

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**COMPARACIÓN ENTRE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) Y  
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA EN MUESTRAS DE ROCAS  
DE LA ISLA GRAN ROQUE, DEPENDENCIAS FEDERALES,  
Y DE GUAYANA, ESTADO BOLÍVAR.**

**Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Para optar al título de  
Ingeniero Geólogo, por el  
Br. Freddy Sojo**

**Caracas, Mayo de 2006**

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **COMPARACIÓN ENTRE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) Y COMPOSICIÓN MINERALÓGICA EN MUESTRAS DE ROCAS DE LA ISLA GRAN ROQUE, DEPENDENCIAS FEDERALES, Y DE GUAYANA, ESTADO BOLÍVAR.**

**Tutor Académico: MSc. Mauricio Bermúdez**  
**Tutor Industrial: Dr. Freddy Fernández**

**Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Para optar al título de  
Ingeniero Geólogo, por el  
Br. Freddy Sojo**

**Caracas, Mayo de 2006**

Los abajo firmantes, miembros del Jurado calificador, designados por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial Grado titulado:

**COMPARACIÓN ENTRE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) Y  
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA EN MUESTRAS DE ROCAS  
DE LA ISLA GRAN ROQUE, DEPENDENCIAS FEDERALES,  
Y DE GUAYANA, ESTADO BOLÍVAR.**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran **APROBADO**.

---

**Prof. Sebastián Grande**  
Jurado

---

**Prof. Ramón Sifontes**  
Jurado

---

**Prof. Mauricio Bermúdez**  
(Tutor Académico)

## DEDICATORIA

*“A mis padres,  
Edilia y Freddy,  
Autores del autor.  
A mi esposa,  
Xiomara,  
Con quien conocí el amor.  
A mi hija,  
Laura,  
Quien ha sido y será, mi mejor inversión.”*

**s. r. f. j.**

*“Si el hombre nació para vivir en sociedad,  
entonces,  
el socialismo  
es el resultado inevitable  
del futuro de la humanidad”.*

**s. r. f. j.**

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco primero, a la Universidad Central de Venezuela, honorable y digna casa de estudio, por haberme formado como ucevista y profesional.

A Freddy Fernández, el jefe, por la gran confianza depositada y la oportunidad ofrecida de haber pertenecido a su equipo de trabajo, junto a Francisco Araujo, Milangela Berbesi y Hugo Bello.

A Mauricio Bermúdez, digno docente de la Escuela de Geología, por acceder a la tutoría, por su acertado asesoramiento y colaboración personal.

A Mauricio Hernández, compadre amigo, por su constante ayuda personal.

A Ronmel Bona, hermano mío, por la ayuda personal que siempre me presto.

A Omar Contreras, por el respaldo ofrecido con el trabajo de campo.

A José Méndez, por su solidaridad como docente hacia mi persona.

A Sebastián Grande, por su asesoramiento docente.

A David Moreno, por hacerme llegar la propuesta y demás informaciones.

A Sylene González, por su sincera preocupación y apoyo personal, en todo momento.

A Tulio Peraza y Carolina Calimán, por las soluciones ofrecidas.

A José Chaparro, por su receptividad y el mapa ofrecido.

A Lenin Ortega y Arcadio Duque, por los favores concedidos.

A Gregorio López, por sus críticas oportunas.

A Verónica Alcazar, por sus palabras de ánimo.

A Wendy Murillo, por su compañerismo.

A Rommel Wiltchy, por su receptividad ofrecida con el proyecto.

A la Sra. Isabel, por sus alentadoras palabras.

**Sojo R., Freddy J.**

**COMPARACIÓN ENTRE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) Y  
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA EN MUESTRAS DE ROCAS  
DE LA ISLA GRAN ROQUE, DEPENDENCIAS FEDERALES,  
Y DE GUAYANA, ESTADO BOLÍVAR.**

**Tutor Académico: MSc. Mauricio Bermúdez.**

**Tutor Industrial: Dr. Freddy Fernández. Tesis. Caracas. U.C.V.  
Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2006,  
323 páginas.**

**Palabras claves:** Magnetismo, Isla Gran Roque, Dependencias Federales, Guayana, Estado Bolívar, Mineralogía.

**RESUMEN**

El presente trabajo tuvo como objetivo general la comparación entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y la composición mineralógica en muestras de rocas ígneo-metamórficas de la Isla Gran Roque, Dependencias Federales, y de Guayana, Estado Bolívar.

Este objetivo surgió como una consecuencia de tratar de entender más sobre la interacción puntual entre la corteza oceánica (placa del Caribe) y la corteza continental (placa Suramericana). Con esta finalidad, fueron evaluadas un total de ochenta y dos muestras de mano recolectadas en las regiones mencionadas, a través del análisis petrográfico de secciones finas bajo microscopio, y el análisis de susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) por medio de un equipo de susceptometría. Los resultados fueron analizados e interpretados por aplicaciones de la estadística descriptiva y multivariante, para estudiar similitudes y diferencias puntuales entre estas rocas.

Se definieron cuatro litogrupos para la isla Gran Roque, estos se caracterizaron por: Meta-Volcánicas (MV), Meta-Diabasas (MD), Meta-Gabros (MG) y Graníticas (G). Análogamente para Guayana se definen también cuatro litogrupos, como: Meta-Volcánicas (MV), Diabasas (D), Graníticas (G) y Metamórficas (M).

Los valores arrojados por las susceptibilidades ( $k$ ) fueron comparados según los litogrupos. El análisis descriptivo señala dos fuertes relaciones: La primera, entre los dos litogrupos MV, donde las muestras de Gran Roque arrojan un rango de ( $k$ ) mayor

que las de Guayana, esto posiblemente se atribuye a las composiciones máficas de las primeras en comparación a las félsicas de las últimas, aunque no se descarta que las propiedades magnéticas de las rocas de la Isla hayan sido afectadas por eventos tectotérmicos recientes en el contexto de la geodinámica del Caribe. La segunda relación es señalada entre los dos litogrupos G, donde se tienen contenidos mineralógicos de composición félsica muy similares y con bajos rangos de  $(k)$ , donde al parecer no hay variaciones significativas, sin embargo, para el caso de Guayana se observó la presencia de tres muestras con bajos porcentajes de minerales opacos y altos valores anómalos de  $(k)$ , probablemente esto sugiere que las propiedades magnéticas de las rocas cratónicas pudieron haber sido también afectadas por cambios en el paleomagnetismo terrestre desde edades Precámbricas.

El análisis estadístico realizado sobre el total de las muestras, logra una buena discriminación entre las composiciones mineralógicas de Gran Roque y Guayana a partir de los valores de  $(k)$ . Por último, el modelaje estadístico de estas indicó una mayor resolución por métodos de regresión múltiple para las muestras de Guayana, debido a su mayor abundancia y diversidad mineralógica.

# INDICE GENERAL

	Página
AGRADECIMIENTOS .....	v
RESUMEN.....	vi
INTRODUCCIÓN .....	22
MARCO INTRODUCTORIO.....	24
1.1. Introducción.....	24
1.2. Planteamiento del Problema.....	24
1.3. Objetivos.....	25
1.3.1. Objetivo General.....	25
1.3.2. Objetivos Específicos.....	25
1.4. Ubicación.....	26
1.4.1. Isla Gran Roque.....	26
1.4.2. Guayana.....	28
1.5. Metodología.....	29
1.5.1. Recopilación Bibliográfica y Cartográfica.....	29
1.5.2. Trabajo de Campo.....	30
1.5.2.1. Reconocimiento de campo.....	30
1.5.2.2. Colecta de muestras de mano.....	31
1.5.3. Trabajo de Laboratorio.....	31
1.5.3.1. Análisis por susceptibilidad magnética ( <i>k</i> ).....	32
Equipo de Susceptometría.....	34
Procedimientos.....	34
1.5.3.2. Análisis macroscópico y microscópico de muestras de roca.....	39
Principios de la Clasificación I.U.G.S. de Streckeisen.....	42
Determinación de la composición química molar de las plagioclasas según su porcentaje de Anortita.....	46
1.5.4. Trabajo de Oficina.....	48
1.5.4.1. Estadística descriptiva.....	48
Medidas de tendencia central.....	48
Medidas de dispersión.....	49
1.5.4.2. Estadística Multivariante.....	51
Análisis por grupos o de cluster.....	52
Método de regresión lineal simple.....	53
Análisis por regresión lineal múltiple.....	57
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL.....	61
2.1. Introducción.....	61
2.2. Tectónica del Caribe.....	61
2.3. Geología Regional de Islas Sureñas del Caribe.....	77
2.4. Geología Local de la Isla Gran Roque.....	82
2.4.1. Litología.....	84



2.4.2. Reconocimiento Geológico.....	85
2.4.2.1. Toma de muestras.....	93
2.5. Tectónica Precámbrica.....	94
2.6. Geología Regional del Escudo de Guayana.....	97
2.6.1. Provincia de Imataca.....	99
2.6.1.1. Litología.....	101
2.6.2. Provincia Pastora.....	102
2.6.2.1. Litología.....	104
2.6.3. Provincia de Cuchivero.....	105
2.6.3.1. Litología.....	107
2.6.4. Toma de muestras en el Escudo de Guayana.....	108
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) DE LAS ROCAS.....	110
3. 1. Introducción.....	110
3.2. Magnetismo y Conceptos Básicos.....	110
3.2.1. Campo Magnético Terrestre ( $\vec{H}$ ).....	110
3.2.2. Inducción Magnética ( $\vec{B}$ ).....	115
3.2.3. Susceptibilidad Magnética ( $k$ ).....	115
3.2.4. Permeabilidad Magnética ( $\mu$ ).....	119
3.2.5. Momento Magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ ).....	121
3.2.6. Magnetización ( $\vec{M}$ ).....	126
3.2.6.1. Magnetización Inducida.....	127
3.2.6.2. Magnetización Permanente.....	128
3.2.7. Materiales Magnetizables.....	128
3.2.7.1. Materiales Diamagnéticos.....	129
3.2.7.2. Materiales Paramagnéticos.....	131
3.2.7.3. Materiales Ferromagnéticos.....	132
3.3. Paleomagnetismo.....	146
3.4. Método Magnético.....	149
3.5. Antecedentes.....	152
3.5.1. Estudios realizados en el exterior.....	152
3.5.2. Estudios realizados en Venezuela.....	154
RESULTADOS.....	157
4.1. Introducción.....	157
4.2. Susceptibilidad Magnética ( $k$ ).....	157
4.2.1. Muestras del Gran Roque.....	157
4.2.2. Muestras de Guayana.....	158
4.3. Petrografía.....	161
4.3.1. Clasificación de Litogrupos.....	161
4.3.1.1. Muestras del Gran Roque.....	161
4.3.1.1. Muestras de Guayana.....	173
ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	205
5.1. Introducción.....	205
5.2. Clasificación Modal.....	205
5.2.1. Muestras del Gran Roque.....	206

5.2.2. Muestras de Guayana. ....	207
5.3. Estadística Descriptiva. ....	210
5.3.1. Histogramas de Frecuencia. ....	211
5.3.1.1. Muestras del Gran Roque. ....	211
5.3.1.2. Muestras de Guayana. ....	215
5.3.2. Tablas Estadísticas. ....	219
5.3.2.1. Muestras del Gran Roque. ....	219
5.3.2.2. Muestras de Guayana. ....	221
5.4. Análisis Estadístico Multivariante. ....	225
5.4.1. Análisis por Grupos. ....	225
5.4.1.1. Muestras del Gran Roque. ....	225
5.4.1.2. Muestra de Guayana. ....	226
5.4.1.3. Muestras de Gran Roque & Guayana. ....	228
5.4.2. Análisis por Regresión Múltiple. ....	229
5.4.2.1. Análisis por Regresión Múltiple para Gran Roque. ....	229
5.4.2.2. Análisis por Regresión Múltiple para Guayana. ....	235
5.4.2.1. Análisis por Regresión Múltiple para Gran Roque & Guayana. ....	241
5.5. Interpretación de Resultados. ....	247
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES. ....	255
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS CITADAS. ....	258
ANEXOS. ....	275

## INDICE DE TABLAS

	Página
<i>Tabla 1. División de rocas cristalinas por tamaño de grano. ....</i>	39
<i>Tabla 2. Escala gráfica utilizada bajo microscopio con ocular 10X. ....</i>	40
<i>Tabla 3. Planilla de control petrográfico .....</i>	41
<i>Tabla 4. Ubicación geográfica de las muestras de Gran Roque. ....</i>	93
<i>Tabla 5. Períodos de orogénesis en Venezuela durante el Precámbrico. ....</i>	95
<i>Tabla 6. Ubicación geográfica para las muestras de Guayana. ....</i>	109
<i>Tabla 7. Variaciones del campo geomagnético. ....</i>	114
<i>Tabla 8. Susceptibilidades (k) y % en volumen de Magnetita para Basaltos y Granitos. ....</i>	116
<i>Tabla 9. Susceptibilidades (k) y % en volumen de Magnetita e Ilmenita para varios litotipos. ....</i>	117
<i>Tabla 10. Susceptibilidad magnética de varias sedimentarias e ígneas. ....</i>	118
<i>Tabla 11. Susceptibilidad magnética (k) de varias metamórficas y minerales. ....</i>	119
<i>Tabla 12. Magnitudes de la Temperatura de Curie para algunos materiales. ....</i>	140
<i>Tabla 13. Magnitudes de mayor uso en el fenómeno de Magnetismo. ....</i>	145
<i>Tabla 14. Valores de susceptibilidad magnética (k) en muestras de Gran Roque. ...</i>	158
<i>Tabla 15. Valores de susceptibilidad magnética (k) en muestras de Guayana. ....</i>	159
<i>Tabla 16. Matriz Mineralógica del Litogrupo MV para muestras del Gran Roque. ....</i>	164
<i>Tabla 17. Matriz Mineralógica del Litogrupo MD para muestras del Gran Roque. ....</i>	168
<i>Tabla 18. Matriz Mineralógica del Litogrupo MG para muestras del Gran Roque. ....</i>	170
<i>Tabla 19. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras del Gran Roque. ....</i>	173
<i>Tabla 20. Matriz Mineralógica de Litogrupos V y MV, en orden para muestras de Guayana. ....</i>	178
<i>Tabla 21. Matriz Mineralógica del Litogrupo D para muestras de Guayana. ....</i>	182
<i>Tabla 22. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras de Guayana. ....</i>	199
<i>Tabla 23. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras de Guayana (Continuación). ....</i>	200
<i>Tabla 24. Matriz Mineralógica del Litogrupo M para muestras de Guayana. ....</i>	204
<i>Tabla 25. Valores estadísticos para los litogrupos de las muestras de la isla Gran Roque. ....</i>	221
<i>Tabla 26. Valores estadísticos para los distintos litogrupos de las muestras de Guayana. ....</i>	224
<i>Tabla 27. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple para muestras de Gran Roque. ....</i>	230
<i>Tabla 28. Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a las muestras de Gran Roque. ....</i>	230
<i>Tabla 29.- Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha para muestras de Gran Roque. ....</i>	232

<i>Tabla 30. Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha, para muestras de Gran Roque (continuación).</i>	233
<i>Tabla 31. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple de muestras de Guayana.</i>	235
<i>Tabla 32. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple de las muestras de Guayana (continuación)</i>	236
<i>Tabla 33. Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a muestras de Guayana.</i>	237
<i>Tabla 34. Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha, para muestras de Guayana.</i>	239
<i>Tabla 35. Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha, para muestras de Guayana (continuación).</i>	240
<i>Tabla 36. Valores arrojados por el paquete Statgraphics plus 5.1 para la regresión lineal múltiple de las muestras de Gran Roque &amp; Guayana.</i>	242
<i>Tabla 37. Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a muestras de Gran Roque &amp; Guayana.</i>	243
<i>Tabla 38. Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha, para muestras de Gran Roque &amp; Guayana, calculada por el Statgraphics plus 5.1.</i>	245
<i>Tabla 39. Valores de susceptibilidad magnética (k) observada y predicha, para muestras de Gran Roque &amp; Guayana, calculada por el Statgraphics plus 5.1. (continuación).</i>	246

## INDICE DE FIGURAS

	Página
<i>Figura 1. Ubicación geográfica relativa del Gran Roque.....</i>	27
<i>Figura 2. Ubicación geográfica relativa del Estado Bolívar. ....</i>	28
<i>Figura 3. Taladro para la toma de tapones.....</i>	32
<i>Figura 4. (a) Medidor Bartington MS2, (b) Sensor Bartington MS2B.....</i>	34
<i>Figura 5. Selección del rango, unidades y frecuencia en el equipo Bartington.....</i>	35
<i>Figura 6. Selección del volumen para el software de operación.....</i>	36
<i>Figura 7. Calibración del equipo Bartington a través de la muestra de referencia. .</i>	36
<i>Figura 8. Primera medición de aire en el sensor MS2B. ....</i>	37
<i>Figura 9. Medición de susceptibilidad (k) en el equipo Bartington. ....</i>	38
<i>Figura 10. Segunda medición de aire en el sensor MS2B para la corrección del valor (k). ....</i>	38
<i>Figura 11. Microscopio petrográfico de luz polarizada Zeiss. ....</i>	39
<i>Figura 12. 1<sup>er</sup> Triángulo A.P.Q. Clasificación I.U.G.S. ....</i>	43
<i>Figura 13. 2<sup>do</sup> Triángulo A.P.Q. Clasificación I.U.G.S.....</i>	44
<i>Figura 14. Determinación del porcentaje de Anortita en las plagioclasas. ....</i>	47
<i>Figura 15. Histograma y curva de frecuencias elaborado con Excel. ....</i>	50
<i>Figura 16. Dendrograma realizado por el método del entorno más cercano. ....</i>	53
<i>Figura 17. Diagrama de dispersión de puntos y recta de ajuste. ....</i>	54
<i>Figura 18. Curva de ajuste por el método de mínimos cuadrados. ....</i>	55
<i>Figura 19. Modelo “A” de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. ....</i>	68
<i>Figura 20. Modelo “B” de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. ....</i>	69
<i>Figura 21. Modelo “C” de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. ....</i>	70
<i>Figura 22. Expansión Proto-caribe y colisión en Sebastopol durante el Neocomiense (Cretácico inferior). ....</i>	72
<i>Figura 23. Colisión Sebastopol y el arco Caribeño contra el noroeste de Suramérica durante el Santoniense-Campaniense (Cretácico superior). ....</i>	73
<i>Figura 24. Transporte tectónico transpresional de los cinturones hacia el este durante el Eoceno. ....</i>	73
<i>Figura 25. Configuración del cinturón deformada del sur de Caribe y del bloque triangular de Maracaibo-Santa Marta durante el Mioceno. ....</i>	74
<i>Figura 26. Evolución de Caribe en el Cretácico Superior. ....</i>	75
<i>Figura 27. Evolución de Caribe en el Paleógeno inferior. ....</i>	76
<i>Figura 28. Evolución de Caribe en el Paleógeno superior. ....</i>	76
<i>Figura 29. Evolución de Caribe durante el Neógeno medio. ....</i>	77
<i>Figura 30. Isla Gran Roque. Foto tomada en dirección N13°W. Escala aproximada de 1: 10.000 en cm. ....</i>	86

<i>Figura 31. Acantilados del flanco sur en el cerro occidental y vista hacia el extremo oeste del bloque occidental. Foto tomada con dirección N72°W. ....</i>	<i>87</i>
<i>Figura 32. Acantilados del flanco norte con la mayor inclinación, en el cerro central .....</i>	<i>87</i>
<i>Figura 33. Taludes aluviales del cerro central en el bloque oriental de la isla. ....</i>	<i>88</i>
<i>Figura 34. Ortoconglomerados fosfáticos de la isla. Foto tomada en dirección N-S.89</i>	
<i>Figura 35. Vista lateral de la organización topográfica asimétrica de la Sierra y los litotipos expuestos en cada aforamiento. Foto tomada en dirección N81°W. ....</i>	<i>90</i>
<i>Figura 36. Intrusión félsica con cuerpo de apófisis. Extremo oriental del bloque oriental .....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 37. Diques félsicos graníticos en máficas gabroicas del bloque occidental. Faro mayor a 5 metros de altura. Foto tomada en dirección N42°W. ....</i>	<i>92</i>
<i>Figura 38. Edades relativas de las provincias geológicas del Precámbrico de Venezuela. ....</i>	<i>94</i>
<i>Figura 39. Provincias litotectónicas del escudo de Guayana, Venezuela. ....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 40. Mapa geológico generalizado del Escudo de Guayana. ....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 41. Patrones de campo magnético que rodean a un imán de barra con limaduras de hierro. 1: Patrón de campo magnético de un dipolo de un imán de barra. 2: Patrón de campo entre dos polos distintos de dos imanes de barra. 3: Patrón entre dos polos iguales de dos imanes. ....</i>	<i>111</i>
<i>Figura 42. Flujo del dipolo magnético terrestre. Obsérvese la convergencia de las líneas de flujo magnético hacia el polo Norte positivo (+) y su divergencia hacia el polo Sur negativo(-). ....</i>	<i>111</i>
<i>Figura 43. Componentes vectoriales del campo magnético terrestre. ....</i>	<i>113</i>
<i>Figura 44. 1) Momentos magnéticos orientados microscópicamente en la misma dirección y sentido 2) Suma macroscópica de los campos magnéticos microscópicos. ....</i>	<i>122</i>
<i>Figura 45. Movimiento de un electron en orbita circular. ....</i>	<i>123</i>
<i>Figura 46. Modelo clásico de un electrón girando en torno a su eje. ....</i>	<i>125</i>
<i>Figura 47. 1) Orientación aleatoria de momentos magnéticos atómicos en un material paramagnético desmagnetizado. 2) Orientación paralela de los momentos en el material frente a un campo externo aplicado <math>\vec{B}_0</math>, produciendo en el material un vector <math>\vec{M}_t</math> de magnetización total. ....</i>	<i>131</i>
<i>Figura 48. 1) Orientación aleatoria de los dominios magnéticos atómicos en un material ferromagnético con magnetismo remanente <math>\vec{M}_r</math> y momento macroscópico no nulo. 2) Orientación paralela de los dominios magnéticos en el material frente a un campo externo aplicado <math>\vec{B}_0</math>, produciendo en el material un vector <math>\vec{M}_t</math> de magnetización total . ....</i>	<i>133</i>
<i>Figura 49. Orientación de los momentos magnéticos en materiales ferromagnéticos del tipo: ferromagnéticos verdaderos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos. ....</i>	<i>135</i>
<i>Figura 50. A la izquierda: Desmagnetización de un cuerpo por encima de <math>T_{Curie}</math> frente a un campo <math>\vec{B}_0</math>. A la derecha: Magnetización del cuerpo por debajo de <math>T_{Curie}</math> frente a un campo <math>\vec{B}_0</math>. ....</i>	<i>137</i>

<i>Figura 51. Magnetización vs. Temperatura absoluta para una sustancia ferromagnética.</i>	138
<i>Figura 52. Temperaturas de Curie (<math>T_{Curie}</math>) y sus relaciones en el sistema ternario FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub></i>	139
<i>Figura 53. Diagrama del ciclo de histéresis en materiales ferromagnéticos.</i>	141
<i>Figura 54. Áreas de las curvas de histéresis para: (a) Material ferromagnético duro y (b) Material ferromagnético blando.</i>	143
<i>Figura 55. Desmagnetización de un material ferromagnético mediante su transportación a través de espiras de histéresis sucesivas.</i>	143
<i>Figura 56. Curva de Susceptibilidad magnética (<math>k</math>) vs. Magnetización <math>\bar{M}</math>.</i>	144
<i>Figura 57. Izquierda: Bandas de anomalías paleomagnéticas en simetría con la expansión oceánica. Derecha: Polaridad normal e inversa del dipolo geomagnético.</i>	146
<i>Figura 58. Reconstrucción de isócronas del piso oceánico basada en paleomagnetismo.</i>	147
<i>Figura 59. Curva de susceptibilidad magnética (<math>k</math>) en orden creciente.</i>	160
<i>Figura 60. Fotografía de GR05-27. Meta-volcánica de composición diabásica con textura porfídica.</i>	163
<i>Figura 61. Fotomicrografía de GR05-18 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura de un pórfido de anfíbol con núcleo clinopiroxénico y matriz microdiabásica.</i>	164
<i>Figura 62. Fotografía de GR05-06. Meta-diabasa hornbléndica con textura fanerítica equigranular y tamaño de grano medio a fino.</i>	167
<i>Figura 63. Fotomicrografía de GR05-37 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura meta-diabásica del tipo intersecetal producto del metamorfismo del clinopiroxeno en anfíbol y plagioclasa saussuritizada. Observese el hábito pseudorómbico de un posible cristal de magnetita.</i>	167
<i>Figura 64. Fotografía de GR05-32. Meta-gabro hornbléndico con textura fanerítica equigranular con tamaño de grano grueso.</i>	170
<i>Figura 65. Fotomicrografía de GR05-36 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura Meta-gabroica de cristales gruesos de clinopiroxeno alterados por anfíbolización.</i>	170
<i>Figura 66. Fotografía de GR05-31. Granito con textura del tipo aplítica.</i>	171
<i>Figura 67. Fotografía de GR05-33. Roca con textura pegmatítica.</i>	172
<i>Figura 68. Fotomicrografía de G05-33 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura pegmatítica con intercrecimientos gráficos entre el cuarzo y el microclino.</i>	172
<i>Figura 69. Fotografía de G04-27. Pórfido sub-volcánico a hipoabisal de composición félsica.</i>	174
<i>Figura 70. Fotomicrografía de G04-27 (Objetivo de 10x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Pórfido feldespático embebido en matriz cuarzo feldespática. Observese un posible cristal de magnetita con hábito subhedral del tipo pseudomórfico.</i>	174
<i>Figura 71. Fotografía de G04-18. Meta-dacita hornbléndica actinolítica.</i>	175

