minerales metálicas y no metálicas, algunas de interés económico y otras cuyas posibilidades son escasas o aún no han sido evaluadas. De la Espriella (1960), menciona muestras pequeñas de pirita y molibdenita en la superficie de un canto rodado recogido en cercanías de la población de San Martín de Loba y una muestra de cuarzo con pequeñas manifestación de oro, que fue extraída de la mina Socorro, aparte de estas no se observaron indicios de mineralización de interés económico en las rocas ígneas. Sin embargo, los habitantes de la región aseguran que las antiguas explotaciones esporádicas en búsqueda de oro encontraron filones con grandes cantidades de dicho mineral, encajadas en las rocas intrusivas de composición granodiorítica. El oro y la plata aparecen en pequeñas inclusiones en la matriz cristalina de los sulfuros en forma diseminada en sectores del filón. La galena y la escalerita son frecuentes, aunque en menos cantidad, con relación a la pirita (Romero, 1994).



**Tabla 7:** Principales depósitos a nivel mundial asociados a intrusiones graníticas. Tomado de Sillitoe (1996).

	Deposit and country	Tonnage (Mt) and grade	Subsidiary metals	Age (Ma)	Deposit type	Genetically related intrusion	Tectonic setting	Reference
Fe	Kiirunaavaara, Sweden	2600; 60 % Fe		1888±6	Replacement (?)	I-type syenite	Arc	Geijer, 1960
	Marcona, Peru	1600; 50-60 % Fe		137-118	Skarn	I-type granodiorite	Arc	Xie et al., 1996
Cu	El Teniente, Chile	10528; 1.23 % Cu	Mo	5	Porphyry	I-type dacite porphyry	Arc	Camus, 1975
	Chuquicamata, Chile	7239; 0.87 % Cu	Mo	34-31	Porphyry	I-type monzogranite porphyry	Transpressional arc	Alvarez et al., 1980
	Río Blanco-Los Bronces, Chile	6524; 0.77 % Cu	Mo	5	Breccia & porphyry	I-type quartz monzonite porphyry	Arc	Serrano et al., 1996
	Olympic Dam, Australia	2200; 1.36 % Cu	U, Au, Ag, REE	1588±4	Breccia	I-type syenogranite	Intra-plate rift	Reeve et al., 1990
Mo	Henderson, USA	727; 0.17 % Mo		28	Porphyry	I-type rhyolite porphyry	Extensional back-arc	Carten et al., 1988
	Endako, Canada	300; 0.08 % Mo		142-139	Porphyry	I-type quartz monzonite	Arc	Bysouth & Wong, 1995
Zn-Pb	Santa Eulalia, Mexico	37; 7.2 % Zn; 8.4 % Pb	Ag, Sn, V	27	Carbonate replacement	I-type rhyolite (dykes)	Back-arc	Megaw, 1986
	Kamioka, Japan	90; 5.0 % Zn; 0.7 % Pb	Ag	65	Skarn	I-type rhyolite porphyry	Back-arc	Sakurai & Shimazaki, 1993
Ag	Candelaria, USA	40; 80 g/t Ag	Au	193	Disseminated/stockwork	I-type dacite (dykes)	Extensional back-arc	Thomson et al., 1995
	Chañarillo, Chile	2; >3000 g/t Ag		~80	Veins	I-type granodiorite	Arc	Whitehead, 1919
W	Shizhuyuan, China	170; 0.26 % W	Sn, Bi, Mo, Be	~150	Skarn & greisen	S-type granite	Collision	Mao et al., 1995
	Xihushan, China		Sn, Bi, Mo, Be	148-140	Veins	S-type granite	Collision	Wu & Mei, 1982
	Panasqueira, Portugal	27; 0.48 % W	Sn, Cu	296-292	Veins	S-type granite	Collision	Polya, 1989
Sn	Dachang, China	60; 1.0 % Sn	Zn	91±2	Carbonate replacement	S-type granite	Collision	Mao et al., 1995
	Renison Bell, Australia	42; 1.0 % Sn		355±4	Carbonate replacement	I-type granite	Collision	Patterson et al., 1981
	San Rafael, Peru	17; ~4 % Sn	Cu	24	Veins	S-type monzogranite	Back-arc	Kontak et al., 1995
	Llallagua, Bolivia	>500000 Sn metal + ~80; 0.3 % Sn		20	Stockwork & veins	S-type quartz latite porphyry	Back-arc	Sillitoe et al., 1975
	Pitinga, Brazil		Nb, Ta	1689±19	Disseminated	A-type peralkaline granite	Intra-plate	Horbe et al., 1991
Li-Ta	Greenbushes, Australia	33.5; 1.2 % Li 28.0; 0.04 % Ta	Nb, Sn	2527±2	Pegmatite	S-type pegmatite	Greenstone belt	Partington et al., 1995
	Tanco, Canada	9.1; 1.3 % Li 2.1; 0.18 % Ta	Cs	Archaean	Pegmatite	S-type pegmatite	Greenstone belt	Crouse et al., 1984
U	Rössing, Namibia	~370; 0.03 % U		468±8	Disseminated	S-type granite	Collision	Berning, 1986
	Aue-Oberschlema, Germany	20; 0.4 % U	Ag, Co, Se	~300 (intrusion) 280-30 (deposit)	Veins	S-type granite	Collision	Schuppan et al., 1994
Au	Refugio, Chile	216; 0.88 g/t Au		23	Porphyry	I-type quartz diorite porphyry	Arc	Vila & Sillitoe, 1991
	Cadia Hill, Australia	350; 0.64 g/t Au	Cu	~440	Porphyry	I-type quartz monzonite porphyry	Arc (post-subduction?)	Newcrest Mining Staff, 1995
	Boddington, Australia	204; 1.3 g/t Au	Cu, Mo, W	2714-2696	Porphyry	I-type microdiorite	Greenstone belt	Symons et al., 1990
	Grasberg, Indonesia	976; 1.55 g/t Au	Cu, Ag	3	Porphyry	I-type monzodiorite porphyry	Arc (post-collision)	MacDonald & Arnold, 1994
	Telfer, Australia	62; 2.35	Cu	680-620	Carbonate replacement	I-type granite	Intra-plate	Goellnicht et al., 1989
	Porgera, Papua N G	160; 4.7 g/t Au	Ag	6	Stockwork & vein	I-type alkali basalt	Arc (post-collision)	Richards & Kerrich, 1993
Vasilkovskoye, Kazakhstan	100; 2.4 g/t Au		Late Ordovician	Veins & stockwork	I-type granodiorite	Arc (?)		