<i>Figura 72. Fotografía de G04-61. Meta-dacita con textura inequigranular porfídica.</i>	176
<i>Figura 73. Fotomicrografía de G04-61 (Objetivo de 10x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente).</i>	177
<i>Figura 74. Fotografía de G04-20. Diabasa de composición gabroica con textura fanerítica equigranular.</i>	179
<i>Figura 75. Fotografía de G04-58. Diabasa olivinífera de composición gabroica.</i>	180
<i>Figura 76. Fotomicrografía de G04-58 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Cristales pseudomorfos de magnetita como productos de alteración por reemplazamiento del clinopiroxeno.</i>	181
<i>Figura 77. Fotografía de G04-01. Monzo-granito con textura equigranular hipidiomórfica.</i>	185
<i>Figura 78. Fotografía de G04-05. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura inequigranular porfirítica.</i>	186
<i>Figura 79. Fotografía de G04-07. Granito infra-milonítico del tipo tectonita con textura fanerítica inequigranular.</i>	187
<i>Figura 80. Fotografía de G04-08. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura hipidiomórfica equigranular.</i>	187
<i>Figura 81. Fotografía de G04-09. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura foliada.</i>	188
<i>Figura 82. Fotografía de G04-14. Grano-diorita biotítico con textura hipidiomórfica equigranular.</i>	189
<i>Figura 83. Fotografía de G04-15. Granito proto-milonítico con textura hipidiomórfica inequigranular.</i>	190
<i>Figura 84. Fotografía de G04-22. Granito con textura rapakivi.</i>	190
<i>Figura 85. Fotografía de G04-28. Leuco-granito biotítico horbléndico con textura hipidiomórfica equigranular.</i>	191
<i>Figura 86. Fotografía de G04-55. Granito proto-milonítico con textura hipidiomórfica inequigranular.</i>	192
<i>Figura 87. Fotografía de G04-56. Granito milonítico con textura hipidiomórfica inequigranular.</i>	193
<i>Figura 88. Fotografía de G04-57. Granito proto-milonítico con textura inequigranular hipidiomórfica.</i>	193
<i>Figura 89. Fotografía de G04-62. Granito rapakivi con textura inequigranular hipidiomórfica.</i>	194
<i>Figura 90. Fotografía de G04-63. Granito biotítico porfirico rapakivi con textura inequigranular hipidiomórfica.</i>	195
<i>Figura 91. Fotografía de G04-64. Granito proto-milonítico con textura hipidiomórfica equigranular.</i>	195
<i>Figura 92. Fotografía de G04-67. Granito rapakivi con textura inequigranular hipidiomórfica.</i>	196
<i>Figura 93. Fotomicrografía de G04-67 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Intercrecimientos peritéticos del microclino en cordones ó finas vetas.</i>	196



<i>Figura 94. Fotografía de G04-69. Granito biotítico anfibólico con textura rapakivi. Observese el pórfido rosado de microclino de 8 cm en su diámetro mayor con sobrecrecimiento de un anillo oligoclásico. ....</i>	<i>197</i>
<i>Figura 95. Fotomicrografía de G04-69 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Sobrecrecimiento en discontinuidad óptica de un microclino y plagioclasa en típica textura rapakivi.....</i>	<i>198</i>
<i>Figura 96. Fotografía de G04-12. Gneis cuarzo feldespático biotítico granatífero.</i>	<i>201</i>
<i>Figura 97. Fotografía G04-54. Roca cuarcítica.....</i>	<i>202</i>
<i>Figura 98. Fotografía G04-66. Anfibolita hornbléndica actinolítica de tamaño de grano medio a grueso. ....</i>	<i>203</i>
<i>Figura 99. Fotomicrografía de G04- 66 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura granoblastica de una anfibolita de tamaño grueso. ...</i>	<i>203</i>
<i>Figura 100. Representación gráfica de Litogrupo MV para muestras de Gran Roque en el diagrama ternario de clasificación APQ. ....</i>	<i>206</i>
<i>Figura 101. Representación gráfica de Litogrupos MG y G, para muestras de Gran Roque en el diagrama ternario de clasificación APQ. ....</i>	<i>207</i>
<i>Figura 102. Representación gráfica de Litogrupo G y D para muestras de Guayana en el diagrama ternario de clasificación APQ. ....</i>	<i>208</i>
<i>Figura 103. Representación gráfica de Litogrupo MV para muestras de Guayana en el diagrama ternario de clasificación APQ. ....</i>	<i>209</i>
<i>Figura 104. Representación gráfica común de Litogrupos MV,MD, MG y D para muestras de Gran Roque &amp; Guayana en el diagrama ternario de clasificación de rocas Gabroides Sin Olivino y Con Hornblenda. ....</i>	<i>210</i>
<i>Figura 105. Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética (k) vs. Litogrupos MV, MD y MG, respectivamente, para muestras de Gran Roque. ....</i>	<i>212</i>
<i>Figura 106. Histogramas de frecuencia: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico para muestras de Gran Roque. ....</i>	<i>213</i>
<i>Figura 107. Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética vs. Litotipo V (Volcánica) y de los Litogrupos: MV (MetaVolcánica) , D (Diabasicas), G (Graníticas) y M (Metamorficas), respectivamente, para muestras de Guayana... </i>	<i>216</i>
<i>Figura 108. Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico para muestras de Guayana (ver Anexos: 20 a 43). ....</i>	<i>217</i>
<i>Figura 109. Dendrograma disjunto para las muestras de Gran Roque según los valores observados de.....</i>	<i>226</i>
<i>Figura 110. Dendrograma disjunto para las muestras de Guayana según los valores observados de susceptibilidad magnética (k). ....</i>	<i>227</i>
<i>Figura 111. Dendrograma genérico de todas las muestras para Gran Roque &amp; Guayana según los valores observados de susceptibilidad magnética (k). ....</i>	<i>228</i>
<i>Figura 112. Valores de (k) observado vs. (k) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Gran Roque. (a): calculado por Statgraphics plus 5.1, (b): calculado manualmente .....</i>	<i>234</i>
<i>Figura 113. Valores de (k) observado vs. (k) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Guayana. (a): calculado por Statgraphics plus 5.1 (ver Anexo 47)., y (b): calculado manualmente (ver Anexo 48). ....</i>	<i>240</i>

<i>Figura 114. Valores de (k) observado vs. (k) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Guayana, calculado por el Excel 2003. (ver Anexo 49).</i> .....	241
<i>Figura 115. Valores de (k) observado vs. (k) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Gran Roque &amp; Guayana, calculado por Statgraphics plus 5.1(ver Anexo 50).</i> .....	246
<i>Figura 116. Dendrograma disjunto para las muestras y litogrupos MV, MD, MG y G, de Gran Roque según los valores observados de susceptibilidad (k).</i> .....	248
<i>Figura 117. Dendrograma disjunto para las muestras y litogrupos MV, D, G y M, de Guayana según los valores observados de susceptibilidad (k).</i> .....	250
<i>Figura 118. Dendrograma genérico para las muestras y litogrupos de Gran Roque y Guayana</i> .....	252

## INDICE DE ANEXOS

Página

<i>Anexo 1. Mapa Geológico de la Isla Gran Roque.</i>	
<i>Anexo 2. Mapa Tectónico y Geológico del Escudo Venezolano de Guayana.</i>	
<i>Anexo 3. Límites de 95% de confiabilidad para proporciones minerales.....</i>	<i>275</i>
<i>Anexo 4. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Cuarzo.....</i>	<i>276</i>
<i>Anexo 5. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Feldespato K.....</i>	<i>277</i>
<i>Anexo 6. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Plagioclasa.....</i>	<i>278</i>
<i>Anexo 7. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Biotita.....</i>	<i>279</i>
<i>Anexo 8. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Anfíboles.....</i>	<i>280</i>
<i>Anexo 9. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Piroxenos.....</i>	<i>281</i>
<i>Anexo 10. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Esfena.....</i>	<i>282</i>
<i>Anexo 11. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Apatito.....</i>	<i>283</i>
<i>Anexo 12. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Epidoto.....</i>	<i>284</i>
<i>Anexo 13. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Calcita.....</i>	<i>285</i>
<i>Anexo 14. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Pirita.....</i>	<i>286</i>
<i>Anexo 15. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Clorita.....</i>	<i>287</i>
<i>Anexo 16. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Magnetita.....</i>	<i>288</i>
<i>Anexo 17. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Ilmenita.....</i>	<i>289</i>
<i>Anexo 18. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Hematita.....</i>	<i>290</i>
<i>Anexo 19. Histograma de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Leucoxeno.....</i>	<i>291</i>
<i>Anexo 20. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Cuarzo.....</i>	<i>292</i>
<i>Anexo 21. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Feldespato K.....</i>	<i>293</i>

<i>Anexo 22. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Plagioclasas.....</i>	<i>294</i>
<i>Anexo 23. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Moscovita.....</i>	<i>295</i>
<i>Anexo 24. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Biotita.....</i>	<i>296</i>
<i>Anexo 25. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Anfíboles.....</i>	<i>297</i>
<i>Anexo 26. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Piroxenos.....</i>	<i>298</i>
<i>Anexo 27. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Olivinos.....</i>	<i>299</i>
<i>Anexo 28. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Circón.....</i>	<i>300</i>
<i>Anexo 29. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Rutilo.....</i>	<i>301</i>
<i>Anexo 30. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Esfena.....</i>	<i>302</i>
<i>Anexo 31. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Granate.....</i>	<i>303</i>
<i>Anexo 32. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Apatito.....</i>	<i>304</i>
<i>Anexo 33. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Sericita.....</i>	<i>305</i>
<i>Anexo 34. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Caolinita.....</i>	<i>306</i>
<i>Anexo 35. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Epidoto.....</i>	<i>307</i>
<i>Anexo 36. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Calcita.....</i>	<i>308</i>
<i>Anexo 37. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Clorita.....</i>	<i>309</i>
<i>Anexo 38. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Pirita.....</i>	<i>310</i>
<i>Anexo 39. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Serpentina.....</i>	<i>311</i>
<i>Anexo 40. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Magnetita.....</i>	<i>312</i>
<i>Anexo 41. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Ilmenita.....</i>	<i>313</i>
<i>Anexo 42. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Hematita.....</i>	<i>314</i>
<i>Anexo 43. Histograma de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (k) vs. Porcentaje mineralógico de Leucoxeno.....</i>	<i>315</i>

<i>Anexo 44. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para muestras de Gran Roque.....</i>	<i>316</i>
<i>Anexo 45. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado manualmente, para muestras de Gran Roque.....</i>	<i>317</i>
<i>Anexo 46. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el Excel 2003, para muestras de Gran Roque.....</i>	<i>318</i>
<i>Anexo 47. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para muestras de Guayana.....</i>	<i>319</i>
<i>Anexo 48. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado manualmente, para muestras de Guayana.....</i>	<i>320</i>
<i>Anexo 49. Valor Observado de Susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el Excel 2003., para muestras de Guayana.....</i>	<i>321</i>
<i>Anexo 50. Valor observado de susceptibilidad magnética (k) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para el conjunto total de las muestras de Gran Roque y Guayana.....</i>	<i>322</i>
<i>Anexo 51. Dendrograma de distancia promedio entre Litogrupos de Gran Roque y Litogrupos de Guayana.....</i>	<i>323</i>

## INTRODUCCIÓN

En Venezuela, hoy en día, la información disponible sobre las propiedades físicas para las rocas que conforman las distintas regiones de nuestro territorio es limitada. Es por ello que se sigue trabajando bajo el interés de seguir completando el suministro de datos en esta materia.

Las propiedades físicas de las rocas son parámetros asociados a la composición mineralógica textural, a su naturaleza de origen y a las condiciones del marco geológico que reúnen las mismas (BOSCH, 2002). Los estudios de petrofísica involucran variables que requieren la medición en muchas de las evaluaciones diagnósticos de subsuelo rocoso.

El magnetismo, como fenómeno natural de los cuerpos y materiales, involucra a la susceptibilidad magnética ( $k$ ) como una de las variables de estudio para el campo de investigaciones petrofísicas. Esta propiedad, al ser dependiente de los contenidos mineralógicos magnetizables en las rocas (CARMICHAEL, 1982; DOBRIN, 1988), llega a ser tema de interés en el estudio de la predicción litológico de las rocas del subsuelo.

Bajo la finalidad de tratar de entender más sobre pequeñas y puntuales diferencias y similitudes en la interacción de rocas cristalinas del basamento de corteza oceánica Caribeña y del basamento de corteza continental Suramericana, surge el interés, como objetivo general del presente trabajo, de realizar un estudio comparativo entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y la composición mineralógica en muestras de rocas de la isla Gran Roque, Dependencias Federales, y de Guayana, Estado Bolívar.

Con esta finalidad se evaluó la descripción macroscópica y microscópica de un número total de 82 muestras de mano recolectadas en las regiones mencionadas, se realizó: descripción de muestras de mano, análisis petrográfico de secciones finas bajo microscopio con conteo modal, y análisis de susceptibilidades ( $k$ ) de las rocas arrojado

por un equipo Bartington de susceptometría. Los resultados fueron analizados e interpretados a través de la aplicación de descriptiva y estadística multivariable que sirvió para estudiar similitudes y diferencias entre grupos de rocas cristalinas.

Este trabajo está dividido en seis capítulos: el primero, es el marco introductorio en el cual se presentan: el planteamiento del problema, objetivos generales, objetivos específicos, la metodología utilizada, así como la ubicación de la zona de trabajo. En el segundo capítulo se presentan el marco geológico regional y local de las zonas de estudio.

Posteriormente en el tercer capítulo se hace una recopilación detallada del marco teórico de la susceptibilidad magnética ( $k$ ) de las rocas. En el capítulo cuatro se muestran los resultados obtenidos del estudio petrográfico y de las susceptométrico para las rocas de la Isla Gran Roque y de Guayana. En el capítulo cinco se presentan los análisis estadísticos, su discusión e interpretación. Por último, en el sexto capítulo se proporcionan las conclusiones y recomendaciones del presente Trabajo Especial de Grado.

## CAPITULO I:

### MARCO INTRODUCTORIO.

#### 1.1. Introducción.

A continuación se presenta en este capítulo los principales aspectos relacionados con el método científico, a fin de hacer el estudio y la comparación entre susceptibilidad magnética ( $k$ ) y composición mineralógica de las rocas del escudo de Guayana y de la isla Gran Roque. Entre los principales aspectos destacan: planteamiento del problema, antecedentes, hipótesis de trabajo, objetivo general, objetivos específicos metodología a emplear, y la ubicación de la zona de estudio.

#### 1.2. Planteamiento del Problema.

La interacción de la corteza oceánica de la placa litosférica del Caribe y la corteza continental de la placa Suramericana ha sido motivo de muchas controversias. En la actualidad no se conoce con certeza el límite septentrional, para Venezuela, de las rocas continentales del basamento cristalino Precámbrico en su contacto con rocas oceánicas del basamento cristalino Mesozoico-Terciario. Según varios autores (SMITH, 1983; MENDZOZA, 2000 etc.) se postula la extensión de las rocas Precamblicas como basamento de la cuenca oriental y en contacto con el basamento oceánico Caribeño.

Motivado a esto, surge como problema la realización de una comparación puntual entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y la mineralogía en muestras de rocas cristalinas de la placa Suramericana, con un marco geológico de referencia seleccionado en el cratón del escudo de Guayana, debido al carácter representativo de estas rocas como basamento cristalino continental, y también sobre muestras de rocas cristalinas de la



placa Caribe, con un marco seleccionado en la isla Gran Roque, debido al carácter representativo de estas rocas como basamento cristalino oceánico.

Aunque, para efectos de este trabajo, no se ayude a proporcionar direcciones ó directrices claves sobre la mejor definición del contacto limítrofe entre las placas mencionadas, sí se puede establecer pequeñas y puntuales diferencia entre rocas de diferente corteza y composición, no sólo desde la óptica mineralógica sino desde la óptica de una propiedad física como la susceptibilidad magnética ( $k$ ) de las rocas.

### **1.3. Objetivos.**

#### **1.3.1. Objetivo General.**

El objetivo general del presente trabajo es el de realizar una comparación entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y la composición en muestras de roca de la isla Gran Roque, Dependencias Federales, y del cratón del escudo de Guayana, con la finalidad de poder establecer posibles diferencias y similitudes puntuales entre ambas zonas de estudio.

#### **1.3.2. Objetivos Específicos.**

Este trabajo contiene cuatro objetivos específicos a saber:

1. Hacer un reconocimiento geológico de campo para la toma de muestras de mano en rocas pertenecientes al complejo ígneo-metamórfico de la isla Gran Roque.
2. Estudio de treinta y siete (37) muestras de rocas recolectadas en la isla Gran Roque, y cuarenta y cinco (45) muestras de rocas recolectadas en el escudo de Guayana. Esto a través de:

- a) Descripción mineralde muestras de mano.
  - b) Análisis petrográfico de secciones finas bajo microscópio por conteo modal.
  - c) Análisis de susceptibilidad magnética ( $k$ ) con un equipo marca Bartington de susceptometría.
  - d) Análisis de estadística descriptiva y multivariante de los resultados obtenidos en (a), (b) y (c).
3. Establecer posibles rangos de susceptibilidades ( $k$ ) que permitan la discriminación entre las rocas de ambas zonas de estudio.

## 1.4. Ubicación.

### 1.4.1. Isla Gran Roque.

La zona de estudio se encuentra ubicada en el extremo norte oriental del Archipiélago Los Roques, al sur central del mar Caribe, Dependencias Federales, ésta puede ser apreciada en la Figura 1. Al sur de la región del mar Caribe se incluyen las Dependencias Federales de Venezuela e islas Holandesas situadas entre  $63^{\circ} 02'$  y  $70^{\circ} 55'$  de longitud oeste, entre 80 y 150 Km. al Norte de la costa Venezolana (ver Figura 1).

La isla del Gran Roque, como la más importante del conjunto de islas e islotes que conforman el archipiélago Los Roques, está situada en el extremo Noreste del mismo archipiélago, a unos 152 Km. del puerto de la Guaira, con rumbo geográfico de Norte  $11^{\circ}$  Este. El Gran Roque tiene una superficie de  $1.7 \text{ Km}^2$  con unos 3.15 kilómetros de largo en dirección noroeste.

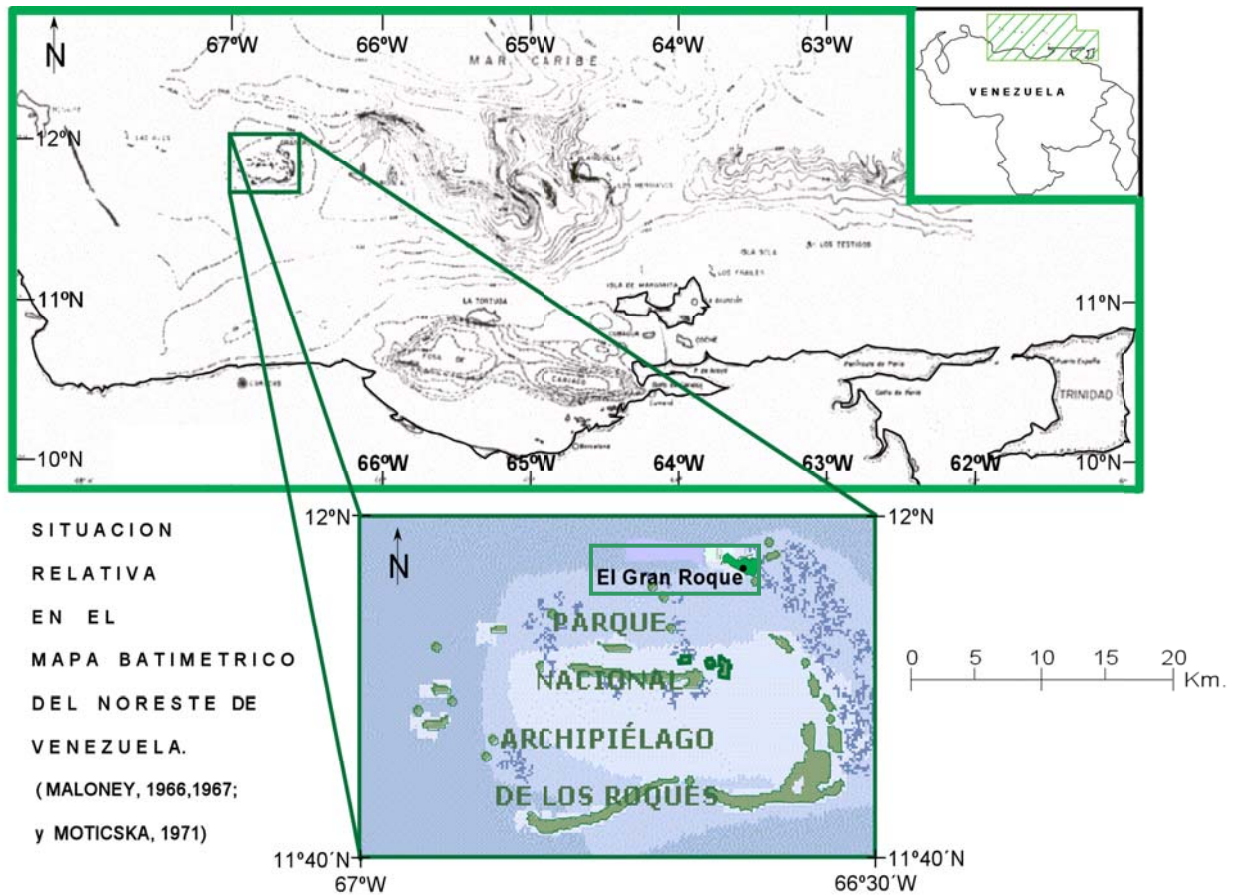


Figura 1. Ubicación geográfica relativa del Gran Roque.

Las coordenadas geográficas de la isla del Gran Roque fueron determinadas en 1910, por miembros de la Comisión Astronómica del Cuerpo de Ingenieros (C.A.C.I), y dan para el punto geográfico del faro oriental, los siguientes valores:

- Coordenadas Geográficas: Latitud Norte:  $11^{\circ} 57' 33''$ .
- Longitud Oeste:  $66^{\circ} 40' 37''$ .
- Longitud Este, a partir de Caracas:  $0^{\circ} 15' 13''$ .

Las coordenadas geográficas de la isla Gran Roque determinadas en el 2005 para este Trabajo, arrojan para el punto geográfico del Faro Oriental, los siguientes valores:

Coordenadas Geográficas: Latitud Norte:  $11^{\circ} 57' 18,9''$ .

Longitud Oeste:  $66^{\circ} 40' 29,4''$ .

### 1.4.2. Guayana.

Esta área de estudio se ubica en la región sureste que comprende el escudo de Guayana en el estado Bolívar. La zona de estudio puede ser apreciada en la Figura 2. En esta se incluyen los afloramientos de las rocas cratónicas donde se encuentran distribuidas las muestras recolectadas, ubicándose hacia el flanco sur del río Orinoco, en la zona norte-central del escudo, localizándose aproximadamente entre los paralelos  $6^{\circ}$  y  $8^{\circ} 15'$  de latitud norte, y entre los meridianos  $63^{\circ}$  y  $67^{\circ} 20'$ .



Figura 2. Ubicación geográfica relativa del Estado Bolívar.

## **1.5. Metodología.**

La metodología del presente trabajo se describe en tres etapas principales, la primera de ellas concernientes a recopilación bibliográfica y cartográfica, la segunda al trabajo de campo, la tercera al trabajo de laboratorio y por último a la etapa de trabajo de oficina.

En esta primera etapa de Pre-campo se reunió un primer lote de muestras de rocas ígneo-metamórficas del escudo de Guayana, muestras que se encontraban previamente seleccionadas por otras misiones de campo realizadas en equipos previos de trabajo, que sirvieron a estudios previstos en laboratorio. Este primer grupo es de composiciones típicamente continentales, razón por la cual se motivó la ejecución de una salida de campo que permitió completar, con un segundo lote,

el número de muestras en total. Este segundo grupo representa las composiciones típicamente oceánicas.

### **1.5.1. Recopilación Bibliográfica y Cartográfica.**

En esta etapa se realiza la búsqueda, recolección y estudio de la documentación bibliográfica de mayor interés. El material se ubicó en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (UCV), Biblioteca de INTEVEP. (CIT.), Biblioteca del Ministerio de Energía y Minas (INGEOMIN.), Biblioteca del IVIC, Internet.

A nivel cartográfico se utilizarán:

- Geologic and tectonic map of the Venezuelan Guayana shield, a escala 1: 1.000.000 en Km. (Jeffrey C. Wynn, Dennis P. Cox, Floyd Gray, y Paul G. Schruben, 1993).

- Mapa geológico de la isla del Gran Roque, a escala 1: 5.000 en metros (Schubert & Moticska, 1972).

### **1.5.2. Trabajo de Campo.**

Se planteó la ejecución de un trabajo de campo dirigido a la isla del Gran Roque, Archipiélago Los Roques, Dependencias Federales, esto para la fecha de Mayo del año 2005. El trabajo se planificó considerando la permanencia en campo por un lapso de dos días y una noche, y las vías de acceso disponibles para todos los afloramientos de la zona. Este se desarrolló en tres sub-etapas, caracterizadas por las actividades pertinentes al reconocimiento geológico del área de campo y a la colecta de muestras de mano con su ubicación geográfica en los afloramientos de la zona de campo.

#### **1.5.2.1. Reconocimiento de campo.**

En la libreta de campo se realizó la toma de datos referentes al reconocimiento geológico de campo. Al llegar a las cuencas se hizo primeramente un recorrido previo de estas, observando los obstáculos y los peligros que podrían retrasar el trabajo. Luego de verificar la seguridad del lugar se tuvo como finalidad ubicar en campo los afloramientos y las variedades litológicas referidos en la bibliografía.

En esta actividad se recorrió el área de estudio y se verificó la correspondencia de los distintos afloramientos presentes con el mapa geológico de la isla de 1972 a una escala elaborada en 1: 5.000, validando la información bibliográfica documentada en el área de estudio.

### **1.5.2.2. Colecta de muestras de mano.**

Se realizó una colecta de 36 muestras en total, para su posterior procesamiento en análisis de laboratorio. La identificación de las muestras se realizó con una nomenclatura alfanumérica, la cual incluye una primera inicial separada por un guión de dos segundas letras que designa la inicial ó las iniciales de la zona de estudio, seguido del año en que se colectaron y separado por un guión que da entrada a la secuencia enumerada en todas y cada una de las muestras, como ejemplo se tiene: G04-01 (Guayana de 2004, Muestra N° 01) y GR05-01 (Gran Roque de 2005, Muestra N° 01).

La ubicación geográfica en la distribución de toma de muestras se realizó directamente sobre el Mapa Geológico de la Isla (ver Anexo 1). Para el caso de Guayana, la ubicación y distribución geográfica en la toma de muestras se realizó directamente sobre el Mapa Tectónico y Geológico del Escudo de Guayana Venezolano (ver Anexo 2).

### **1.5.3. Trabajo de Laboratorio.**

En esta etapa se realiza la preparación y montaje de las muestras recolectadas en campo para su procesamiento en laboratorio. En esta etapa se involucran tres sub-etapas a saber: análisis de susceptibilidad magnética ( $k$ ), análisis de muestras de mano con lupa binocular, y análisis microscópico por petrografía de secciones finas.

Es importante señalar que algunas de las muestras no fueron útiles debido a que eran muy pequeñas, lo que traía como consecuencia que en el proceso de preparación (toma de tapones), estos no tuvieran el tamaño ni la forma deseada para los ensayos. Por otro lado, otras de las muestras que sí tenían el tamaño adecuado, al momento de tomar los tapones, se rompían y/o estallaban como consecuencia de la acción del taladro, por lo que tampoco fueron útiles. Debido a estos problemas, la población fue disminuida a un población total de ochenta y dos (82) muestras de rocas.

### 1.5.3.1. Análisis por susceptibilidad magnética ( $k$ ).

Para el análisis de susceptibilidad magnética ( $k$ ) se procedió a la toma de tapones con la ayuda de un taladro rotatorio con una mecha de diamante y de 2,54 cm. de diámetro interno, este taladra es mostrado en la Figura 3.



*Figura 3. Taladro para la toma de tapones.*

La muestra se coloca en la base que se encuentra debajo de la mecha, se fijan bien tanto la muestra como la base, de manera que no se muevan cuando se esté tomando el tapón. Se impregnan las muestras con agua y se procede con la ayuda de la palanca que se encuentra del lado derecho del taladro a bajar la mecha poco a poco y a ritmo constante para tratar de que la muestra no se fracture.

### **Sistema de Susceptibilidad Magnética Bartington MS2.**

El sistema MS2 mide la susceptibilidad magnética ( $k$ ) de los materiales, esta contribuye, entre sus diversos usos, a la clasificación de materiales que concentran minerales portadores de hierro en su contenido.

La susceptibilidad magnética ( $k$ ) a llegado a convertirse en un medición conveniente debido a lo siguiente:



- Las mediciones pueden ser realizadas en prácticamente todos los materiales.
- Las mediciones son seguras, rápidas y no destructivas.
- Las mediciones se pueden hacer en campo ó en laboratorio.
- Las mediciones complementan muchas líneas de laboratorio para otros análisis.

El sistema *MS2* es el estándar en casi todo el mundo para la medición de la susceptibilidad magnética en muestras que comúnmente incluyen rocas, suelos, sedimentos, polvos atmosféricos de contaminación, como también de materiales de construcción. Este permite no solo mediciones rápidas, sino baratas, limpias y seguras, con un alto nivel de precisión y reproducibilidad, y con una mínima preparación de la muestra.

### **Mediciones con el Sistema *MS2*.**

Las mediciones de susceptibilidad magnética ( $k$ ) fueron hechas por un equipo de susceptómetro marca Bartington, el cual consiste básicamente de un medidor *MS2* (ver Figura 4a) y un sensor *MS2B* (ver Figura 4b) conectados a través de un cable coaxial.

El sensor *MS2B* opera bajo el principio de inducción de corriente alterna. El circuito interno del medidor *MS2* suministra energía al circuito oscilatorio ubicado dentro del sensor *MS2B*, generando así un campo magnético alternante de baja intensidad.

Cuando un material es colocado dentro de éste campo, ocurre un cambio en la frecuencia del oscilador que es proporcional a la magnetización de la muestra; esta información es enviada al medidor *MS2* para ser procesada, en donde se calcula la relación entre ésta magnetización y el campo, resultando en el valor de susceptibilidad magnética ( $k$ ) volumétrica.

Las mediciones son obtenidas digitalmente a través de un método dependiente del tiempo, el cual proporciona medidas precisas y repetibles.

### Equipo de Susceptometría:

- Medidor marca Bartington, modelo *MS2*.
- Sensor marca Bartington, modelo *MS2B*.
- Muestra de calibración.
- Computadora con sistema operativo Windows.
- Software de operación Multisus.



(a)



(b)

**Figura 4.** (a) Medidor Bartington *MS2*, (b) Sensor Bartington *MS2B*.

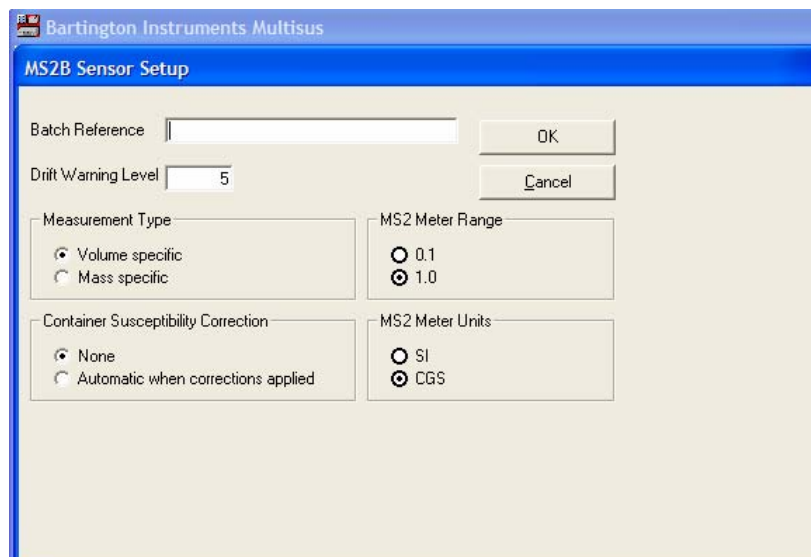
### Procedimientos:

1. Se enciende la computadora y se abre el programa Multisus.
2. Se selecciona el tipo de sensor a usar, en este caso el *MS2B* (ver Figura 4b). Este sensor acepta muestras de 10 ml en potes plásticos ó núcleos de taladros de 1 pulgada. Tiene la facilidad de hacer mediciones a dos frecuencias.

3. Se enciende el medidor  $MS2$ , este puede expresar la susceptibilidad ( $k$ ) ya sea en unidades C.G.S ó S.I, por medio de dos rangos de medida, dando una resolución de 1 ó 0,1. Se selecciona en el programa el rango de medida (1,0), las unidades a utilizar (C.G.S) y la frecuencia de medición (LF) (ver Figura 5 y 6). Tanto para baja frecuencia (LF) como para alta frecuencia (HF) los valores arrojan igual resultado, siempre que exista ausencia de partículas ferromagnéticas superparamagnéticas muy finos (menor a 0,03 micrómetros ó micras).

4. Se especifica en el programa un volumen de 10cc, aproximadamente, para las muestras (ver Figura 6).

5. Al colocar en cero el medidor, una serie de ceros (0000) deberán aparecer en el display del medidor. El aparato ahora está listo para comenzar las mediciones. Se empiezan las mediciones con la muestra de calibración, muestra que contiene 1% de magnetita ( $Fe_3O_4$ ) con un valor de susceptibilidad de  $252 \times 10^{-6}$  unidades CGS (ver Figura 7).



**Figura 5.** Selección del rango, unidades y frecuencia en el equipo Bartington.

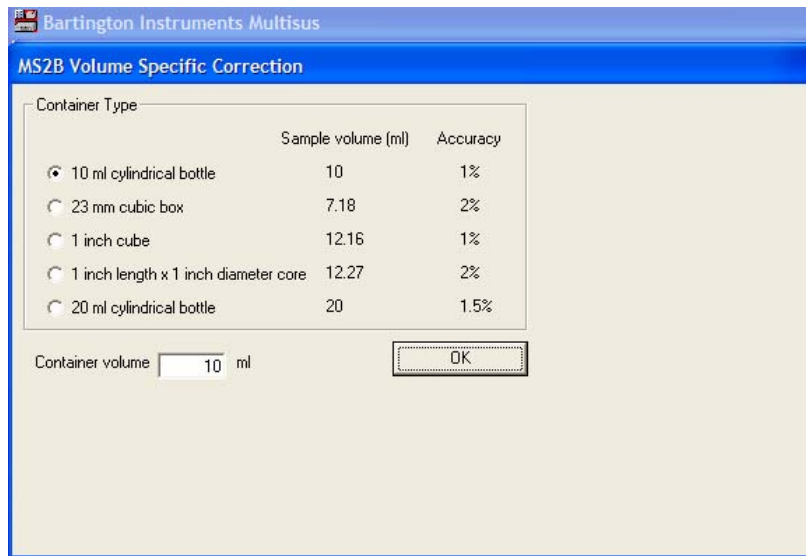


Figura 6. Selección del volumen para el software de operación.

6. Se identifica la muestra en el programa y se realiza una primera medición en aire, es decir, sin muestra dentro del sensor (ver Figura 8).

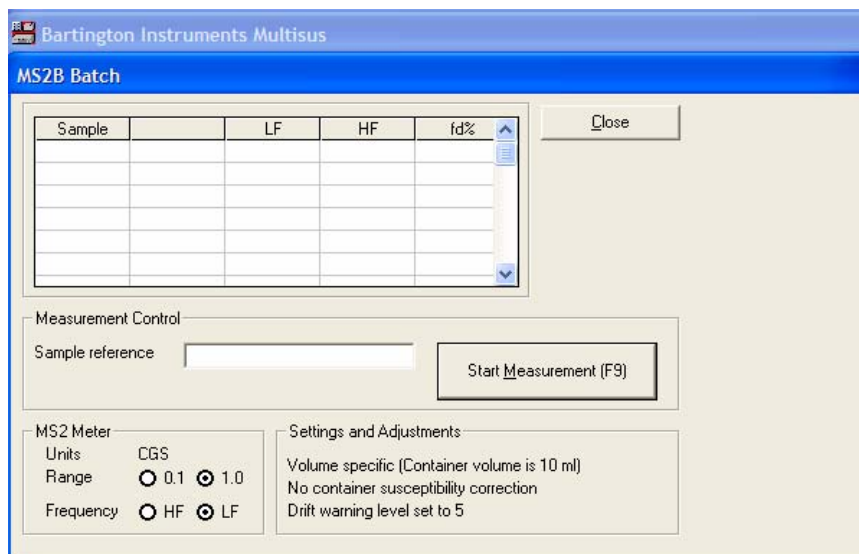
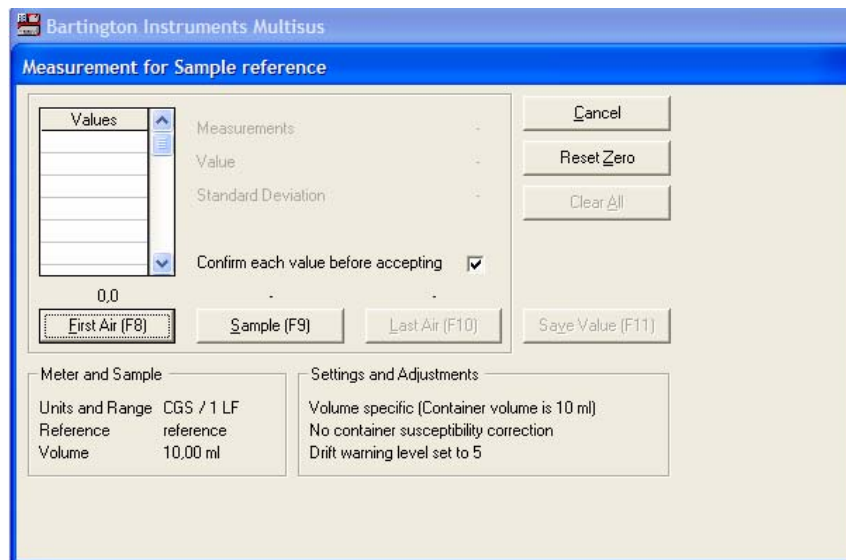


Figura 7. Calibración del equipo Bartington a través de la muestra de referencia.

7. Se levanta el mecanismo de inserción sobre el sensor MS2B colocando la muestra en el porta-muestra (orificio cilíndrico). Se baja el porta-muestra de regreso dentro del sensor y se mide a través del programa el valor de susceptibilidad para la muestra de calibración (ver Figura 9).

8. Se levanta nuevamente el mecanismo de inserción y se quita la muestra.

9. Se realiza otra medida de susceptibilidad del aire, luego, el programa mostrará el valor corregido de susceptibilidad. El valor mostrado en el programa debe ser muy cercano al valor real de la muestra de calibración (ver Figura 10).



**Figura 8.** Primera medición de aire en el sensor MS2B.

10. Se realiza el procedimiento desde del paso 7 al 9, de manera de obtener un valor reproducible de susceptibilidad para la muestra de referencia y asegurar la buena calibración del equipo.

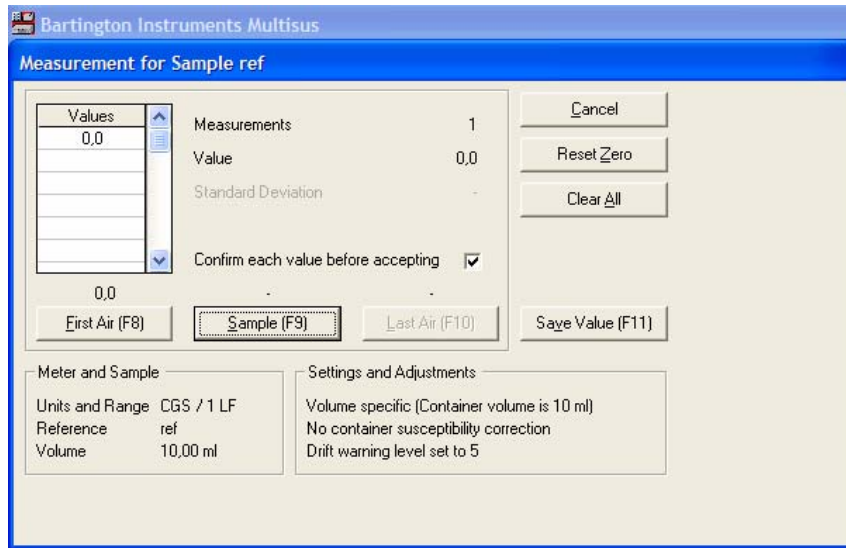


Figura 9. Medición de susceptibilidad ( $k$ ) para una muestra en el equipo Bartington.

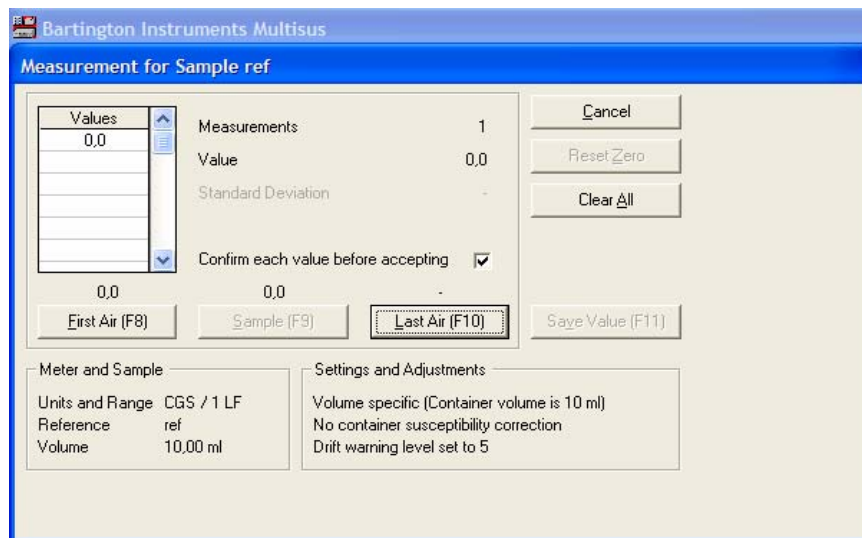


Figura 10. Segunda medición de aire en el sensor MS2B para la corrección del valor ( $k$ ).

11. Se realiza el procedimiento desde del paso 6 al 10 para cada muestra.

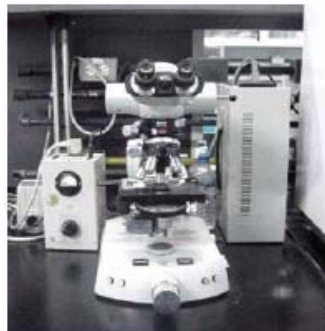
### 1.5.3.2. Análisis macroscópico y microscópico de muestras de roca.

Para el análisis de muestras de mano se estudiaron 80 muestras con lupa binocular 10x, para afinar el reconocimiento petrográfico y la naturaleza de la muestra. La metodología para estudiar las muestras de mano cualitativamente, abarcó color fresco y meteorizado, así como también los siguientes términos descriptivos a nivel textural: carácter homogéneo o heterogéneo de la roca, cristalinidad, granularidad, fábrica y fracturamientos.

ROCAS FANERITICAS (Cristales reconocibles a simple vista)		ROCAS AFANITICAS (Cristales no reconocibles a simple vista)
Grano muy grueso	> 3 cm	Microcristalinas (cristales reconocibles al microscopio)  Criptocristalinas (cristales no reconocibles al microscopio)
Grano grueso	(5 – 30) mm	
Grano medio	(1 – 5) mm	
Grano fino	< 1 mm	

**Tabla 1.** División de rocas cristalinas por tamaño de grano.  
(Tomado de GRANDE, 2000.)

Con el microscopio de luz polarizada, mostrado en la Figura 11 se analizaron 80 secciones finas. Se realizó la identificación de litotipos y grupos de litotipos (litogrupos), su composición mineralógica, las características texturales básicas y el reconocimiento de su nomenclatura petrológica. En la Tabla 2, se aprecia la escala utilizada bajo un microscopio.



**Figura 11.** Microscopio petrográfico de luz polarizada Zeiss.

Objetivo	Tamaño del campo (radio en mm)	Objetivo	Tamaño del campo (radio en mm)
2.5x / 0.08	3,45	25x / 0.50	0,35
4x / 0.12	2,25	40x / 0.65	0,225
10x / 0.25	0,90	63x / 0.85	0,14

*Tabla 2. Escala gráfica utilizada bajo microscopio con ocular 10X.*  
(Tomado de ANGULO & JURADO, 2004)

La estimación del porcentaje en volumen de la composición mineralógica se realizó con la técnica del conteo modal, bajo un máximo de 450 puntos, un mínimo de 150 puntos, y un promedio de 337.51 puntos, para el total de secciones finas examinadas. El contador de puntos es un dispositivo que cuenta con una serie de teclas que le permiten al operador barrer la muestra con una retícula calibrada por un espaciado específico según la necesidad del conteo para cada sección fina. La característica fundamental del método consiste en que los cálculos de porcentaje se basan en las proporciones del número de puntos. El rendimiento de puntos y de los cálculos de porcentaje con dicho método depende de la tasa de error en la que se incurra (ver Anexo 3). Por otro lado, la identificación de minerales bajo microscopio fue determinada bajo el criterio de las siguientes propiedades a saber:

**Propiedades ópticas de los minerales (GRANDE, 2003):**

- Relieve e índice de refracción.
- Colores de absorción (pleocroísmo).
- Hábito (prismático, laminar, acicular, tabular, granular, etc.).
- Orientación y elongación.
- Extinción y su ángulo.
- Colores de interferencia y orden.
- Birefringencia máxima.
- Figura de Interferencia y signo óptico.

El conjunto de características petrográficas más relevantes son expuestas y resumidas en la ficha o planilla de control petrográfico (ver Tabla 3).



**PLANILLA DE CONTROL PETROGRÁFICO**

Fecha: \_\_\_\_\_

Zona de estudio: \_\_\_\_\_

Nº de Muestra: \_\_\_\_\_

**TEXTURA ÍGNEA:**

**TEXTURA METAMÓRFICA:**

**1. CRISTALINIDAD**

( ) Holocristalina

( ) Hipocristalina

( ) Holohialina

**3. GRANULARIDAD**

( ) Fanerítica

( ) Afanítica

**2. FÁBRICA**

Equigranular:

( ) Idiomórfica

( ) Hipidiomórfica

( ) Xenomórfica

Inequigranular:

( ) Seriado

( ) Porfirítico

**1. CRISTALOBLASTICIDAD**

( ) Idioblástica

( ) Hipidioblástica

( ) Xenoblástica

**3. FOLIADA**

( ) Filítica

( ) Esquistosa

( ) Gneisica

**2. TECTONITAS**

( ) Brecha

( ) Cataclástica

( ) Milonítica

**4. PORFIDO**

( ) Porfidoblástica

( ) Poiquiloblástica

( ) Porfidoclástica

**COMPOSICIÓN MINERALÓGICA**

1. \_\_\_\_\_ %      5. \_\_\_\_\_ %  
 2. \_\_\_\_\_ %      6. \_\_\_\_\_ %  
 3. \_\_\_\_\_ %      7. \_\_\_\_\_ %  
 4. \_\_\_\_\_ %      8. \_\_\_\_\_ %

COMPOSICIÓN DE LA PLAGIOCLASA: \_\_\_\_\_ % An,      TIPO: \_\_\_\_\_

**PORCENTAJE ORIGINAL:**

A: \_\_\_\_\_ %      P: \_\_\_\_\_ %      Q: \_\_\_\_\_ %

I.C.: \_\_\_\_\_ %

**PORCENTAJE RECALCULADO:**

A: \_\_\_\_\_ %

P: \_\_\_\_\_ %

Q: \_\_\_\_\_ %

NOMBRE DE LA ROCA: \_\_\_\_\_

OBSERVACIONES

*Tabla 3. Planilla de control petrográfico*  
 (Tomado y modificado de ANGULO & JURADO, 2004.)

Dicha planilla toma en cuenta los datos necesarios tanto en muestra de mano como en sección fina, combinando información de rocas ígneas y metamórficas.

Todas las rocas, en secciones finas, fueron tratadas desde un punto de vista estrictamente petrográfico, sin entrar en consideraciones teóricas acerca de la naturaleza de las facies metamórficas que se encuentran contenidas en los litotipos estudiados.

Se hizo una lista con los porcentajes modales de las proporciones volumétricas de los minerales esenciales de la roca (minerales presentes en más del 1% en volumen) y minerales accesorios (minerales presentes en menos del 1% en volumen). Los secundarios son los productos de alteración hidrotermal o meteórico independientemente de porcentaje que arrojen.

Las muestras fueron analizadas petrográficamente a partir del sistema de clasificación I.U.G.S. (International Union of Geological Sciences) propuesta por STRECKEISEN (1972), quien establece triángulos de clasificación para las rocas ígneas, plutónicas y volcánicas, universalmente aceptados (ver Figura 12 y 13).

#### **Principios de la Clasificación I.U.G.S. de Streckeisen (GRANDE, 2000):**

**A:** Sumatoria de porcentajes en volumen de los feldspatos alcalinos:

Potásicos (ortosa, ortoclasa, microclino, sanidina).

Sódicos (albita (plag 0-5% An), anortoclasa).

**P:** Sumatoria de porcentaje en volumen de las plagioclasas: Serie isomorfa continúa de Bowen. Aluminosilicatos de albita (An 5-10), y aluminosilicatos con An>10, y las escapolitas, cuando son producto de alteración de plagioclasas cálcicas.

**Q:** Sumatoria del porcentaje de cuarzo o de cualquiera de los polimorfos de SiO<sub>2</sub> presentes: polimorfos de baja presión, cuarzo  $\alpha$  y  $\beta$ , tridimita.