## CONCLUSIONES

- ▶ El conjunto granítico de San Lucas, presenta una variedad de rocas que van desde monzogranitos a granodioritas subordinadas. Las fases minerales mayoritarias presentes son cuarzo + plagioclasa ( $An_{30-50}$ ) + Ortosa ( $Or_{15-44}$ ) + biotita + minerales opacos. La hornblenda y la augita aparecen igualmente en las dos variedades de roca. La moscovita esta completamente ausente del plutón. Las fases accesorias más importantes son circón + apatito + esfena  $\pm$  clinozoisita  $\pm$  epidota.
- ▶ A partir de los rasgos texturales de las plagioclasas se identificaron granitos de alta y baja temperatura, en donde los primeros se encuentran ubicados hacia la parte sur de la franja granítica y los otros, se presentan en la parte norte y central de la franja estudiada.
- ▶ Todas las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas estudiadas consisten en granitos calcos alcalinos ricos en potasio. Una característica distintiva es su alto contenido de  $SiO_2$  (62,121–71,411 %) y el dominante carácter peraluminico.
- ▶ De acuerdo al radio  $A/CNK$ , por encima de 1.1 (lo cual es frecuente en granitos tipo S), es posible que éstos valores obedezcan a una contaminación de los fundidos durante su emplazamiento, entre otros aspectos. No obstante, el conjunto de otros rasgos petroquímicos, tales como el contenido de sílice, la presencia de constituyentes melanocráticos (Hbl, Bt y Ag), y la ausencia de moscovita, permiten establecer que en su mayoría, los distintos tipos de rocas graníticas estudiadas se corresponden



---

con granitos de tipo I. Tal como se determina igualmente en la continuidad más norte de la franja granítica: en el área de la plancha 55.