**I.C:** Índice de color: sumatoria de los minerales máficos presentes. Se incluyen todos los de la serie discontinua de Bowen, y otros anfíboles y piroxenos ferromagnesianos, incluyendo los de las series alcalinas y peralcalinas, tanto ortorrómbicos como monoclinicos, los minerales opacos (magnetita, hematita, ilmenita, gohetita, pirita, sulfuros, etc.), circón, esfena, rutilo, apatito, granate, fluorita, espinela, allanita, etc.

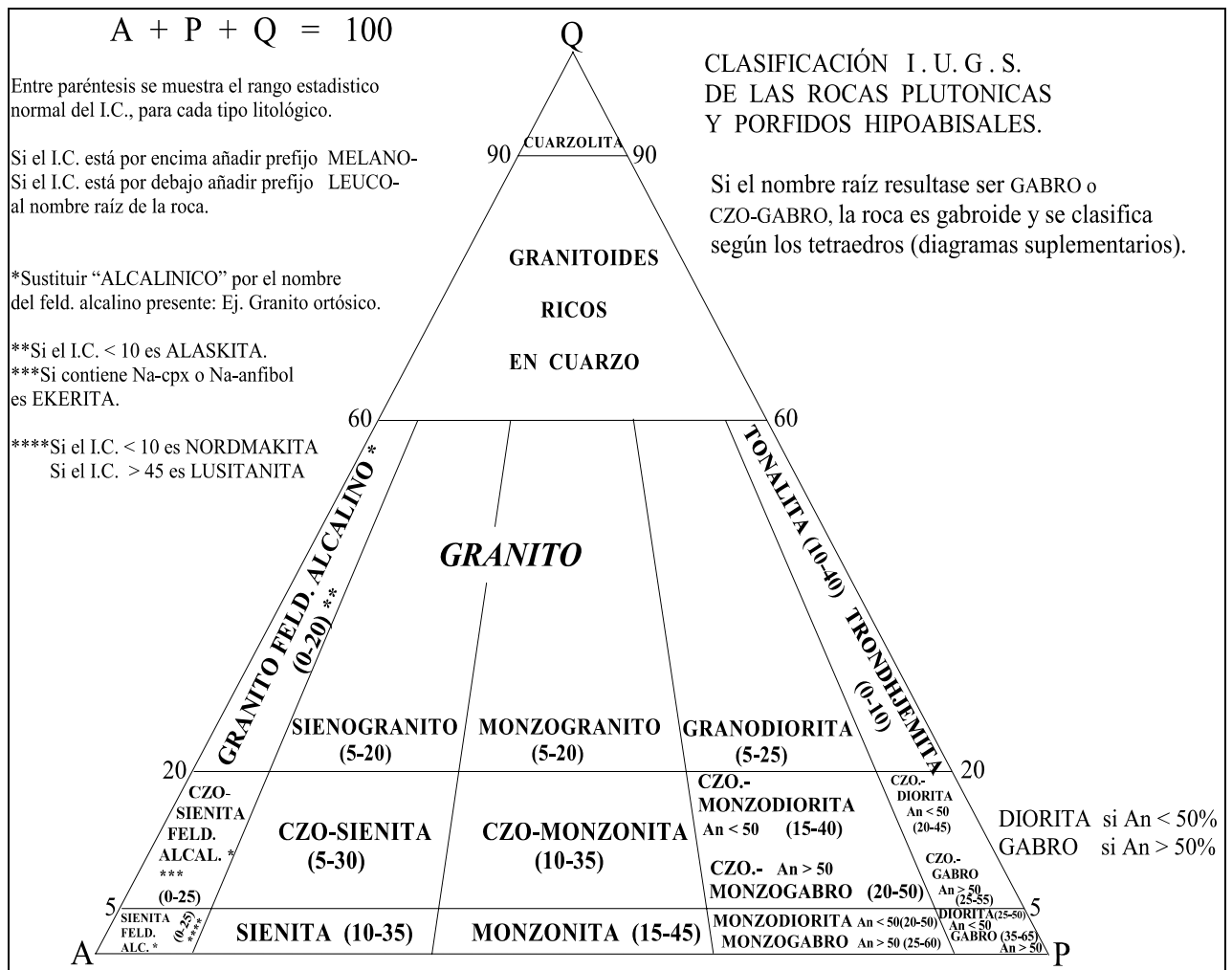
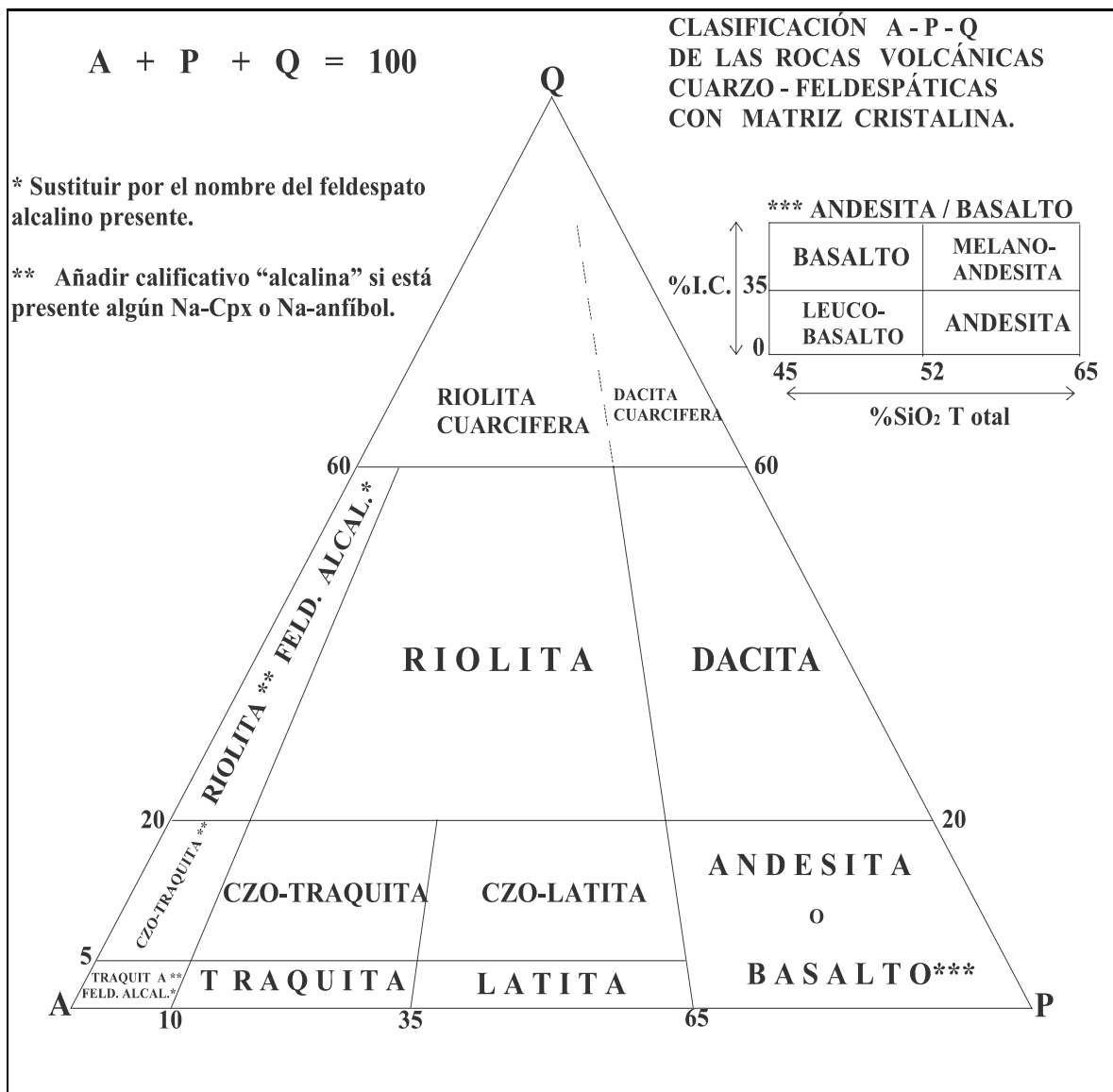


Figura 12. 1<sup>er</sup> Triángulo A.P.Q. Clasificación I.U.G.S. (Tomado de GRANDE, 2000.)



**Figura 13.** 2<sup>do</sup> Triángulo A.P.Q. Clasificación I.U.G.S.  
 (Tomado de GRANDE, 2000.)

El procedimiento para el correcto uso de los diagramas triangulares básicos de clasificación se resume como sigue (Tomado de GRANDE, 2000):

- Se definen parámetros provisionales A', P' y Q', en sus porcentajes, y la suma S resultante.

- Verificar si S es mayor a 10%, para poder utilizar el triángulo A-P-Q de clasificación. Sí se cumple, se procede a recalcular los valores provisionales obtenidos a un 100%, para obtener valores definitivos A, P y Q, que permiten ubicar la roca directamente en el diagrama de clasificación.
- La composición mineralógica al menos dos de la roca se encuentra representada en tres componentes. La combinación de, de estas tres componentes, define un punto único en el triángulo. Primero se ubica el componente del vértice superior del triángulo, luego se ubica el menor de los dos componentes restantes.
- El campo donde se ubique la composición A-P-Q determina el nombre “raíz” de la roca. Dicho nombre no es definitivo y deberá ser refinado o modificado según algunos de los dos criterios siguientes:

a) Debajo de cada nombre raíz aparece, entre paréntesis, el rango normal estadístico a escala mundial del índice de color de la roca en cuestión. Si el índice de color (I.C.) determinado se encuentra fuera del rango normal, el nombre raíz será precedido de un prefijo, como:

- LEUCO (I.C. inferior al rango normal)

- MELANO (I.C. superior al rango normal)

b) Ciertas rocas reciben nombres diferentes de acuerdo a su I.C., por lo que éste no se especifica como un prefijo. El tipo de feldespato alcalino presente con especial abundancia en la composición, modifica sustancialmente el nombre de la roca, indicándose con llamadas (ver Figura 5) que se hacen en el campo de la roca en cuestión.

c) Otros nombres presentes, especialmente cerca del vértice P (ver Figura 12 y 13), representan rocas con muy poco cuarzo y/o feldespato alcalino, formadas principalmente por plagioclasa y uno ó más minerales máficos. Es por ello, que aunque la sumatoria  $A' + P' + Q'$  sea igual ó mayor que 10%, son otros los parámetros

requeridos para clasificar la roca. Los máficos no suman un simple índice de color, sino que el porcentaje de cada uno de ellos representa un nuevo parámetro de clasificación. Estas rocas se conocen como rocas gabroides ó gabbroicas y son extremadamente comunes e importantes. Para estas rocas se utiliza los triángulos suplementarios del mismo sistema I.U.G.S.

### **Determinación de la composición química molar de las plagioclasas según su porcentaje de Anortita (GRANDE, 2000):**

Para determinar la composición de las plagioclasas mediante el método de Michel-Levy, es necesario que el maclado cumpla con la Ley de la Albita. Las condiciones iniciales que debe tener el cristal a analizar son las siguientes:

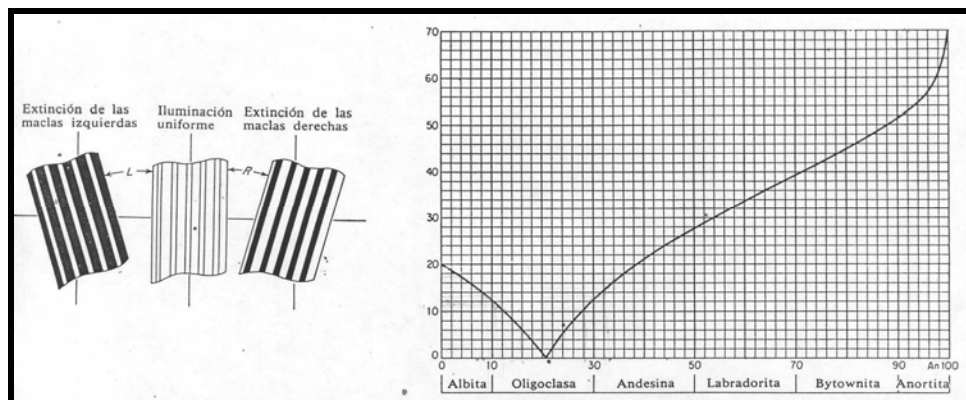
- Las trazas de macla al estar ubicadas paralelamente al hilo N-S del retículo del ocular, o al formar un ángulo máximo de  $10^\circ$  con este, el color de interferencia debe ser homogéneo en todo el cristal.
- Al girar  $45^\circ$  desde esta última posición debe haber nuevamente homogeneidad en el color de interferencia del cristal sin poder observarse claramente las trazas de macla.

Los mejores cristales son aquellos cuyas lamelas de macla son más delgadas y nítidas. Generalmente éstos son los que arrojan los valores más altos para el ángulo de extinción a ser medido.

- En nicoles cruzados se colocan los planos de macla del cristal paralelos al hilo N-S. Se anota la medición del ángulo que se observa en la platina.
- Se gira a la derecha hasta que un primer conjunto de individuos alternos de macla llegue a una extinción perfecta. Se anota el ángulo que indica la platina.

- Se realiza la diferencia de lecturas. Esta diferencia en valor absoluto es el ángulo de extinción medido a la derecha.
- Se regresan las trazas de macla al hilo N-S.
- Se rota hacia la izquierda hasta que el segundo conjunto de individuos alternos alcancen su perfecta extinción. Se copia el ángulo de esta posición.
- La diferencia de lecturas es el ángulo de extinción medido a la izquierda.
- En caso de que la diferencia en valor absoluto de ambos ángulos de extinción (derecha – izquierda):
  - Sea mayor a  $6^\circ$ , entonces se descarta dicho grano y se realiza otra selección.
  - Sea menor a  $6^\circ$ , entonces se promedian los valores:  $(\text{derecha} + \text{izquierda})/2$ , y el resultado es llevado a la Figura 14, que relaciona los ángulos de extinción con los contenidos porcentuales de Anortita (% An).

En general, deben hacerse varias mediciones para un mismo grano y repetirse para varios granos, tomando el valor del mayor ángulo de extinción medido.



**Figura 14.** Determinación del porcentaje de Anortita en las plagioclasas. (Tomada de KERR, 1965)

#### 1.5.4. Trabajo de Oficina.

A partir de la información suministrada por la matriz de datos de susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) y de composición mineralógica para el total de muestras procesadas en laboratorio se llevó a cabo el análisis estadístico descriptivo y multivariable dirigidos a definir, discriminar e interpretar los grupos de muestras estudiadas. Se aplicaron dos análisis multivariados a saber: análisis por grupos y análisis por regresión lineal múltiple.

##### 1.5.4.1. Estadística descriptiva.

La estadística descriptiva ó deductiva se ocupa de describir y analizar un grupo dado, sin sacar conclusiones sobre un grupo mayor, consiste en la presentación de datos a través de Tablas y gráficas, además de la síntesis de datos por medio de descripciones numéricas (JOHNSON 1997). En la estadística descriptiva existen dos tipos de medidas que son de interés para cualquier conjunto de datos, la ubicación de su centro (medio ó lugar central) y su variabilidad (NOGUERA & YEPEZ, 2002).

Existen dos aspectos que proporcionan una descripción muy significativa de un conjunto de observaciones: La tendencia central y la dispersión. La primera de ellas se mide en promedios, que sirven para describir el punto alrededor del cual se agrupan o caen los diversos valores observados. La medida de la dispersión evalúa la separación o apartamiento con respecto al promedio (KENNEDY & NEVILLE, 1982).

##### Medidas de tendencia central.

**Media:** Es la suma de las observaciones dividida entre el número de ellas (KENNEDY & NEVILLE, 1982) y viene expresada por la ecuación:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$$



**Moda:** Es el valor de las observaciones que se presenta con más frecuencia, o bien, el intervalo de clase que posee la mayor frecuencia, o bien, el intervalo de clase que posee la mayor frecuencia (KENNEDY & NEVILLE, 1982).

**Mediana:** Es la observación central, ó de el medio, de un conjunto de observaciones cuando estas se ordenan o jerarquizan según su magnitud (KENNEDY & NEVILLE, 1982).

### Medidas de dispersión.

**Desviación Estándar:** Está denotado por  $\sigma$  y representa la raíz cuadrada de la varianza y siempre está en las mismas unidades de los valores originales de los datos (KENNEDY & NEVILLE, 1982). Su expresión es la siguiente:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (1.1)$$

**Varianza:** Es denotada  $\sigma^2$  y es en esencia el promedio de las desviaciones cuadradas de la media  $\bar{x}$  (KENNEDY & NEVILLE, 1982). Se expresa como sigue:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2}{n - 1} \quad (1.2)$$

**Covarianza:** Es el valor esperado del producto de sus desviaciones alrededor de sus respectivas medias (KENNEDY & NEVILLE, 1982). Se expresa a través de la ecuación (1.3):

$$S_{xy} = \left( \frac{1}{n} \right) \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})(Y_i - \bar{y})$$

**Coefficiente de Variación:** Es una medida de variación relativa de un conjunto de datos, considerando a la desviación estándar como un porcentaje de la media (JOHNSON, 1997).

$$V = \frac{S}{\bar{x}} 100 \quad (1.4)$$

**Histogramas de Frecuencia:** Son una de las formas más comunes de representación gráfica de distribución de frecuencia (ver Figura 15), en el cual los intervalos de clase se marcan en el eje horizontal, y la frecuencia de un intervalo se mide en dirección vertical indicada por una línea horizontal que abarca la amplitud del intervalo de clase.

En ocasiones, la frecuencia dentro de un intervalo de clase es representada como un punto cuya abscisa es la del punto medio de la clase. Si se unen los puntos adyacentes, se obtiene este polígono de frecuencias. Otro medio gráfico para la presentación de distribuciones de frecuencia es la curva de frecuencias (KENNEDY & NEVILLE, 1982).

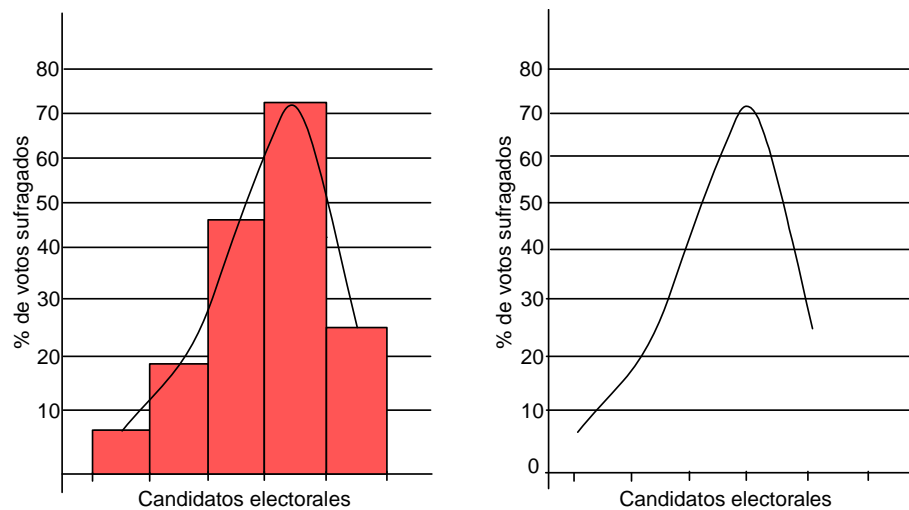


Figura 15. Histograma y curva de frecuencias elaborado con Excel.

### **1.5.4.2. Estadística Multivariante.**

Al recoger datos relativos a las características de un grupo de individuos, en vez de examinar el grupo entero, llamado población ó universo, se examina una pequeña parte del grupo, llamada muestra. Una población puede ser finita o infinita y si una muestra es representativa de una población, es posible inferir importantes conclusiones sobre esta a partir del análisis de la muestra. La fase de la estadística que trata con estas condiciones es la fase inductiva, donde se aplican métodos de inferencia. Ya que dicha inferencia no es del todo exacta, se utiliza la estimación puntual y por intervalos, las correlaciones múltiples y las pruebas de hipótesis como los principales procedimientos de la estadística inferencial (KENNEDY & NEVILE , 1982).

Cuando para cada muestra poblacional se dispone de valores correspondientes a dos ó más variables que la caracterizan, el análisis estadístico se realiza utilizando todas las variables disponibles. En este trabajo se tratarán algunos métodos, no sólo univariantes, sino también multivariantes, para el procesamiento de los datos con la finalidad de manejar la información de la cual se dispone y utilizar estas medidas numéricas para su posterior interpretación.

Este método matemático comprende el análisis de los datos muestrales para saber si dos ó más variables están relacionadas entre sí dentro de una población, y como se presenta dicha relación. El resultado de este análisis es la expresión de una ecuación matemática que mejor describe este comportamiento.

Hay diferentes maneras de utilizar las ecuaciones de regresión. Una es en situaciones en las cuales las dos variables miden aproximadamente una misma situación, pero una de ellas es difícil de tratar y la otra no. Otro uso es el de explicar los valores de una variable en función de otra variable, sugiriéndose una relación lógica de causa y efecto entre dos ó más variables. Es pertinente decir que la explicación lógica de una relación debe provenir de las teorías ajenas y externas al campo matemático de la estadística.

Existen diversos métodos de análisis multivariado, y estos se diferenciarán entre sí según su área de aplicación. En este trabajo se aplicaron dos análisis multivariados a saber: análisis por grupos y análisis por regresión lineal múltiple.

### **Análisis por grupos o de cluster.**

El análisis por grupos es un método para la construcción de grupos, dado un conjunto de muestras, basado en la proximidad de las muestras en el espacio propiedad. La construcción de estos grupos está basada sólo en un conjunto de datos porcentuales de la mineralogía composicional (SEBER, 1984).

Comenzando con una noción de distancia en el espacio propiedad (comúnmente Euclidiano), hay muchas maneras de formar grupos de casos: agrupamiento jerárquico, partición y grupos solapados. Aquí usamos agrupamiento jerárquico donde los grupos son agrupados en grupos más grandes, siendo repetido el proceso a diferentes niveles hasta formar lo que es técnicamente conocido como un árbol de grupo. Tal árbol puede ser construido de abajo hacia arriba usando un método aglomerativo producido por una serie de fusiones sucesivas de las  $n$  muestras en grupos, o de arriba hacia abajo usando un método divisivo el cual particiona el conjunto total de las  $n$  muestras en particiones cada vez más finas.

El primer método comienza con  $n$  grupos, cada uno de una muestra, y finaliza con un solo grupo de  $n$  muestras, mientras que el segundo consiste del proceso inverso. Para decidir cuáles grupos deberían ser combinados, varios criterios de proximidad deben ser usados. Estos incluyen la distancia promedio entre muestras dentro del grupo resultante (unión promedio dentro del grupo), la distancia más pequeña entre muestras a través de los grupos (vecino ó entorno más cercano) y la distancia entre los centroides (método del centroide). La representación gráfica del agrupamiento jerárquico de abajo hacia arriba (Figura 16) es llamado un dendrograma.

Por último, haciendo uso del paquete estadístico Statgraphics Plus versión 5.1, se realizó el análisis por grupos a partir del conjunto total de datos de susceptibilidad magnética ( $k$ ) obtenidos en laboratorio para la Isla Gran Roque y Guayana.

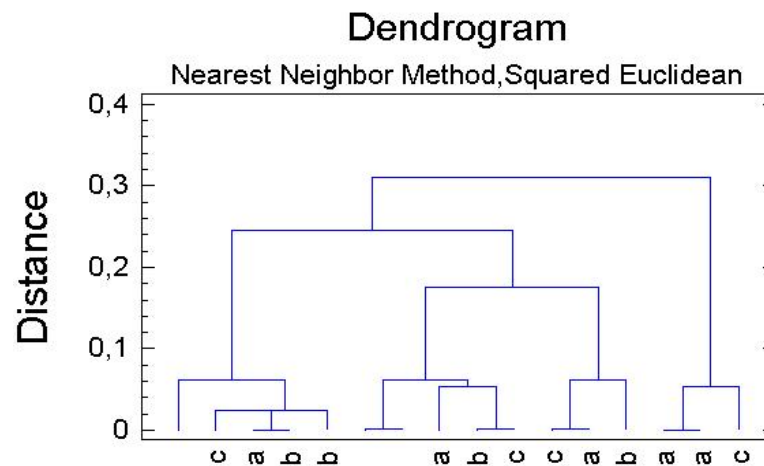


Figura 16. Dendrograma realizado por el método del entorno más cercano.

### Método de regresión lineal simple:

La regresión múltiple es una técnica estadística a través de la cual se puede estimar una variable dependiente a partir de su relación con un conjunto de variables independientes. Los más importantes usos de la técnica como herramienta descriptiva son: encontrar la mejor ecuación lineal de predicción y evaluar su precisión en la predicción, también controlar por otros factores, y lograr evaluar la contribución de una variable específica ó conjunto de variables y suministrar interpretaciones para relaciones multivariantes aparentemente complejas (NIE, 1975).

Es importante tener en mente que no todas las situaciones son bien aproximadas por una ecuación lineal. Por esto, en general es necesario desarrollar un trabajo preliminar para determinar si un modelo lineal es el adecuado. Si el modelo es lineal, entonces el

proceso más sencillo consiste en trazar el gráfico de la dispersión de los valores y ajustar la ecuación por el método de mínimos cuadrados.

### Método de mínimos cuadrados:

Para hallar una ecuación que relacione las variables  $X$  y  $Y$ , el primer paso es recoger datos que muestren valores correspondientes de las variables bajo consideración. Para esto se realiza un ploteo de todos los puntos  $(X_n, Y_n)$  sobre un sistema de coordenadas rectangulares.

El conjunto de puntos resultante se le llama comúnmente diagrama de dispersión (ver Figura 17), y a partir de este, es posible con frecuencia visualizar una curva suave ó una recta que aproxima conjunto de puntos  $(X_n, Y_n)$ , representativos de un conjunto de datos a ser estudiados.

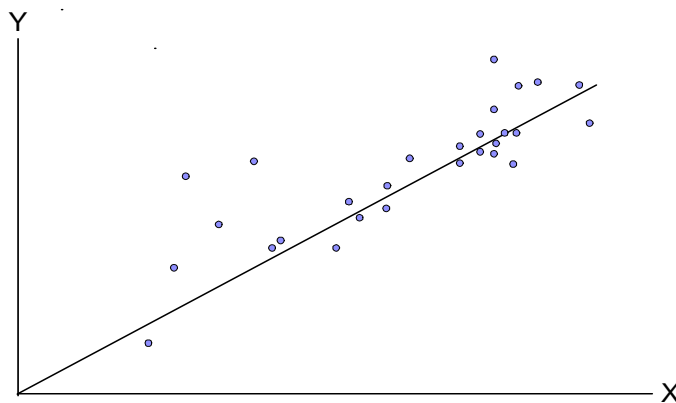


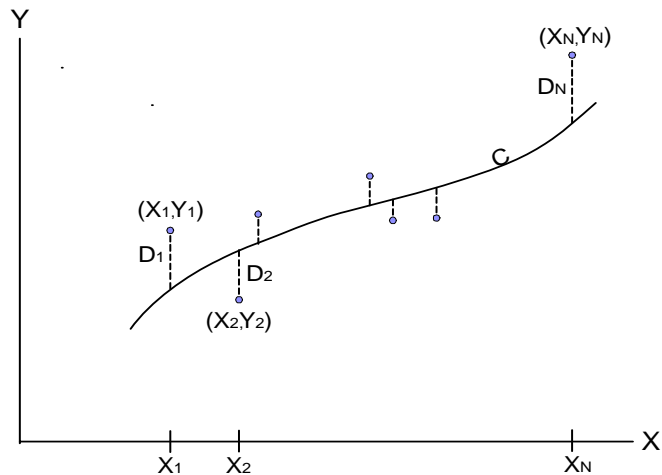
Figura 17. Diagrama de dispersión de puntos y recta de ajuste.

El método más empleado para ajustar una línea recta a un conjunto de datos representados en puntos cartesianos es conocido como la técnica de los mínimos cuadrados. Para un valor dado de  $X$  como variable independiente, digamos  $X_l$ , habrá una diferencia entre el valor  $Y_l$  y el correspondiente valor deducido de la curva  $C$ .

Denotamos esta diferencia por  $D_1$ , que se llama a veces *desviación*, *error* ó *residual*, y puede ser positiva, negativa o nula. Análogamente, asociadas a los datos  $X_2, \dots, X_n$  se obtienen respectivas desviaciones  $D_2, \dots, D_n$ .

Una medida del ajuste de la curva  $C$  (ver Figura 18) a los datos dados viene dada por la cantidad  $D_1^2 + D_2^2 + \dots + D_n^2$ . Si es pequeña, el ajuste es bueno; si es grande, el ajuste es malo. Es por ello que de todas las curvas que aproximan un conjunto dado de datos, la que tiene la propiedad de que su sumatoria sea mínima se llama una curva de ajuste óptimo.

Una tal curva se dice que ajusta los datos en el sentido de mínimos cuadrados y se llama una curva de mínimos cuadrados. Así, una recta con esa propiedad se llama recta de mínimos cuadrados, una parábola con esa propiedad se llama parábola de mínimos cuadrados, etc.



**Figura 18.** Curva de ajuste por el método de mínimos cuadrados.

A menudo deseamos estimar, basados en datos de una muestra, el valor de una variable  $Y$  correspondiente a un valor dado de la variable  $X$ . Ello se puede hacer estimando el valor de  $Y$  mediante una curva de mínimos cuadrados que ajuste los datos. La curva resultante se llama curva de regresión de  $Y$  sobre  $X$ , debido a que  $Y$  se estima a partir de  $X$ .

Si queremos estimar el valor de  $X$  a partir de un valor conocido de  $Y$ , hemos de usar una curva de regresión de  $X$  sobre  $Y$ , que viene a ser un intercambio de las variables en el diagrama de dispersión, de modo que  $X$  sea la variable dependiente e  $Y$  la independiente. Eso equivale a sustituir las *desviaciones verticales* en la definición de la curva  $C$  de mínimos cuadrados (ver Figura 18) por *desviaciones horizontales*.

Para el caso de una recta ajustada por el método de mínimos cuadrados, su ecuación lineal se expresa en su forma más simple como sigue:

$$Y = a + bX \quad (1.5)$$

Esta recta tiene que cumplir con dos características importantes: La suma de las desviaciones verticales  $D_n$  de los puntos con relación a la recta es cero. La suma de los cuadrados de esas *desviaciones* o *residuales* es mínima, es decir, ninguna otra recta daría una menor suma de cuadrados de tales *desviaciones*.

En general la recta (1.1) ó curva de regresión de  $Y$  sobre  $X$  no es la misma que la de  $X$  sobre  $Y$ , puesto que en esta última, para estimar el valor de  $X$  a partir de  $Y$ , equivale a sustituir las desviaciones verticales  $D_n$  en la definición de la curva de mínimos cuadrados (Figura 18) por desviaciones horizontales.

La diferencia entre  $Y_i$ , valor observado, y  $Y_c$  como el valor calculado por regresión, para cada caso es el *residual*, es decir, el *error* en la predicción, y puede ser representado por la siguiente expresión:

$$residual = Y_i - Y_c \quad (1.6)$$

Finalmente el método de mínimos cuadrados permite llegar a la estimación de parámetros a partir de una minimización de la suma de cuadrados. Simbólicamente, el valor minimizado del *residual*:



$$\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_c)^2 \quad (1.7)$$

$Y_i$  = valor observado de  $Y$ .

$Y_c$  = valor calculado de  $Y$ .

A partir de (1.5) se tiene que  $Y_c = a + bX_i$ , entonces al sustituir en (1.7), tenemos en (1.8) que la suma cuadrática de los errores es:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i)^2$$

La estrategia de regresión involucra la selección de un  $a$  y un  $b$ , tal que la suma de los residuales al cuadrado sea más pequeño que cualquier valor alternativo.

### **Análisis por regresión lineal múltiple**

Para efectos del análisis estadístico en el modelo por regresión realizado en el presente trabajo, se trabajaron dos conjuntos de valores para la susceptibilidad magnética valores  $Y_i$  serán los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) que han resultado de la observación muestral obtenida a partir de un proceso de experimentación por laboratorio (ver 1.5.3.1).

De esta forma, los valores  $Y_c$  serán los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) que han resultado de la predicción calculada a partir de una formulación matemática por el modelo de regresión lineal múltiple. Todos los valores  $Y_c$  de predicción fueron estimados a partir de la extensión de la función lineal simple a una ecuación múltiple de la forma:

$$Y_c = a + b_0X_{i1} + b_1X_{i2} + b_2X_{i3} + \dots + b_{z-1}X_{iz} \quad (1.9)$$

Donde  $Y_c$  representa a la variable dependiente  $Y$  como el valor estimado de susceptibilidad magnética ( $k$ ); las variables independientes  $X_{iz}$  son las predictorias representadas como variables mineralógicas;  $a$  es una constante conocida como la intersección en  $Y_c$ , es decir, el punto en el cual la línea de regresión cruza el eje de las ordenadas ( $Y$ ), y representa el valor predicho de  $Y_c$  cuando se cumple que  $X_{iz} = 0$  para toda  $X_{iz}$ ; y los  $b_{z-1}$  son conocidos como los coeficientes de regresión parcial, y representan el cambio esperado en  $Y_c$  con un cambio en un  $X_{i1}$ , siempre y cuando el resto de los  $X_{iz}$  se mantengan constantes.

De esta forma, recurriendo nuevamente a la aplicación del método de mínimos cuadrados, la extensión del modelo de regresión lineal simple a una ecuación múltiple se establece bajo el valor minimizado de dicha ecuación, simbólicamente expresada como:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - a - b_0 X_{i1} - b_1 X_{i2} - b_2 X_{i3} - \dots - b_{z-1} X_{iz})^2 \quad (1.10)$$

Utilizando el método de regresión múltiple se realizó la predicción de valores de la susceptibilidad magnética ( $k$ ) a partir del conjunto de datos mineralógicas conocidos, para luego comparar los valores de ( $k$ ) calculados, con los valores de ( $k$ ) medidos en laboratorio.

Para el análisis por regresión múltiple, se consideró a la susceptibilidad magnética ( $k$ ) como variable dependiente a ser estimada a partir del conjunto de datos mineralógicas considerados observaciones que resultan del laboratorio petrográfico. Esta matriz de datos mineralógica representan el conjunto variables independientes. Con esto se quiere evaluar la contribución del conjunto de variables mineralógicas que se tornan influyentes en los valores de susceptibilidad ( $k$ ) en las muestras estudiadas entre la isla Gran Roque y del escudo de Guayana.

Finalmente, haciendo uso del paquete estadístico Statgraphics Plus versión 5.1, se realizó el análisis para el modelo por regresión lineal múltiple a partir de la formulación matemática de tres (3) ecuaciones lineales múltiples.

Cada una de estas ecuaciones es representativa del lugar geométrico de todos los puntos cartesianos ( $Y_c, Y_i$ ) que relacionan los valores de las susceptibilidades ( $k$ ) medidas en laboratorio contra los valores ( $k$ ) calculadas matemáticamente por la formulación matemática.

Los cálculos de regresión lineal múltiple para muestras de la isla *Gran Roque* fueron determinados a través de la siguiente ecuación múltiple disjunta (1.11):

$$(k) = a + b_0(\%Qz) + b_1(\%Felk) + b_2(\%Plag) + b_3(\%Bot) + b_4(\%Anf) + b_5(\%Pxo) + b_6(\%Esf) + b_7(\%Apt) + b_8(\%Src) + b_9(\%Ept) + b_{10}(\%Cal) + b_{11}(\%Clr) + b_{12}(\%Pir) + b_{13}(\%Mag) + b_{14}(\%Ilm) + b_{15}(\%Hmt)$$

Los cálculos de regresión lineal múltiple para las muestras del escudo *Guayana* fueron determinados a través de la ecuación múltiple disjunta (1.12):

$$(k) = a + b_0(\%Qz) + b_1(\%Felk) + b_2(\%Plag) + b_3(\%Msv) + b_4(\%Bot) + b_5(\%Anf) + b_6(\%Pxo) + b_7(\%Olv) + b_8(\%Cir) + b_9(\%Rto) + b_{10}(\%Gte) + b_{11}(\%Apt) + b_{12}(\%Src) + b_{13}(\%Cta) + b_{14}(\%Ept) + b_{15}(\%Cal) + b_{16}(\%Clr) + b_{17}(\%Srp) + b_{18}(\%Pir) + b_{19}(\%Mag) + b_{20}(\%Ilm) + b_{21}(\%Hmt)$$

Todos los cálculos de regresión lineal múltiple para las muestras de la isla *Gran Roque* y del escudo de *Guayana* fueron determinados a través de la consideración de la definición de una ecuación múltiple general, o expresada como sigue:

$$(k) = a + b_0(\%Anf) + b_1(\%Pxo) + b_2(\%Mag) + b_3(\%Ilm) + b_4(\%Hmt) \quad (1.13)$$

**Leyenda de minerales:**

---

<i>Qz.:</i> Cuarzo.	<i>Pxo.:</i> Piroxeno.	<i>Src.:</i> Sericita.	<i>Pir.:</i> Pirita.
<i>Felk.:</i> Feldespatos K.	<i>Olv.:</i> Olivino.	<i>Cta.:</i> Caolinita.	<i>Mag.:</i> Magnetita.
<i>Plag.:</i> Plagioclasas.	<i>Cir.:</i> Circón.	<i>Ept.:</i> Epidoto.	<i>Ilm.:</i> Ilmenita.
<i>Msv.:</i> Moscovita.	<i>Rto.:</i> Rutilo.	<i>Cal.:</i> Calcita.	<i>Hmt.:</i> Hematita.
<i>Bot.:</i> Biotita.	<i>Gte.:</i> Granate.	<i>Clr.:</i> Clorita.	
<i>Anf.:</i> Anfíbol.	<i>Apt.:</i> Apatito.	<i>Srp.:</i> Serpentina.	

---

## CAPITULO II:

# MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL.

### 2.1. Introducción.

En este capítulo, se presentan los marcos geológicos regionales y locales por zona de estudio. La primera de ellas en el contexto de: Tectónica del Caribe, Geología Regional de Islas Sureñas del Caribe y Geología Local de la Isla Gran Roque. Para la segunda zona de estudio se tiene: Tectónica del Precámbrico de Venezuela y Geología Regional del Escudo de Guayana.

### 2.2. Tectónica del Caribe.

La primera interpretación de la región Caribe como un fragmento de litósfera en movimiento hacia el flanco este, fue realizada por HESS (1938), quien postuló movimientos laterales hacia la izquierda y hacia la derecha en los bordes norte y sur, respectivamente. Este movimiento hacia el este del Caribe era absorbido en un tectógeno invaginado al este del arco de islas Antillanas.

Análisis posteriores (SYKES y EWING, 1965; MOLNAR y SYKES, 1969), de la distribución de datos sismológicos confirmaron esta interpretación, sosteniendo que la región Caribe se entiende como una placa rígida con movimiento en sentido este, la cual está siendo subcorrida al este de las Antillas menores por la corteza atlántica en esparcimiento hacia el oeste (MOLNAR y SYLKES, 1969). Una zona de Benioff con buzamiento hacia el oeste se localiza en esta coyuntura (CHASE y BUNCE, 1969).

De la documentación gravimétrica de la parte sur del Caribe contenido en los informes de HESS (1938), LAGAAY (1971), PETER (1971), CASE *et al.* (1969), y

CASE y MOORE (1971), se concluye que las altas anomalías negativas delimitan tres fajas tectónicas bien definidas:

La primera se extiende desde la Cuenca de los Roques hacia el oeste hasta el valle del río Magdalena, pasando al noroeste de la Península de la Guajira; hacia el este continúa hasta el norte de las islas Los Roques.

La segunda, de menor intensidad, corre a lo largo de las Cuencas de Granada, Bonaire y Falcón.

La tercera y más característica va desde el surco de Puerto Rico hasta la cuenca Oriental de Venezuela, pasando por el Arco de Barbados y sur de Trinidad.

En las cuencas de Cariaco y Tobago también se han detectado anomalías negativas. Alternando con estas zonas de anomalías gravimétricas negativas, existen dos fajas de anomalías positivas: la primera se extiende desde la península de la Guajira y continúa hacia el este pasando por las islas de Aruba, Curazao, Bonaire, La Orchila y plataforma de La Blanquilla, desde donde cambia su dirección hacia el norte, siguiendo la prominencia de Aves; la segunda, de mayor extensión e importancia geológica, parte del arco insular de las Antillas menores y se prolonga al oeste pasando por las islas de los Testigos, Frailes, Margarita y La Tortuga.

La corteza de la cuenca del Caribe queda incluida entre las que MENARD (1967) ha denominado “corteza transaccional”, que difiere en espesor y velocidades sísmicas de la corteza oceánica común.

La corteza del Caribe es una corteza de tipo oceánica engrosada por adición de flujos, sills basálticos y sedimentos. Tiene un espesor de unos 12 Km, con 0,5 Km de sedimentos post-Coniacienses, 1 a 2,5 Km de basaltos estratificados y 7 o más kilómetros de corteza más antigua de alta velocidad.

El carácter oceánico del nivel por debajo de la capa basáltica se deduce por la presencia de anomalías magnéticas paralelas producidas durante la extrusión de flujos basálticos submarinos en una prominencia centro-oceánica.

El origen y emplazamiento de la corteza del Caribe es un polémico punto que ha causado controversia entre investigadores de la geodinámica de la región. Estos modelos se separan en dos corrientes o grupos a saber: estáticos y móviles.

Los modelos estáticos consideran al Caribe originado *in situ*. SKVOR (1969) propuso un modelo de oceanización ó basificación para el origen del Caribe. MEYERHOFF (1972) interpreta la cuenca del Caribe como una placa antigua, en la posición fija excepto por una pequeña rotación hacia el este entre Norte y Sur América.

Los modelos movilísticos tienen más seguidores, siendo debatido el origen entre una derivación desde el pacífico ó una derivación del Caribe relacionada con el Atlántico, y si hubo o nó un centro de expansión oceánica en el Caribe.

BELLIZZIA, A. (1972), sostiene que son numerosas las teorías que se han propuesto para explicar su evolución tectónica y se pueden agrupar en tres categorías: La primera supone una masa continental de Caribia en el área ocupada por el mar Caribe; las Antillas Mayores y el sistema montañoso del Caribe sur, se formarían durante el Mesozoico en los bordes norte y sur de este antiguo continente (geosinclinal o surco Antillano y Caribiano del Mesozoico) (RUTTEN, 1931; BUCHER, 1952; EARDLEY, 1954; BUTTERLIN, 1956; y WEYL, 1966). Este continente Caribiano se hundió posiblemente al terminar la orogénesis Laramidiana a comienzos del Terciario. Las Antillas Menores comenzaron a formarse en este tiempo en la zona de fracturas que constituía su borde oriental. WOODRING (1954) postula la existencia de un mar Caribe ocupado en parte por islas o microcontinentes que formaron un archipiélago caracterizado por fuerte actividad ígnea.

La segunda escuela considera al mar Caribe como un área marina estable a través de varios períodos geológicos, que separaba los continentes de América del norte y de

América del sur, como fue expuesto por SCHUCHERT (1935) en su magnífica obra sobre la historia geológica de la región del Caribe.

La tercera hipótesis sigue la antigua teoría de la deriva de los continentes, hoy nuevamente en primer plano, para explicar la evolución tectónica de la región.

Las evidencias geofísicas y geológicas acumuladas se inclinan a la hipótesis de la deriva de los continentes iniciada a fines del Paleozoico y principios del Mesozoico con la formación durante ese lapso del Golfo de México y cuenca del Caribe. De esta síntesis se desprende que las teorías o hipótesis formuladas para explicar el origen del mar Caribe y la región Caribeada que lo rodea, han evolucionado con el tiempo desde el concepto del geosinclinal, pasando por el de tectógeno, expansión oceánica y la variante desarrollada por los sismólogos, como lo es el subcorrimento o subducción de una placa por debajo de la otra, en la zona de convergencia de dos placas de la corteza terrestre. Esta tectónica global fue bien expuesta anteriormente por ISACKS; OLIVER; y SYKES, L. R. (1968); LE PICHON (1968) y MOLNAR y SYKES (1969) para la región en consideración.

La formación de la corteza del Caribe como consecuencia de “rifting” y extensión al alejarse diferencialmente las Américas de Africa, fue considerada por FUNNEL y SMITH (1968), BALL y HARRISON (1969), BALL et al. (1969). LE PICHON y FOX (1971), basándose en reconstrucciones pre-deriva y tomando en cuenta la orientación de varias notables zonas de fractura a ambos lados del Atlántico Norte y discontinuidades magnéticas, postularon que la corteza del Caribe fue creada casi completamente por movimiento diferencial divergente y transcurrente entre Norte y Sur América hacia finales del Jurásico.

STAINFORTH (1969) postuló la existencia de una célula de convección subsidiaria en esta región durante el Cretáceo, la cual persistió al norte de Venezuela hasta el Terciario Temprano, atribuyendo su origen a la deriva divergente de los dos bloques y mitades de las Américas. La célula en expansión colisionó con el bloque de América del sur y produjo una zona de compresión a lo largo del margen norte de ese continente y una fosa marina profunda inmediatamente al sur, la cuál se llenó de “flysch” y



“wildflysch” durante el Paleoceno y el Eoceno Temprano. Durante el Eoceno medio ocurrió un evento orogénico extenso pero de corta duración, el cual se explica como el resultado del cese de esparcimiento de la célula inyectiva y la conversión de la región Caribe en una cuña de corteza pacífica orientada con sentido este.

Según STAINFORTH (1969), los bloques de América del norte y del sur fueron conectados por una sutura de subducción de polaridad norte-sur (América Central), y la extensión de la corteza debido a la separación de los continentes, por la célula convectiva del Caribe, habría concluido. La placa del Caribe se está desplazando al este con respecto a las Américas, y hacia el sur está limitado por fallas de rumbo dextrales (fallas de Oca, Boconó y el Pilar; ROD, 1956; y ALBERDING, 1957).

Un fracturamiento en la región del Caribe también fue postulado por LE PICHON (1968), DIETZ y HOLDEN (1970) como parte de la grieta del Atlántico Norte, la cual comenzó a separar a América del norte de América del sur y de África durante el Triásico hasta finales del Cretáceo, cuando entonces, de acuerdo con estos autores, la región Caribe se cerró ligeramente produciendo compresión y se estableció la fosa antillana.

DIETZ y HOLDEN (1970); y FREELAND y DIETZ (1971) consideran que al iniciarse el ciclo de rompimiento del gran continente de Pangea, quizás a fines del Triásico (135 m.a.), existían en el área ocupada actualmente por el mar Caribe y el golfo de México, micro-continentes (subcratones), que posteriormente fueron trasladados para formar la América central e islas de las Antillas menores. La mecánica de estos movimientos fue la expansión oceánica, las grandes fallas transcurrentes y los surcos de subducción.

EDGAR *et al.* (1971) suponen que la placa del Caribe es el único vestigio de la corteza pacífica pre-Terciaria, atrapada entre norte y sur América a consecuencia de la separación del continente Americano de África y Europa durante el Jurásico superior; el geosinclinal del Caribe se formó a lo largo del borde de esta placa y se sedimentaron las “capas del Caribe”.

En su análisis del borde continental del este de Venezuela PETER (1971) postula el desarrollo, en el Jurasico superior, de un arco insular volcánico ancestral del arco de las antillas menores en el margen oriental del primitivo mar Caribe que se extendió al suroeste y oeste de la corta norte de Venezuela.

MURRAY (1971) postula una zona de Benioff (subducción) con buzamiento al sur formada durante el Cretáceo superior en el sitio actual de la cordillera de la costa.

KRAUSE (1971), postuló un centro de expansión en el Mesozoico Tardío, el cual separó a América del norte y América del sur y señala que el Caribe oriental está dominado por el subcorrimento de la corteza atlántica, mientras que el Caribe occidental es influenciado por la corteza pacífica.

CASE, J. E. y MOORE, W. R. (1971), interpretaron la estructura del Colombia occidental y Panamá como una faja angosta de corteza oceánica pacífica al oeste de las fallas de Guayaquil-Dolores-Santa Marta (CAMPELL, 1968), las cuales representan las trazas de una zona de Benioff antigua, pero que actualmente es una serie de fallas de rumbo destrales. Estas fallas son el límite entre la corteza pacífica (placa de Nazca, según MOLNAR y SYKES, 1969) y América del sur. Este límite continúa a lo largo de las fallas de Boconó-El Pilar en Venezuela noroccidental y nororiental, y es el límite entre las placas del Caribe y América del sur. Esta interpretación tectónica está apoyada por estudios sismológicos en Venezuela occidental (DEWEY, 1972), el cual concluyó que el límite actual entre las placas del Caribe y América del sur es la falla de Boconó y que esta falla puede estar conectada a las fallas de Dolores y Guayaquil y la placa de Nazca en el pacífico oriental.

BELL (1972), usando en parte el modelo de STAINFORTH (1969), postuló la existencia de una zona de Benioff con rumbo este-oeste y buzamiento hacia el sur, al norte de la costa Venezolana, a lo largo de la cual la corteza Caribe que se esparcía hacia el sur era subcorrida por debajo de América del sur (subducción). Esta zona dejó de operar en el Cretáceo Tardío y el rebote isostático causó sobrecorrimento y la formación de fosas de “flysch” hacia el sur. La orogénesis del Eoceno Medio produjo

grandes cambios en el patrón estructural y estableció los rasgos estructurales actuales: encogimiento cortical, sobrecorrimento, levantamiento y fallamiento de rumbo dextral entre las placas del Caribe y América del sur comenzó en el Eoceno y estaba localizado a lo largo de fallas entre Colombia y Trinidad; más tarde, sin embargo, los Andes se vieron envueltos en el movimiento entre las placas (ROD, 1956; SCHUBERT y SIFONTES, 1970; y DEWEY, 1972).

El sistema montañoso del Caribe se formó como consecuencia del desarrollo de una cuenca en el margen continental tipo Atlántico. BELLIZZIA, A., (1972), postula su evolución posterior, a partir del desarrollo de una zona de Benioff, a un orógeno del tipo cordillerano al formarse una zona de subducción donde se producen tectonismo, magmatismo, y metamorfismo. Las condiciones térmicas y mecanismos en esta zona de Benioff explicarían satisfactoriamente la presencia de esquistos azules, eclogitas, complejos ofiolíticos y otros complejos ultramáficos de diferentes petrogénesis, como también la tectónica caracterizada por transporte sinorogénico y corrimientos norte-sur en las montañas del Caribe.

Por otro lado, para que esta última hipótesis sea aplicable a la región del Caribe es imprescindible postular una zona de divergencia este-oeste con expansión oceánica en dirección norte-sur. DIETZ y HOLDEN (1970) sugieren su existencia en tiempos Pre-Cretáceos.