## RECOMENDACIONES

- ▶ Hacer transectas con una densidad de muestreo mayor para definir la posible variación de facies en el cuerpo intrusivo.
  
- ▶ Realizar una más análisis geoquímicos de elementos trazas en las rocas graníticas y en los materiales metamórficos del área (básicamente el Neis de San Lucas), para intentar establecer la posible fuente de los materiales corticales que pudieron aportar componentes al fundido silicatado responsable de la formación del CGSL.
  
- ▶ Realizar dataciones radiométricas que permitan conocer la edad del Conjunto Granitoide de San Lucas para correlacionar el magmatismo con los diferentes pulsos magmáticos documentados en el sistema Andino Colombiano.
  
- ▶ Realizar análisis con microsonda electrónica en algunos minerales (tales como el circón, la plagioclasa, piroxenos, anfíboles, entre otros), para precisar su quimismo y para fines geotermobarométricos.



## BIBLIOGRAFÍA

Álvarez, J.A, 1983. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenozoicos. *Boletín Geológico* 26, p. 175.

Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144, p. 893-905.

Barbarín, B., (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605 – 626.

Barrero. D. (2001). Material de Curso "Tectonostratigraphic sequences of Colombia. Origin and evolution of sedimentary basin". Preparado para INGEOMINAS.

Bogotá J.; Aluja, J. (1981). Geología de la Serranía de San Lucas. Geología Norandina, v. 4. Bogotá.

Bowden, P.; Batchelor, R.A.; Chappell B.W.; Didier, J.; Lameyre, J., (1984). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the earth and planetary interiors*, 35, p. 1-11.

Brook, M., 1984. New radiometric age data from S.W. Colombia. En: Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144, p. 893-905.



Cañon, Y.; González M.; Velásquez M.; Henao H.; Londoño J.; Mojica, J. (1997). Evaluación Metalúrgica de la Mina “La Chiva”, San Martín de Loba, Sur de Bolívar. Evaluación Metalúrgica y Ambiental de Yacimientos Auríferos, Tomo I, Ingeominas.

Chappell, B.W. Y White, A.J.R., (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p. 173-174.

Clavijo, J. (1996). Mapa geológico de Colombia, Plancha 75 Aguachica. Ingeominas. *Memoria explicativa*, p. 1-48. Bucaramanga.

Cobbing, J., (2000). The Geology and Mapping of Granite Batholiths. Springer, pp 141.

Cobbing, J., (1996). Granites – an overview. *Episodes*. Vol. 19, No. 4, p. 103-106.

De la Espriella, R. (1960). Investigaciones Mineras en la Región del Bajo Magdalena: Hierro en Barranco de Loba, Bolívar; Yeso en El Banco, Magdalena y Oro en San Martín de Loba, Bolívar. Servicio Geológico Nacional. *Informe 1365*. 11p. Bogotá.

Dorr, W., Grosser, J.R., Rodriguez, G.I., Kramm, U., (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8 No. 2, p. 187-194.

Galvis, J., de la Espriella, R. (1992). Vulcanismo Terciario al Sur de la Isla de Mompos (Parte Nororiental de la Serranía de San Lucas). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. Vol XVIII. No 70, p. 359-367.



Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Gregori, D., Grecco, L. y Llambías E. (2003). El intrusivo López Lecube: Evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (2): 167-175.

INGEOMINAS-UIS (2005). Cartografía Geológica De 9.600 Km<sup>2</sup> de La Serranía de San Lucas: Planchas 55 (El Banco), 64 (Barranco De Loba), 85 (Simití) y 96 (Bocas Del Rosario): Aporte al Conocimiento de su Evolución Geológica. Memoria Geológica Preliminar. Plancha 64, Barranco de Loba, Sur del Departamento de Bolívar.