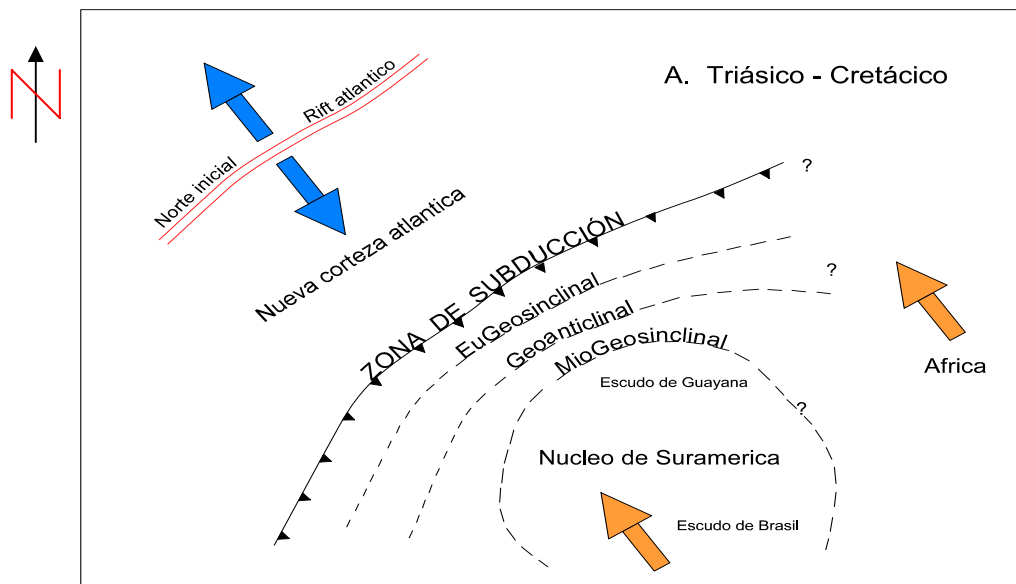
En el borde norte de la América del sur, tanto en la cuenca Oriental como Occidental de Venezuela, donde hay secciones completas de rocas Cretácicas no metamorfizadas, sin asociación volcánica, la sedimentación fue continua. Esto destaca la gran estabilidad durante este período de la placa del Caribe, tectonizada únicamente en sus bordes, y con una edad (EWING *et al.*, 1968; EDGAR *et al.*, 1971) Mesozoica ó quizás algo más antigua.

Por oponerse estas evidencias a la idea de expansión oceánica en el Caribe durante el Mesozoico superior, para BELLIZZIA, A., (1972), es difícil aceptar la hipótesis de una zona de subducción en esa época buzando hacia el continente, y por lo tanto

coincide con autores como NORTH (1965); DEUSER (1970); y DALZIEL y ELLIOT (1971) al considerar la corteza del Caribe de origen Pacífico, como también la corteza de los mares de Scotia, y la zona de subducción se relacionaría con el eugeosinclinal o surco Pacífico-Mesozoico, desarrollado a todo lo largo de la costa del Pacífico de las Américas durante ese período.

Sobre la base de algunos informes y autores en relación a la evolución tectónica de la región sur del Caribe, SANTAMARIA, F. y SCHUBERT, C. (1975) sostienen la hipótesis que durante el Mesozoico Temprano a Medio, un centro de expansión con rumbo noroeste-suroeste comenzó a separar a América del norte y América del sur. Una zona de Benioff localizada a lo largo del borde noroeste y norte de América del sur marcaba la zona de subducción de la corteza oceánica en expansión, la cual formó más adelante parte de la placa del Caribe.

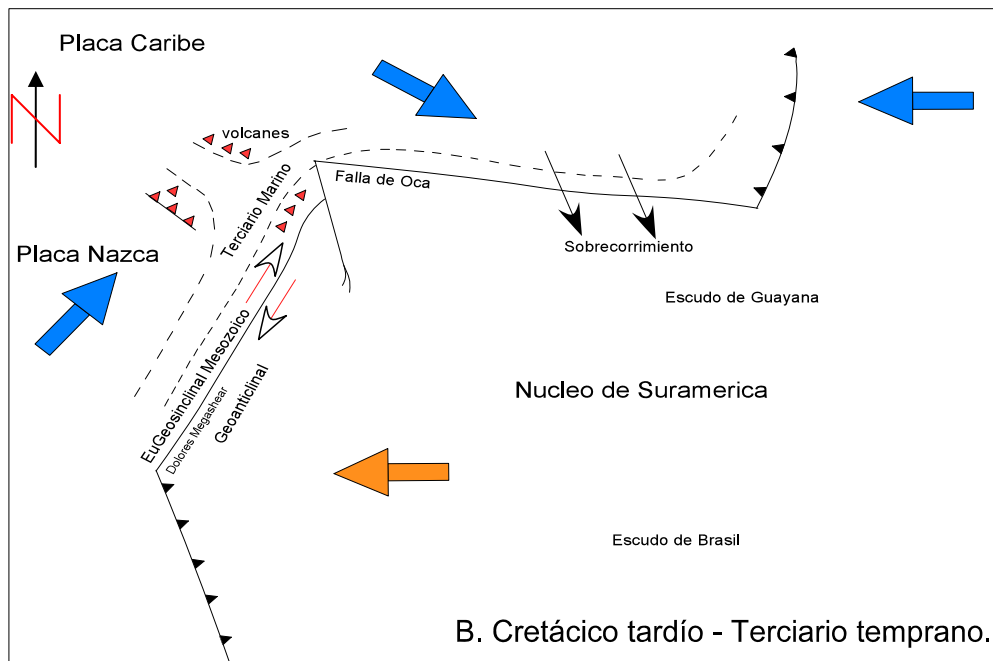
Un eugeosinclinal (cuenca subductada) estaba localizado al noroeste de la zona de Benioff y un miogeosinclinal hacia el sureste, esto es mostrado en la Figura 19.



**Figura 19.** Modelo "A" de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. (Tomado de SANTAMARIA F. y SCHUBERT C., 1975)

Hacia el Terciario Temprano la expansión se había detenido y se formó la placa del Caribe de los restos de la corteza oceánica al noroeste de América del sur. La corteza oceánica que se esparcía hacia el este en el Pacífico oriental comenzó a ser subcorrida (subducción) por debajo de lo que hoy en día es América Central. Las placas de Nazca y del Caribe, probablemente actuaron como una sola placa durante las fases iniciales de movimiento de placa relativo hacia el norte y este.

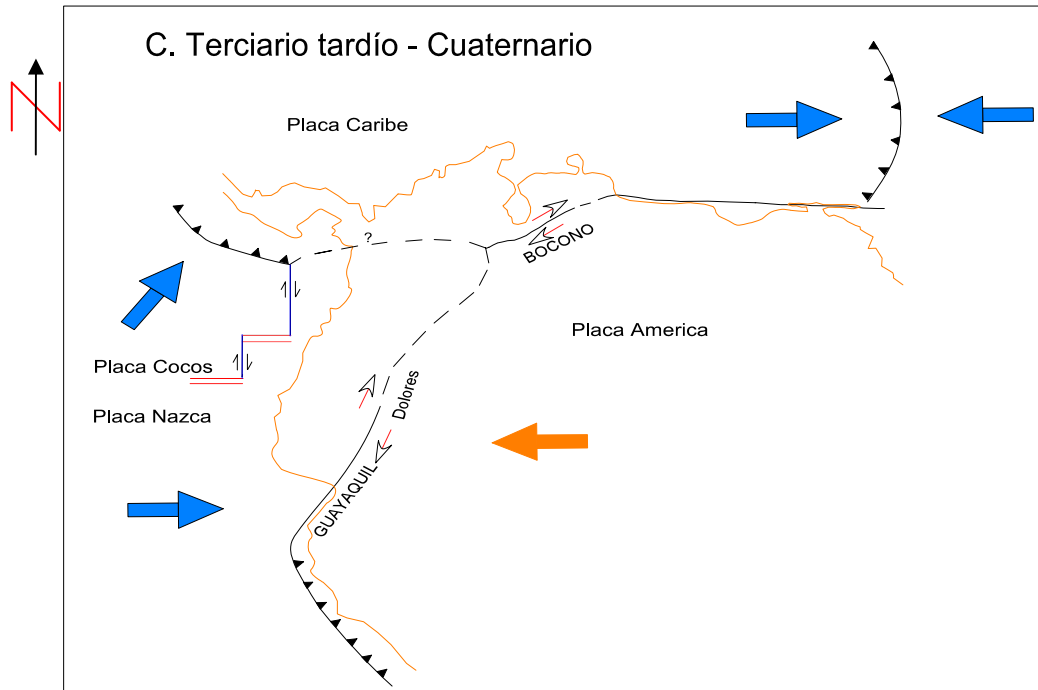
La antigua zona de Benioff se convirtió en una zona de movimiento transcurrente y representaba el límite entre la placa de Nazca-Caribe y América del sur. El antiguo eugeosinclinal fue empujado hacia el este por delante de la placa del Caribe, esto se puede apreciar en la Figura 20.



**Figura 20.** Modelo "B" de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. (Tomado de SANTAMARIA F. y SCHUBERT C., 1975)

Finalmente, durante el Terciario Tardío y el Cuaternario, la placa del Caribe continuó desplazándose hacia el este. La placa de Nazca se mueve hacia el noreste y es subcorrida por debajo de Panamá. El borde sur de la placa del Caribe está representada

actualmente por la mega-zona de falla: Guayaquil-Dolores-Boconó-El Pilar, esto es representado en la Figura 21.



**Figura 21.** Modelo "C" de evolución tectónica regional para el noroeste de Suramérica y sur de Caribe. (Tomado de SANTAMARIA F. y SCHUBERT C., 1975)

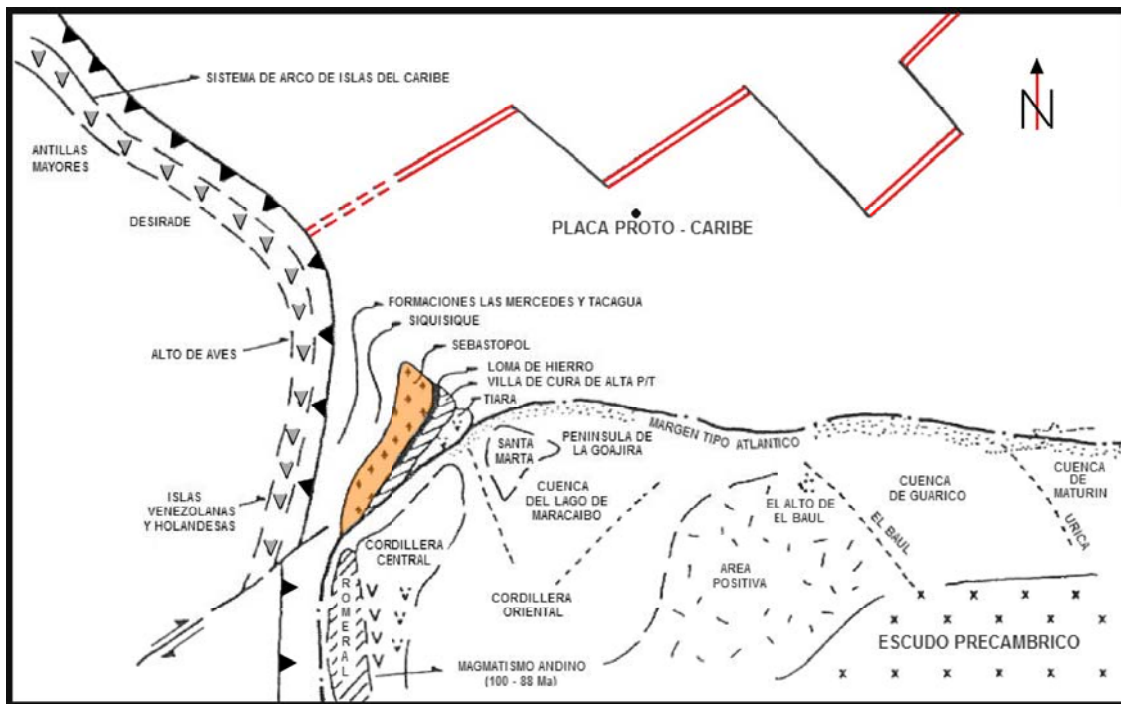
Por último, el sistema montañoso del Caribe alcanza su posición actual por movimientos de placas corticales, posiblemente desde el oeste, representando una cordillera alóctona.

TALUKDAR, S. y LOUREIRO D. (1981), proponen un modelo tectónico para la evolución del margen norte de Suramérica que muestra como un margen continental tipo Atlántico, producto del "rifting", pasa de ser un margen estable para convertirse en un margen activo a causa de la colisión de éste con un arco de islas limitado por una zona de subducción. Este cambio en la naturaleza tectónica del margen considera que la parte oceánica de la placa Suramericana fuese consumida gradualmente bajo un arco de islas primitivo formado en el borde meridional de la placa oceánica del Caribe (MIYASHIRO, 1972).

Entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior se desarrolló el margen continental tipo Atlántico en la costa septentrional de Suramérica. Entre el Cretácico inferior y el Cenomaniense se formó el complejo de subducción, compuesto por rocas de corteza oceánica y el manto, sedimentos pelágicos, fragmentos del basamento continental y sedimentos acumulados sobre la plataforma continental. Este complejo fue el resultado de la subducción, en sentido sur-norte, de la parte oceánica de la placa suramericana bajo un arco de islas situado en el margen meridional de la corteza oceánica del Caribe, y la posterior colisión del arco volcánico con el margen continental. Luego, entre el Turoniense y el Coniaciense, se produjo la inversión de la polaridad de la subducción, comenzando a ser en sentido norte-sur bajo el borde norte del arco volcánico extinto. Al mismo tiempo, comenzaron los corrimientos hacia el sur de napas constituidas por asociaciones ofiolíticas, del arco volcánico y del complejo de subducción (TALUKDAR y LOUREIRO, 1981).

Para OSTOS, M. (1992), en el modelo tectónico propuesto para la evolución del norte de Suramérica, los siete cinturones tectono-estratigráficos, con rumbo aproximado este-oeste, del sistema montañoso del Caribe (de norte a sur: islas Holandesas y Venezolanas, plataforma Venezolana, cordillera de la Costa-Margarita, y los cinturones de la cordillera de la Costa: Caucagua-El Tinaco, Paracotos y Villa de Cura) son alóctonos y fueron deformados como el resultado de la colisión de un microcontinente (Sebastopol) y un arco de islas contra el oeste-noroeste de Suramérica durante el Neocomiense (ver Figuras 22 y 23).

A partir de un centro de expansión Proto-Caribeño (ver Figura 22), estos cinturones fueron inicialmente sobrecorridos en el margen convergente oeste-noroeste de la placa Suramericana, formando una megasutura, pero debido al alto ángulo de oblicuidad en el borde convergente de placas, ocurrió transporte tectónico transpresional de los cinturones hacia el noreste durante el Santoniense-Campaniense (ver Figura 23), posteriormente a la colisión del “rise oceánico” del Caribe y la generación de la zona de subducción con inclinación oeste, en el borde este de la placa del Caribe.

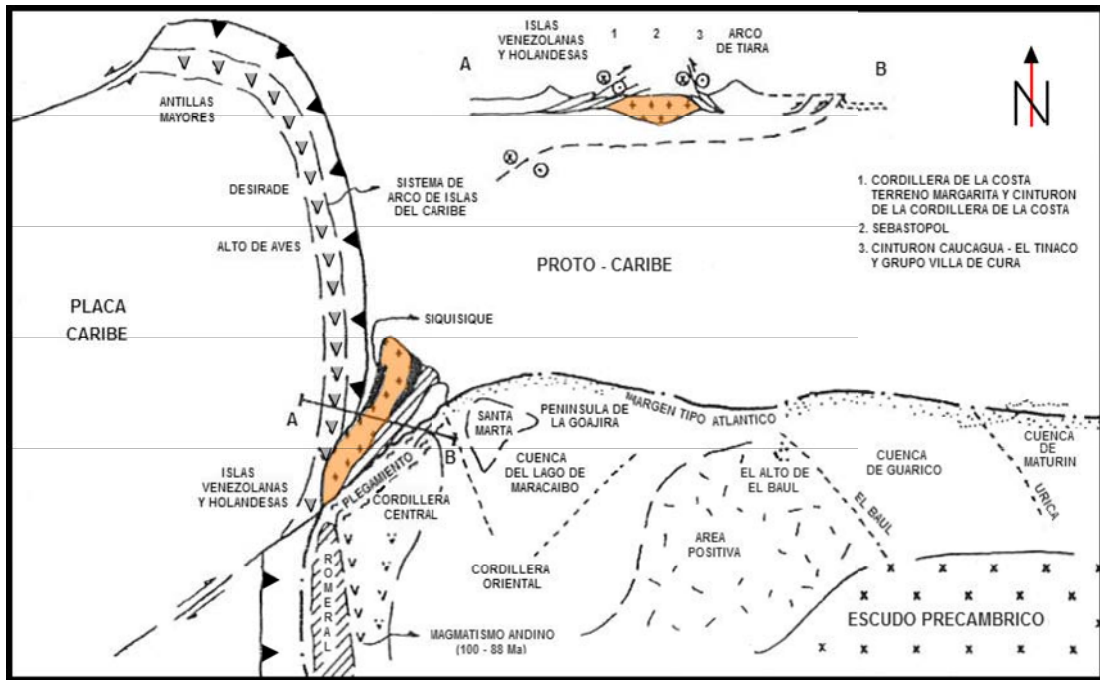


**Figura 22.** Expansión Proto-caribe y colisión en Sebastopol durante el Neocomiense (Cretácico inferior). (Tomado y Modificado de OSTOS M., 1992)

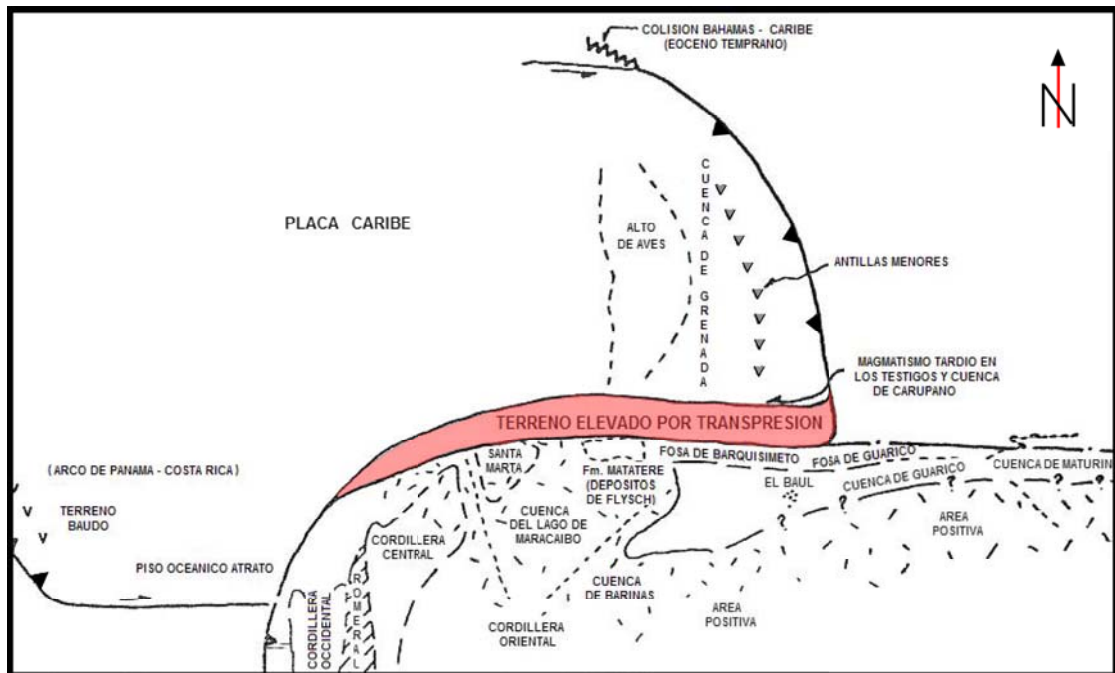
En el Eoceno tardío, el transporte tectónico cambió hacia el este obteniéndose la configuración actual como respuesta a la colisión de la placa Caribe con la plataforma de las Bahamas (ver Figura 24). El cambio de dirección es evidenciado en el norte de Suramérica por una compresión noroeste-sureste y por el desarrollo de las cuencas sedimentarias oligocénicas “pull-apart” de rumbo este-oeste.

En el Oligoceno tardío se inició el transporte tectónico del bloque triangular de Maracaibo-Santa Marta, el cual continúa en la actualidad. El transporte tectónico del bloque triangular fue incrementado en el Mioceno por la colisión del arco de Panamá-Costa Rica, causando la generación del cinturón deformado del sur de Caribe. El borde de placas al este del cinturón deformado del Caribe se ha caracterizado por una tectónica transcurrente dextral (ver Figura 25).

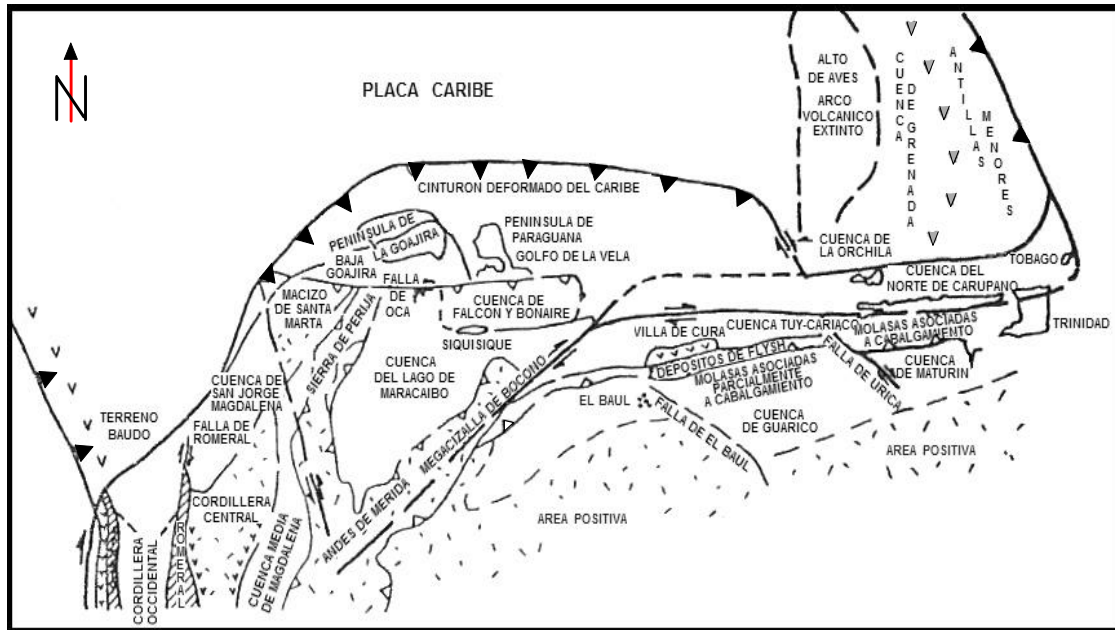




**Figura 23.** Colisión Sebastopol y el arco Caribeño contra el noroeste de Suramérica durante el Santoniense-Campaniense (Cretácico superior).  
(Tomado y Modificado de OSTOS M., 1992)



**Figura 24.** Transporte tectónico transpresional de los cinturones hacia el este durante el Eoceno.  
(Tomado y Modificado de OSTOS M., 1992)



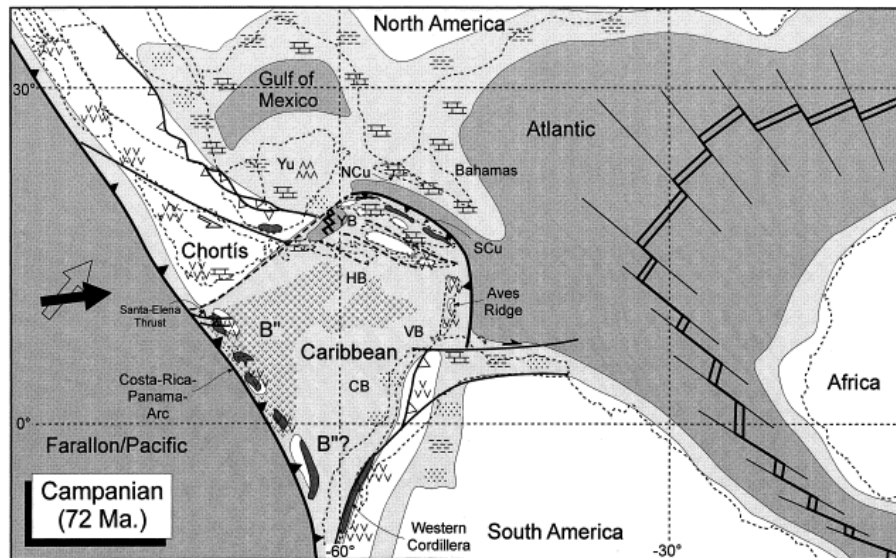
**Figura 25.** Configuración del cinturón deformado del sur de Caribe y del bloque triangular de Maracaibo-Santa Marta durante el Mioceno.  
(Tomado y Modificado de OSTOS M., 1992)

MESCHEDÉ M. y FRISCH W. (1999) arrojan un modelo tectónico para la placa Caribe en el Mesozoico y Cenozoico inferior (ver Figuras 26 a 29). Un modelo en el cual la placa Caribe es un rasgo característico de la geodinámica interna de la región Americana, formada a lo largo de un centro de expansión caribeño, modelo opuesto a los que consideran a la placa Caribe como una porción de corteza formada y derivada desde la región pacífica.

La data paleomagnética, que cubre un rango de edades desde el Jurásico hasta el Paleoceno, indica complejos ofiolíticos en Costa Rica y Panamá formados en posición ecuatorial. La ofiolita, desde su origen, no cambió su posición relativa a Suramérica. Basaltos de la parte baja de la ofiolita sugieren una formación asociada a un centro de expansión. Estas rocas son interpretadas por haberse formado como parte de una corteza Proto-Caribe a un eje de expansión en una posición intraplaca durante el Jurásico y el Cretácico inferior. La parte superior de las ofiolitas es principalmente levantada por

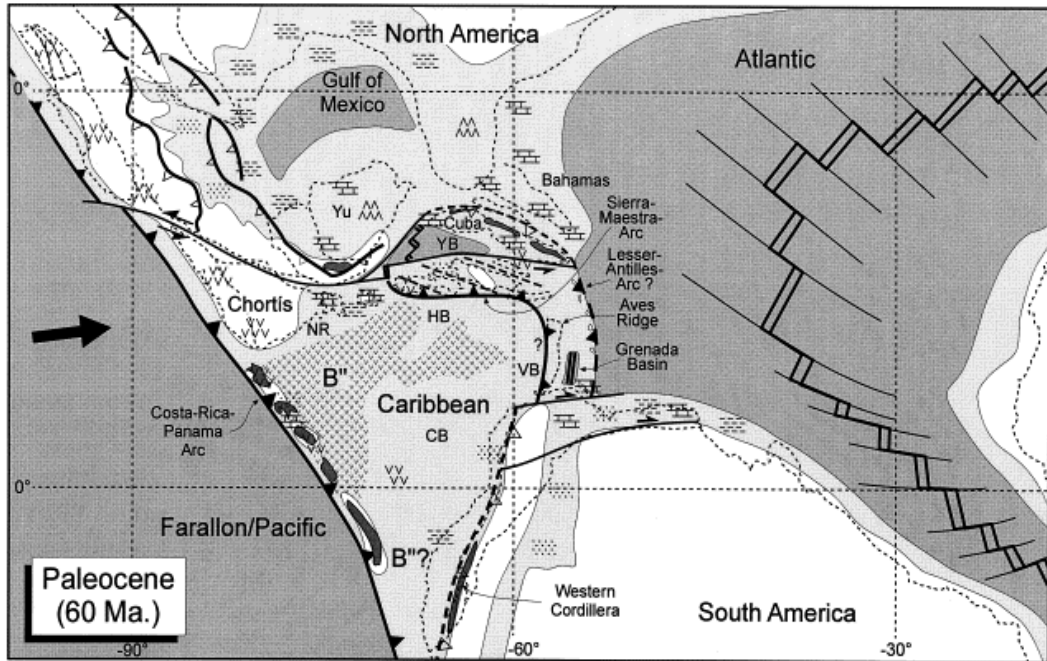
arcos de islas y basaltos intraplaca. El basalto de arco de isla evolucionó a un terreno puente de América central, el cual comienza en el Cretácico medio. El basalto intraplaca está relacionado al basalto de “rise oceánico” del Caribe, lo cual engrosó el espesor de esta corteza Caribe en el Cretácico medio a probablemente superior. Los cambios en los movimientos relativos de la placa a lo largo del margen convergente de América central, son reflejados por las orientaciones y secuencias de tiempo de tensores tectónicos de paleo-esfuerzo calculados a partir de datos de la falla Sur de México y Costa Rica.

Según estos autores, indicadores cinemáticas de zonas miloníticas, presentan movimiento sinextral a lo largo de zonas de corte secundarias de corteza sur Mexicana y a lo largo del límite norte del bloque Chortís, en el sistema de fallas Motagua-Polochic. Esto es reflejo de la deriva hacia el este geográfico del bloque Chortís, desde comienzos del Cenozoico. En este tiempo el bloque Chortís se vuelve parte de la placa Caribe, la cual se ha movido más de 1000 Km. en dirección relativa hacia el Este con respecto a las placas norte y sur de América durante el Cenozoico.



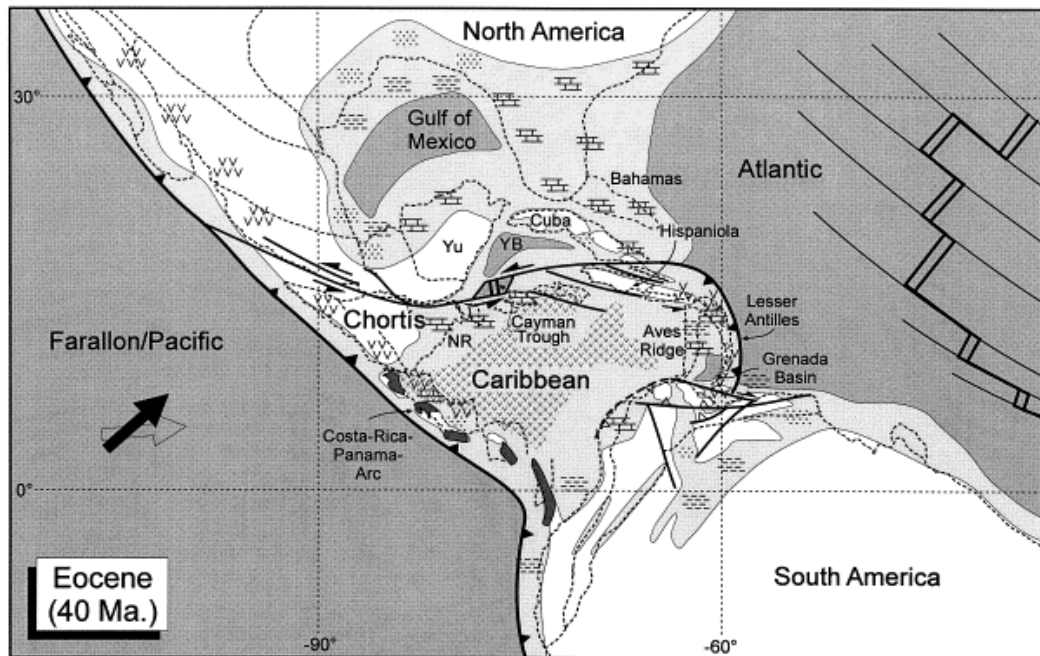
**Figura 26.** Evolución de Caribe en el Cretácico Superior.

(Tomado de MESCHÉDE y FRISCH, 1999, en [http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR\\_2004](http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR_2004))



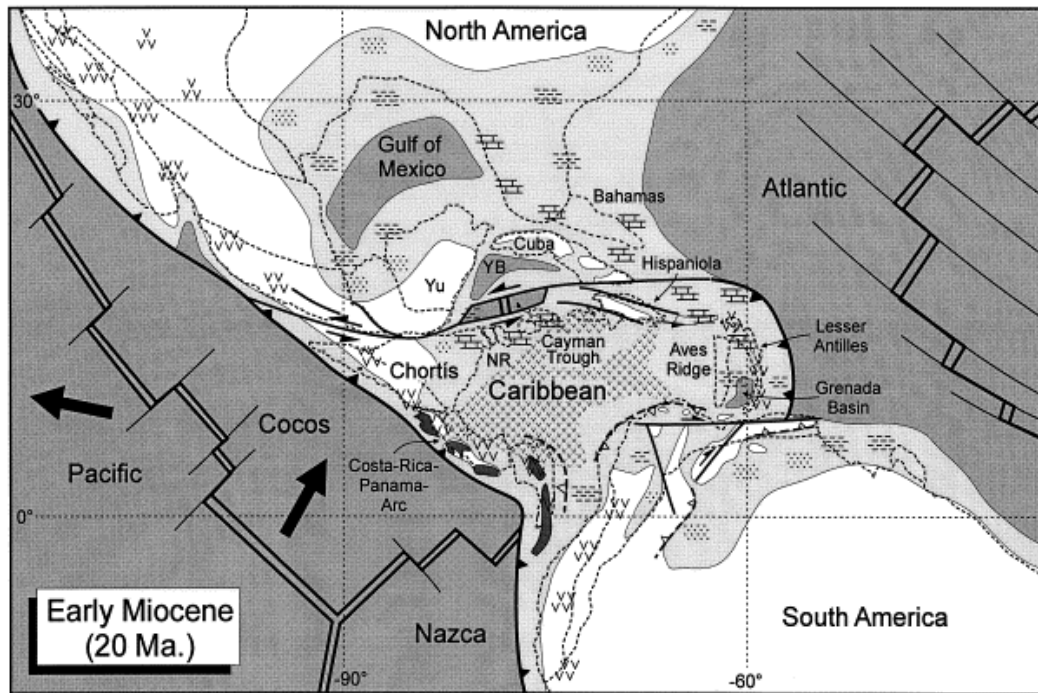
*Figura 27. Evolución de Caribe en el Paleógeno inferior.*

(Tomado de MESCHÉDE y FRISCH, 1999, en [http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR\\_2004](http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR_2004))



*Figura 28. Evolución de Caribe en el Paleógeno superior.*

(Tomado de MESCHÉDE y FRISCH, 1999, en [http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR\\_2004](http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR_2004))



*Figura 29. Evolución de Caribe durante el Neógeno medio.*  
(Tomado de MESCHEDE y FRISCH, 1999)

### 2.3. Geología Regional de Islas Sureñas del Caribe.

La plataforma continental de Venezuela septentrional suprayace a un complejo ígneo metamórfico que aflora en las islas Venezolanas. Las Dependencias Federales Venezolanas incluyen la mayor parte de todas las islas frente a las costas sureñas del mar Caribe. Estas se extienden desde los Monjes, frente a la península de la Guajira, hasta los Testigos, al este de la isla de Margarita. Las rocas metamórficas (antigua facies de los esquistos verdes inferior a superior) son similares a aquellas en la cordillera de la costa y serranía del interior oriental. Estas rocas fueron intrusionadas por rocas ígneas básicas y graníticas, y rocas volcánicas andesíticas a basálticas durante el tiempo comprendido entre el Cretácico Temprano y Terciario Temprano.

La geología de las islas Venezolanas y Holandesas se resume (SCHUBERT y MOTICKA, 1972 y 1973).

El archipiélago de los Monjes consiste de ortoanfibolita que representa un basalto, dolerita o gabro metamórfizado, con un bajo contenido de potasio (BELLIZZIA y otros, 1969).

Las islas holandesas de las antillas menores situadas frente a las costas Venezolanas están situadas en un alto estructural orientado en dirección este-oeste, caracterizado por una anomalía gravimétrica positiva y limitado al norte y al sur por cuencas sedimentarias; la cuenca septentrional, la fosa de los Roques, está caracterizada por una anomalía gravimétrica altamente negativa (LAGAAY, 1969).

WESTERMANN (1932) describió tres unidades principales litológicas en Aruba, las cuales son (de antigua a joven): un complejo volcánico de esquisto-toba diabásico de probable edad Cretácea; un batolito de diorita cuarcífera Cretácea-Tardío y Terciario Temprano (fechado como Campaniense por PRIEM y otros (1966) ), consistente de diorita cuarcífera, granodiorita “hooibergita” (WESTERMANN, 1932) y rocas gabroides, las cuales intrusionaron la unidad anterior; y un caliza y una unidad detrítica Cuaternaria.

La geología de Curazao fue descrita recientemente por BEETS (1972). Las siguientes unidades de rocas afloran allí (de más antigua a más joven): La Formación Lavas de Curazao, de edad Cretáceo Superior Temprano (?), consistente de lavas basálticas submarinas; El Grupo Knip, de edad Senoniense Tardío, la cual suprayace discordantemente (?) a la unidad anterior y consistente de sedimentos silíceos, turbiditas, brechas de deslizamiento y cantidades subordinadas de tobas andesíticas; y lentes calcáreas con rudistos y foraminíferos orbitoideos en el contacto entre la Formación Lavas de Curazao y el Grupo Knip; y La Formación Midden Curazao de edad Daniense, una secuencia de turbiditas, conglomerados de deslizamiento y lutitas, la cual suprayace discordantemente (?) al Grupo Knip. Todas estas rocas fueron plegadas, metamorfizadas a la facies zeolítica del metamorfismo regional, e intrusionadas por algunos diques y sills del Daniense al Eoceno Medio.

Las rocas más antiguas de Bonaire son lavas y tobas diabásicas y porfíricas, de probable edad Cretácea, con intercalaciones de chert y caliza (PIJPERS, 1933), las

cuales se denominan Formación Washikemba. Son comunes los diques, sills y pequeños cuerpos intrusivos de lava porfírica, diorita y diabasa. Esta formación está cubierta discordantemente por la Formación Rincón, la cual consiste de caliza, caliza conglomerática (conteniendo guijarros de granodiorita y aplita) de edad Cretáceo. Un conglomerado algo más joven, de composición similar, se denomina Formación Soebi Blanco. Finalmente, se encuentran calizas del Eoceno Tardío y Cuaternario.

Un complejo ígneo metamórfico aflora en las islas Venezolanas del Gran Roque, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, Los Frailes y los Testigos (SIEVERS, 1898; RUTTEN, 1940; AGUERREVERE y LOPEZ, 1938; ROST, 1938; ZULOAGA, 1953; MALONEY, 1971; MOTICKA, 1972; SCHUBERT y MOTICKA, 1972; y SCHUBERT, 1973.).

Las rocas más antiguas de estas islas, consistentes de esquistos y filitas cloríticas, ortoanfibolitas cuarzo-epidóticas granatíferas, gneis horbléndico y gneises y esquistos epirótico-micáceos, afloran en la Orchila. Aquí forman un amplio anticlinoide en la parte oriental de la isla; pequeños afloramientos también se encuentran en el extremo occidental. Estas rocas metamórficas fueron intrusionadas por diabasas, rocas graníticas y granodioríticas (metamorfizadas posteriormente), y diques de pegmatita y aplita (en ese orden). Las zonas de contacto entre todas estas rocas están bien expuestas y muestran rasgos típicos de metamorfismo por contacto, tales como cocimiento, alteración de la roca caja, apófisis graníticas e inclusiones. Todas las muestran un grado de metamorfismo regional bajo (zona de la clorita), excepto las rocas caja metamórficas, cuyo metamorfismo, previo el período de intrusiones ígneas, llegó a la facies de transición entre los esquistos verdes y anfibolita, alcanzando la parte superior de la facies esquistos verdes, (TURNER, 1968), caracterizado por la presencia de almandino. Este último es similar al metamorfismo de las rocas de las montañas del Caribe del norte de Venezuela (cordillera de la costa y serranía del interior).

En el centro de la Orchila afloran serpentinitas y peridotitos, en una serie de cerros bajos y aislados. Sus relaciones con el complejo ígneo-metamórfico no se conocen bien, pero se sospecha que intrusionaron a las rocas metamórficas.

En el Gran Roque, la secuencia intrusiva es particularmente evidente. Aquí una meta-diabasa de grano fino forma los cerros centrales y el oriental. El cerro occidental consiste de meta-lamprófido (meta-spessartita) de grano grueso. Estas rocas básicas fueron intrusionadas por diorita cuarcífera de grano grueso, que forma pequeños cuerpos irregulares y diques en los tres cerros. Entre los rasgos intrusivos más típicos se encuentran apófisis de diorita cuarcífera e inclusiones e inclusión de rocas caja alterada.

En la isla Gran Roque se conoce la existencia de metagabros y metadiabasas. Finalmente todas estas rocas fueron intrusionadas por numerosos diques y vetas de aplita y pegmatita.

En la Blanquilla aflora un plutón relativamente grande (13 Km<sup>2</sup>) de trondhjemitita, definido por granodiorita de Garantón por MALONEY (1971), y como trondhjemitita de Garantón por SCHUBERT y MOTICSKA (1973). En una roca de grano grueso; hacia la parte noroeste de la isla grada hacia una roca tonalítica más oscura. Este plutón fue intrusionado por numerosos diques y vetas pegmatíticas; numerosas inclusiones orientadas de anfibolita afloran en la zona tonalítica lo cual indica flujo dentro del plutón antes de la cristalización final y una cercanía relativa al contacto con la roca caja.

En los Hermanos, situados aproximadamente 14 Km. al sureste de la Blanquita, afloran gneis horbléndico, esquistos biotítico-epidótico, anfibolita, epidosita y numerosos diques y vetas de pegmatita, consistentes de pertita cuarcífera y plagioclasa, con algunos cristales grandes de hornblenda. Estas rocas probablemente representan la roca caja de la tondhjemitita de Garantón.

En las islas de la Orchila, El Gran Roque y Los Hermanos, han sido observadas rocas metamórficas cuya litología y grado metamórfico las asemejan a las descritas en algunas regiones del cinturón tectónico de la cordillera de la Costa (GONZALES DE JUANA *et al.*, 1980).

La isla de Margarita, al igual que la parte oriental de las montañas del Caribe (península de Araya y Paria), consisten de una secuencia de rocas metasedimentarias y



metavolcánicas, serpentinitas y rocas ígneas máficas, y rocas intrusitas graníticas (TAYLOR, 1960; METZ, 1968; SCHUBERT, 1972; GONZALEZ DE JUANA, MUÑOZ J. y VIGNALI M., 1972; MARESCH, 1973; y SEIJAS, 1972). El grado de metamorfismo regional aumenta desde el sureste (península de Paria) al noroeste (isla de Margarita), gradando desde la parte baja de la facies de los esquistos verdes hasta la facies de eclogita.

En los Frailes afloran basaltos tholeíticos extrusivos, equivalentes intrusitos porfíricos de estas, y diabasa metamorfizada a la facies de pumpellyita-prehnite-cuarzo (MOTICKSKA, 1972). Las rocas expuestas en el archipiélago de los Testigos consisten principalmente de un complejo volcánico meta-andesítico (andesita, toba andesítica, lava andesítica y rocas similares) el cual fue intrusionado por un plutón metagranítico consistente de monzogabro, monzodiorita y diorita cuarcífera. El carácter intrusito está demostrado por la presencia de inclusiones alteradas y numerosas apófisis intrucionando la roca caja (andesita). Las rocas volcánicas de los Testigos están probablemente relacionadas con las rocas de los Frailes, mencionadas arriba, y la isla de Margarita. (HESS y MAXWELL, 1949, y GONZALEZ DE JUANA, 1968).

Según SANTAMARIA F. y SCHUBERT, C., (1975), sobre la base de documentadas evidencias, (RUTTEN, 1939; MOTICKSKA, 1972 ; BELLIZZIA, 1968), como además de las similitudes litológicas metamórficas entre las rocas de las islas Venezolanas y las montañas del Caribe, sugieren que la edad de estas rocas es probablemente Cretácea Tardía. Las rocas plutónicas, al parecer más jóvenes que todas las litologías hasta ahora nombradas, se conocen en el Gran Roque, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos y Los Testigos. La mayoría de las islas venezolanas presentan depósitos cuaternarios.

En todas las islas Venezolanas, las asociaciones metamórficas están seguidas por vulcanismo y actividad plutónica de afinidad calcoalcalina. En el grupo de las rocas volcánicas se incluyen meta-andesitas en el Gran Roque y Los Testigos, así como flujos basálticos, tobas y diques en Los Frailes (SANTAMARIA F. y SCHUBERT, C. 1975)

Para OSTOS, M. (1992) las islas Venezolanas y Holandesas consisten de rocas ígneas de origen oceánico de edad Cretácico Temprano y rocas de arco de islas de edad Cretácico tardío. Estos terrenos han sido correlacionados con las unidades litológicas que constituyen el cinturón tectónico de Villa de Cura y con la parte nororiental de la plataforma Venezolana.

En cuanto a la afinidad tectónica de numerosas complejos ígneos en el borde sur-central del Caribe, OSTOS, M. (1992), determina para algunas islas Holandesas y Venezolanas, en Los Monjes, Aruba, Curazao y Los Roques, basaltos de edad Jurásico tardía hasta Cretácico temprano. En la isla de Margarita (terreno de la cordillera de la Costa-Margarita) y en la cuenca de Carúpano representan extrusiones en cordilleras centro-oceánicas. Todas las rocas félsicas de edad Mesozoica en las islas Venezolanas y Holandesas, y en el terreno de la cordillera de la Costa-Margarita corresponden a un magmatismo en un arco de islas volcánico.

#### **2.4. Geología Local de la Isla Gran Roque.**

ROST (1938) realizó el primer reconocimiento geológico de las islas de Gran Roque, así como también de la isla de la Orchila, cuyo objetivo fue el estudio de los depósitos de fosfato. Las rocas principales descritas por este autor son un cuerpo de diabasa oscura y de grano fino, con diques y cuerpos intrusivos de diorita cuarcífera, algo gnéisicos, aplíticos y a veces pegmatíticos.

AGUERREVERE y LOPEZ (1938) son los primeros autores venezolanos en estudiar la geología de la isla. El objeto primordial de este trabajo fue el estudio de los depósitos de fosfatos de la isla, y se aprovechó la ocasión para realizar un estudio geológico detallado de toda la isla. Estos autores reconocen y describen dos unidades geológicas diferentes: una primera unidad geológica de rocas sedimentarias y una segunda unidad geológica de rocas ígneas.

Las rocas sedimentarias que forman sus partes bajas y las rocas ígneas que forman la pequeña Sierra de la isla. Las rocas sedimentarias en la isla comprenden unas de origen marino y otras de origen terrestre y ocupan alrededor de las dos terceras partes de la superficie (1.1 Km<sup>2</sup>).

Las rocas ígneas ocupan alrededor de la tercera parte de la isla (0,6 Km<sup>2</sup>) y forman la pequeña sierra antes descrita. La roca ígnea más generalizada, y que forma casi en su totalidad la pequeña sierra, es de composición básica y de tipo intrusivo. Esta roca ha su vez ha sido intrusionada por rocas de composición ácida. Para estos autores las rocas básicas de la isla tienen en sus composiciones químicas un marcado exceso de CaO y MgO, y una deficiencia de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O.

Otros informes relacionados con la isla del Gran Roque fueron publicados por McCONNELL (1941), BOWEN (1964) y ESPINAL (1964).

Para SCHUBERT y MOTICSKA (1972) el grupo de rocas de la isla es un complejo ígneo que aflora con una secuencia intrusiva, de rocas básicas y ácidas, particularmente evidente. Evidencias mineralógicas indican que las rocas básicas más antiguas han sufrido un metamorfismo regional equivalente a la parte inferior de las facies de los esquistos verdes pertenecientes a la zona de la clorita.

Las estructuras más prominentes que muestran las rocas del Gran Roque son un sistema prominente de diaclasas verticales con rumbo N18E. Además, hay tres sistemas menos frecuentes: N62W, vertical: N88W, 52N; y horizontal.

Otras relaciones estructurales existentes son la de los contactos ígneos. Se presentan apófisis de diorita que penetran a la roca caja de composición básica, y que, en algunos casos, se convierten en pequeñas vetas o diques. También se tienen contactos entre la diorita cuarcífera y la meta-diabasa que presentan inclusiones de esta última dentro de la diorita. En la parte más alta del cerro occidental se observa un dique aproximadamente horizontal que corta todo el cerro.

La isla está atravesada por varias fallas orientadas con cortes N70-80E. La expresión topográfica de estas fallas forman pequeños cañones en la ensenada, al norte del pueblo de la isla y en el flanco norte del cerro occidental.

#### **2.4.1. Litología.**

Para S. E. AGUERREVERE y V. M. LOPEZ (1938) las rocas ígneas de la isla se dividen en rocas de composición básica y rocas de composición ácida.

En su mayor parte, las rocas ígneas del Gran Roque son de composición básica, que incluyen bajo el punto de vista textural dos tipos principales: diabasa y gabro. En este caso, ambas tienen la misma composición mineralógica, haciendo uso de estos dos términos petrográficos para indicar diferencias texturales más que diferencias de composición mineralógica.

Las rocas de composición básica, se encuentran dos tipos principales: Una diabasa horbléndica de grano fino a mediano en las secciones oriental y central de la isla y que constituye la casi totalidad de éstas. Un gabro horbléndico de grano grueso que forma casi la totalidad de la sección occidental de la isla. Las composiciones ácidas, se encuentran intrusionadas en las rocas básicas y representan tres tipos principales de rocas: Una diorita cuarcífera de grano grueso que se encuentra formando varias masas hacia la parte inferior de los afloramientos de la roca básica y que se ramifica en forma de apófisis y diques dentro de ésta última. Diques pegmatíticos con una relación estructural análoga a la de los diques de diorita cuarcífera. Un dique de diorita cuarcífera porfídico de unos 6 metros de ancho que aflora en la parte oriental de la isla. Las rocas de composición ácida forman una parte mucho menos extensa y están representadas por diques y apófisis que penetran en las rocas básicas, las cuales han sufrido ciertos efectos de metamorfismo cerca del contacto con los diques ácidos.