Irving, E.M., (1975). Structural evolution of the northernmost Andes of Colombia. En: Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144, p. 893-905.

Irvine, T. N., y Baragar, W. A. R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. F. Earth Sci.*, 8, p. 523 - 548.

Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, p. 293-305.



Kassem, T. y Arango, J. L. (1977). Mapa fotogeológico de la Serranía de San Lucas. Escala 1:500.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Kretz, R., (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 68, p. 277 – 279.

Leutsh, Y., Lambert, A., Bogotá, J. (1980). Zona San Lucas-Reconocimiento Geológico Preliminar. Anexo Fotográfico. Informe No. 080 (Inédito) IAN.

Mantilla, L. C. (2003). Guía de Laboratorios de Petrología Ígnea. Publicaciones UIS. 124 p.

McCourt, W.J., Aspden, J.A., Brook, M., (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental Growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society, London*, 141, p. 831-845.

Osorio, L., Orozco, L. (2004). Definición de provincias sismotectónicas y bloques de deformación actual para Colombia. INGEOMINAS. Informe Interno.

Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Ordóñez, C.O. Y Pimentel, M.M. (2002). Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Ordóñez, C.O., Pimentel, M.M., Cardenas, P.A. (2001). Consideraciones geocronológicas e isotópicas preliminares del magmatismo Cretáceo-Paleoceno en el norte de la Cordillera Central. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the



Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Otamendi, J. E., Fagiano, M., Nullo, F. y Castellarini, P. (2002). Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 389-403.

Peacock, M. A., (1931). Classification of igneous rocks. En Cobbing, P., (2000). *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer, pp 141. .

Pearce, J., (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, Vol. 19, No. 4, p. 120 - 125

Pitcher, W. S., (1983). Granite type and tectonic environment. In Hsu K (ed) *Mountain Building processes*. Academic Press, London: 19 – 45.

Pitcher, W. S., (1997). The nature and origin of granite. *Champan Hall*, pp 387.

Pupin J.P. (1980). Zircon and Granite Petrology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volume 73, Issue 3, Aug 1980, Pages 207 – 220.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall*, 352 p.

Royero, J. M. (1997). Mapa geológico de Colombia. Plancha 65 - Tamalameque. Ingeominas. Memoria explicativa, pp. 1-53. Bucaramanga.

Royero, J. M. Clavijo, J. (2002). Mapa Geológico del Departamento de Bolívar, Escala 1:400.000. Ingeominas. Memoria explicativa, pp. 1-99. Bucaramanga



Shand, S. J., (1927, 1947). Eruptive Rocks. T. Murby & Co, London, p 444. En Cobbing, P., (2000). The Geology and Mapping of Granite Batholiths. Springer, pp 141. .

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Escovar, R., (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Sillitoe, R. H., (1996). Granites and Metal Deposits. *Episodes*, Vol. 19, No. 4, p. 126 – 132.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, p.1-33.

Toussaint, J.F., Restrepo, J.J., (1982). Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. *Earth Science Reviews*, 18, p. 205-213.

Winter, (2001). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

White, A. J. R., Chappell, B. W., (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. En Cobbing, P., (2000). The Geology and Mapping of Granite Batholiths. Springer, pp 141.

White, A. J. R., Chappell, B. W., (2004). Petrographic discrimination of Low – and High – Temperature I-type Granites.



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL  
DE SANTANDER  
UIS

INSTITUTO COLOMBIANO DE  
GEOLOGÍA Y MINERÍA  
INGEOMINAS



---

**Páginas Web.**

[www.minambiente.gov.co](http://www.minambiente.gov.co)

[www.mintransporte.gov.co](http://www.mintransporte.gov.co)

[www.wiki.neotropos.org](http://www.wiki.neotropos.org)

<http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/PTRC.html>.