SCHUBERT y MOTICKA (1972) sostienen que el Gran Roque, básicamente consiste en un macizo de meta-diabasa de grano fino que forma los cerros central y oriental. El cerro occidental consiste de un macizo de meta-lamprófido (meta-

spessartita) de grano grueso. Ambos macizos fueron intrusionados por pequeños cuerpos de diorita cuarcífera, diques y vetas de aplitas graníticas y alcalinas, pegmatitas gráficas, meta-lavas andesíticas y ortoanfibolitas. Las rocas fosfáticas se encuentran principalmente en el flanco sur del cerro occidental. En el extremo oriental del cerro oriental se encuentran depósitos cuaternarios de rocas de playa conformadas por conglomerados de mata-diabasa. Hacia el flanco sur del cerro occidental, existen terrazas formadas por conglomerados de meta-diabasa y meta-spessartita.

#### **2.4.2. Reconocimiento Geológico.**

El presente reconocimiento geológico pretendió servir para la validar parte de la información bibliográfica documentada en los trabajos de campo que han sido realizados en la Isla por AGUERREVERE & LOPEZ, 1938; y por SCHUBERT & MOTICKSKA, 1972.

La isla del Gran Roque destaca claramente en el mar, lo cual se evidencia en la Figura 30, esto se debe a los diversos contrastes de su relieve, en el cual abundan las fuertes pendientes, así como también por la uniformidad de su color fresco gris claro a oscuro y por una cobertera vegetal sumamente escasa. Presenta dos zonas de relieve muy diferentes. Primeramente se encuentra una zona baja que ocupa la región oriental y Sur oriental, y otra zona donde las formas del relieve se ordenan en una pequeña sierra que ocupa todo el occidente, el norte central y el norte oriental de la isla. La isla topográficamente, los rasgos más sobresalientes de la isla son tres pequeños macizos o pequeños bloques (ver Figura 30), cuyas alturas alcanzan entre 110 a 120 metros (AGUERREVERE & LOPEZ, 1938), los cuales conforman la pequeña Sierra que cruza la isla de Este a Oeste. Estos se dividen en bloque oriental, central y occidental, separados entre sí por dos fuertes depresiones o ensenadas en la costa Norte. Otros rasgos topográficos característicos de la isla, son las marcadas indentaciones de la costa norte en los cerros de los tres bloques. Muchas de estas indentaciones se encuentran asociadas estructuralmente a fallamientos o diaclasamientos (SCHUBERT & MOTICKSKA, 1972) con rumbos generales de Sureste-Noreste (ver Anexo 1).



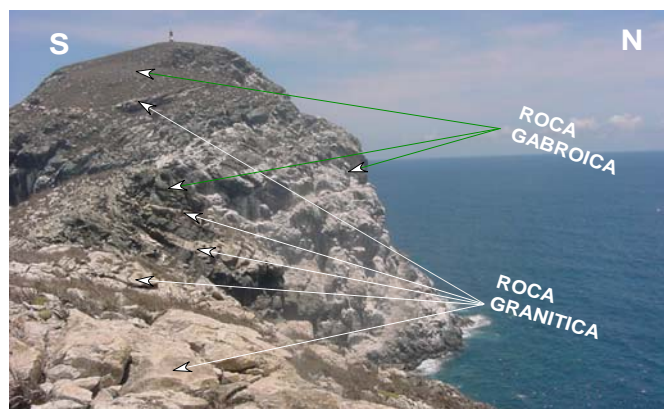
*Figura 30. Isla Gran Roque. Foto tomada en dirección N13°W. Escala aproximada de 1: 10.000 en cm.*

Nótese que la Isla resalta claramente en el mar debido a lo contrastado de su relieve de fuertes pendientes y por su color general gris claro. La distribución en escalón que presentan los tres bloques que dividen la isla, sugiere que a lo largo de estos valles probablemente hubo movimientos verticales diferenciales entre los bloques, a pesar de que el desnivel general es de poca consideración. La isla tiene una dirección general de rumbo geográfico promedio de Norte 54° Oeste, con un ancho aproximado de 3 Km.

Se pudo observar que las vertientes norte y sur de la isla en su bloque occidental presentan la topografía más abrupta expresada por acantilados de fuerte pendiente hacia el mar, donde las zonas de acentuado relieve forman la totalidad del bloque occidental sin bordes de playa. La dirección de rumbo geográfico para la costa Sur del bloque occidental, la cual conserva suficiente linealidad, es la de  $N48^{\circ}W$ . A ambos lados de los flancos del bloque occidental existen rocas gabroica y granítica en contacto, esto puede ser apreciado en las Figuras 31 y 32.



**Figura 31.** Acantilados del flanco sur en el cerro occidental y vista hacia el extremo oeste del bloque occidental. Foto tomada con dirección  $N72^{\circ}W$ .



**Figura 32.** Acantilados del flanco norte con la mayor inclinación, en el cerro central del bloque occidental. Foto tomada con dirección  $N42^{\circ}W$ .

La parte baja del lado sur y el lado oriental de los bloques central y oriental está formada por terrenos anegadizos, lagunas, salinas, manglares y playas de arena; hacia estos terrenos convergen los conos de deyección y taludes de los cerros centro orientales de la isla (AGUERREVERE & LOPEZ, 1938). Estos son mostrados en la Figura 33.



**Figura 33.** Taludes aluviales del cerro central en el bloque oriental de la isla. Faro mayor a 15 metros de altura. Foto tomada con dirección N6°E.

La isla incluye dos unidades geológicas muy bien diferenciables: Las rocas sedimentarias que forman sus partes bajas y las rocas ígneas que forman la pequeña Sierra (AGUERREVERE & LOPEZ, 1938).

Las rocas sedimentarias conforman las dos terceras partes de la isla. Se presentan rocas de origen marino y otras de origen terrestre. Estas últimas comprenden los conos y taludes de la isla. Los materiales clásticos de los taludes y conos que se encuentran cementados ocupan las partes superiores de estos pequeños valles, observándose en la Figura 34 que el material que los cementa es fosfático (AGUERREVERE & LOPEZ, 1938). Este material ha reemplazado parcialmente los fragmentos angulares de las rocas ígneas máficas (ver Figura 34).





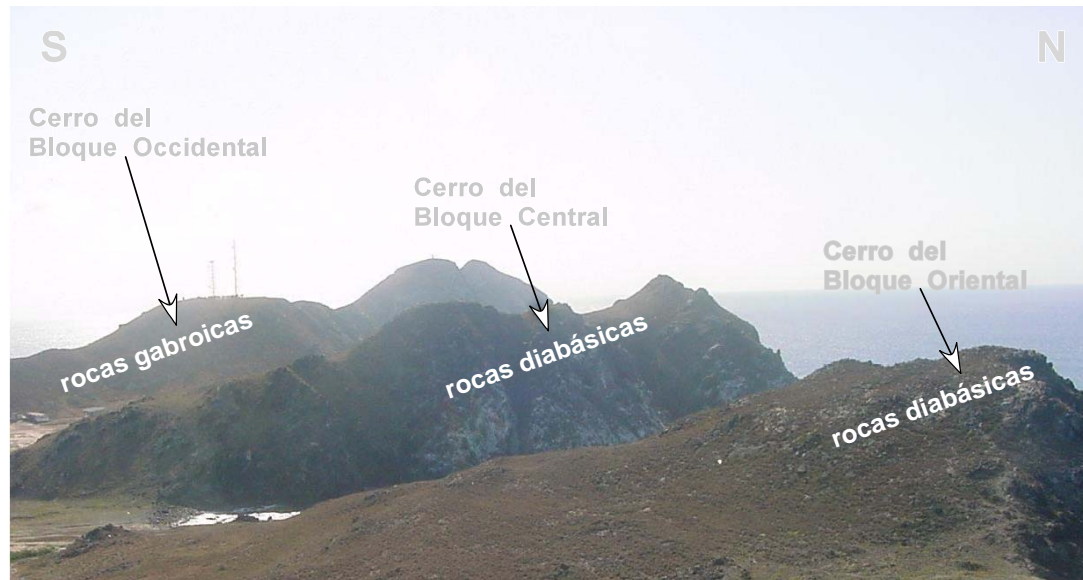
**Figura 34.** Ortoconglomerados fosfáticos de la isla. Foto tomada en dirección N-S.

Las rocas ígneas aflorantes, ocupan aproximadamente más de la tercera parte del área de superficie de la isla, formando la pequeña Sierra mencionada, donde el punto más elevado de la isla se encuentra en el cerro que bordea el extremo del bloque occidental (ver Figura 35), con una altura mayor a 120 m (AGUERREVERE & LOPEZ, 1938).

En términos generales, se puede decir que las rocas de composición máfica conforman casi toda la Sierra, lo cual se evidencia en la Figura 35, y se observaron distribuidas texturalmente con un tamaño de grano fino a medio, hacia los cerros de los bloques central y oriental, mientras que gradualmente hacia el bloque occidental se muestra la ocurrencia de rocas de composición bastante similar a las primeras, pero con tamaños de grano que van de grueso a medio.

Se les reconoció una textura diabásica a las máficas centro-orientales y una textura gabroide a las ubicadas en el sector occidental. A su vez se consiguen contactos intrusivos secundarios de composición félsica, donde existe predominio de las concentraciones de rocas graníticas que forman los cuerpos pegmatíticos en forma de vetas y diques irregularmente diseminados en los afloramientos de toda la Sierra.

En la Figura 35 se puede apreciar parcialmente las dos ensenadas (micro-bahías) distinguidas entre los tres cerros como pequeñas depresiones consideradas zonas intermareales.



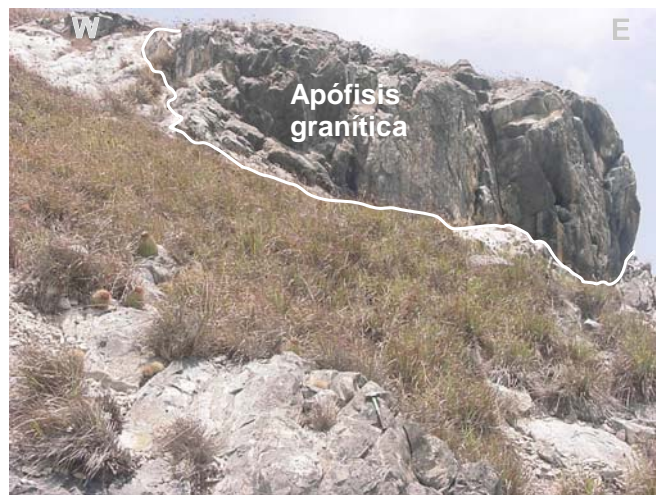
**Figura 35.** Vista lateral de la organización topográfica asimétrica de la Sierra y los litotipos expuestos en cada aforamiento. Foto tomada en dirección N81°W.

Se observó que las rocas máficas con textura diabásica de los bloques central y oriental están sumamente fracturadas, con mayor frecuencia que las máficas de textura gruesa al oeste de la Sierra.

Las rocas básicas han sufrido ciertos efectos de metamorfismo cerca del contacto con las intrusiones ácidas, esto sugerido por deformaciones que a la vista parecen ser fracturas que llegan a cortar sólo a la roca básica, permitiendo la entrada de las ácidas. Otras deformaciones muestran otro grupo de fracturas que cortan a ambas rocas (SCHUBERT & MOTICKSKA, 1972).

Se observaron afloramientos de cuerpos de composición félsica, intrusionados con textura pegmatítica y otros intrusionados como cuerpos irregulares ó diques anchos, con claras relaciones intrusitas en la roca caja de composición máfica, formando entre otros, los apófisis de rocas graníticas de composición intermedia que penetran a la roca caja de composición máfica, tal como es representado en la Figura 36 así como también las inclusiones de esta última dentro del apófisis.

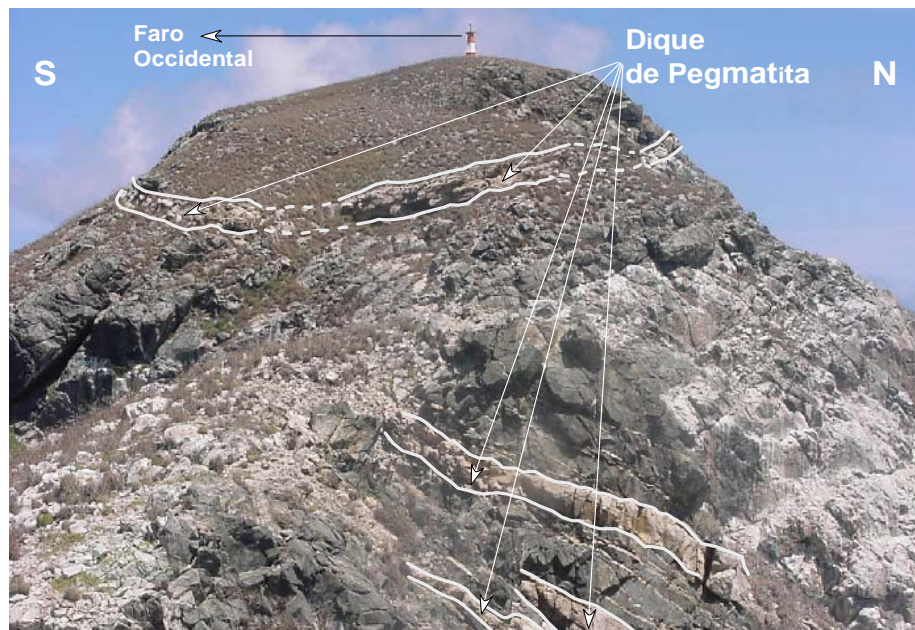
Estos cuerpos llamados apófisis, son cuerpos que se desencadenan de masas rocosas con mayor volumen que se encuentran a profundidad. Estas últimas son de composición plagioclásica cuarzosa con altos contenidos máficos y afloran en el extremo oriental de la isla.



**Figura 36.** Intrusión félsica con cuerpo de apófisis. Extremo oriental del bloque oriental de la isla. Foto tomada en dirección N17°E.

En los cuerpos intrusivos se reconocen los contactos de enfriamiento, donde cerca del contacto, la roca plagioclásica cuarzosa tiene un grano cada vez más próximo del contacto se encuentre, de tal manera que el contacto mismo la textura se vuelve afanítica. En esta roca también son muy notorios los xenolitos máficos de textura diabásica inclusionados (ver Figura 61).

Los cuerpos graníticos de pegmatitas ocurren en forma de diques en los bloques oriental y occidental, con un espesor variable de varios centímetros a más de 1 metro (SCHUBERT & MOTICKA, 1972). La pegmatita cuarzo-feldespática a simple vista exhiben un color rosado blanquecino sucio a parduzco claro, compuesta en su mayor parte por cristales gruesos a muy gruesos. El tamaño de estos cristales varía para diferentes localidades desde milímetros de varios centímetros de largo. También se observó que los cristales grandes son por lo general de plagioclasa y cuarzo. Por último, se observó un dique pegmatítico aproximadamente menor a 10 metros de espesor, reconocido en el cerro central del bloque occidental, apreciándose en la Figura 37. Este dique se presenta con muy bajo buzamiento hacia el Sur, mayor a  $5^\circ$ , aflorando en forma de anillo alrededor de la cumbre redondeada del cerro central.



**Figura 37.** Diques félsicos graníticos en máficas gabroicas del bloque occidental. Faro mayor a 5 metros de altura. Foto tomada en dirección  $N42^\circ W$ .

### 2.4.2.1. Toma de muestras.

La toma de muestras para el total de rocas recolectadas en esta primera zona de estudio, se llevó a cabo bajo la ubicación geográfica contenida en la Tabla 4 (ver Anexo 1).

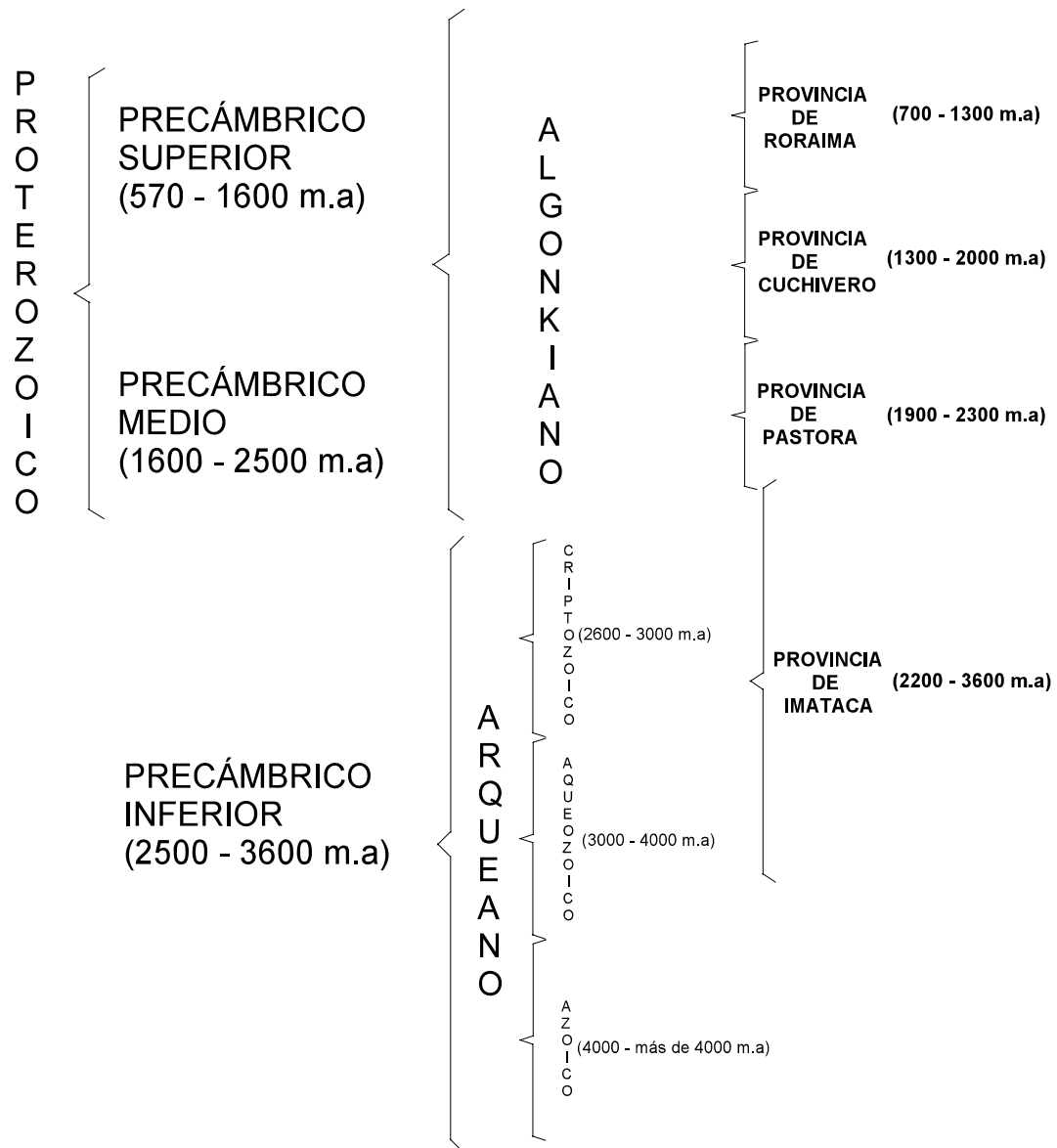
GRAN ROQUE		Coordenadas UTM (FARO ORIENTAL)		GRAN ROQUE		Coordenadas UTM (FARO ORIENTAL)	
Muestra	Ubicación	Norte	Este	Muestra	Ubicación	Norte	Este
GR05-01	Bloque Oriental	252.671	250.162	GR05-21	Bloque Oriental	32.298	58.385
GR05-02	Bloque Oriental	249.473	281.157	GR05-22	Bloque Oriental	45.341	66.242
GR05-03	Bloque Oriental	199.213	337.131	GR05-23	Bloque Central	- 42.235	- 471.428
GR05-04	Bloque Oriental	225.918	316.141	GR05-24	Bloque Central	- 83.229	- 506.211
GR05-05	Bloque Oriental	200.842	334.737	GR05-25	Bloque Central	- 127.328	- 545.313
GR05-06	Bloque Oriental	179.146	353.954	GR05-26	Bloque Central	- 103.105	- 558.385
GR05-07	Bloque Oriental	148.152	366.351	GR05-27	Bloque Central	- 77.018	- 568.315
GR05-08	Bloque Oriental	239.276	300.024	GR05-28	Bloque Occidental	- 111.801	- 880.124
GR05-09	Bloque Oriental	134.514	129.859	GR05-29	Bloque Central	- 24.223	- 612.422
GR05-10	Bloque Oriental	115.298	133.895	GR05-30	Bloque Occidental	119.876	- 1078.882
GR05-11	Bloque Oriental	91.742	127.076	GR05-31	Bloque Occidental	247.826	- 1356.521
GR05-12	Bloque Oriental	86.783	114.678	GR05-32	Bloque Occidental	259.627	- 1396.273
GR05-13	Bloque Oriental	81.204	79.964	GR05-33	Bloque Occidental	263.354	- 1439.130
GR05-14	Bloque Oriental	70.046	94.222	GR05-34	Bloque Occidental	177.639	- 1250.931
GR05-15	Bloque Oriental	55.169	81.824	GR05-35	Bloque Occidental	162.733	- 1231.065
GR05-16	Bloque Oriental	36.573	84.924	GR05-36	Bloque Occidental	- 49.689	- 931.055
GR05-17	Bloque Oriental	26.655	69.427	GR05-37	Bloque Central	40.993	- 696.894
GR05-18	Bloque Oriental	1.7	92.362				
GR05-19	Bloque Oriental	14.87	68.807				
GR05-20	Bloque Oriental	14.85	40.912				

*Tabla 4. Ubicación geográfica de las muestras de Gran Roque.*



## 2.5. Tectónica Precámbrica.

El Precámbrico, era geológica con una duración de más de 4000 millones de años, se encuentra ubicado entre el tope del Cámbrico (570 millones de años) y la base indeterminada del Azoico. La Tabla del Tiempo Geológico divide las edades de las provincias petrotectónicas del escudo de Guayana en el Precámbrico como sigue:



**Figura 38.** Edades relativas de las provincias geológicas del Precámbrico de Venezuela.  
(Tomado de GONZALES DE JUANA et al., 1980)

Existen tres etapas en relación al ciclo de Wilson. Este ciclo comienza con el “rifting” ó disrupción de un supercontinente, seguido por la deriva de los bloques separados entre océanos recién formados y culmina con el cierre de tales océanos, por colisión y amalgamación (“collage”) de remanentes de viejos bloques más el adicional de material juvenil derivado del manto (MENDOZA 2000).

MENDOZA (2005), sostiene que en el Paleoproterozoico, la aparición y dominio de la tectónica de placa, dieron lugar a la aparición de cinturones móviles, orogénicos, alrededor de núcleos cratónicos Arqueozoicos. Por sucesivas colisiones en el Arqueozoico pequeñas masas cratónicas se adicionaron unas a otras, con la desaparición de mares intracratónicos, formando micro-continentes. Sucesivos episodios de colisiones a lo largo de zonas de suturas aglutinaron varias masas continentales formando finalmente un supercontinente. Después de decenas a pocas centenas de millones de años, el supercontinente se vuelve inestable por migración de puntos de calor del manto superior debajo de este, con la cual comienza a fracturarse (rifting) y entre cuyos primeros bloques fallados y separados comienza a formarse cuencas magmático-sedimentarias y aulacógenas, seguidos del inicio de mares y océanos. Los principales eventos de pulsos tectónicos se resumen en la Tabla 4:

Según BELLIZZIA M. (1974)		Según MENDOZA V. (2005)	
GURIENSE	3400 - 3000 m.a.	GURIENSE	3600 - 2900 m.a.
AROENSIS	2750 - 2650 m.a. (Reactivado) 2500 - 2310 m.a.	PRE-TRANSAMAZONICA	2700 - 2100 m.a.
TRANSAMAZONICO	2000 - 1800 m.a.	TRANSAMAZONICA	2150 - 1960 m.a.
PARGUAZENSIS	1600 - 1500 m.a.	ORINOQUENSE	1250 - 750 m.a.
ORINOQUENSE	1300 - 850 m.a.		

**Tabla 5.** *Periodos de orogénesis en Venezuela durante el Precámbrico.*  
(Tomado de GONZALES DE JUANA et al., 1980)

Para MENDOZA (2005) durante la Orogénesis Transamazónica es particularmente notorio la incorporación a la corteza de material procedente del manto. Cabe destacar que durante el Proterozoico mucho del material adicionado a los continentes no provenía del manto, por lo que no era juvenil, sino producto del reciclamiento y retrabajamiento de material de la corteza pre-existente

El Escudo Sur Americano (MENDOZA, 2005) ocupa unos 9.3 millones de kilómetros cuadrados a través de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, Colombia, Bolivia, Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina y una parte importante de él está representada por el Cratón Amazónico, Cratón de mayor área mundial que cuenta con unos 4.3 millones de kilómetros cuadrados.

Los eventos de incorporación de material del manto a la corteza en el Cratón Amazónico ocurridas entre 3100 a 1900 Ma. , junto con las actividades magmáticas ocurridas entre 2000 a 900 Ma. guardan relación y están asociadas a los procesos de rifting ó disrupción y separación continental, acompañado también de magmatismo básico alcalino.

La región Andina, que rodea la oeste el Escudo de Sur América, ha estado estable por los últimos 500 millones de años y granitos calco-alcalinos derivados de arcos magmáticos han sido adicionados como corteza juvenil durante ese tiempo.

El Cratón Amazónico se divide en dos escudos a saber: Escudo de Guayana al norte y Escudo de Guaporé al sur de la cuenca Paleozoica, la cual es sedimentaria del río Amazonas. Ambos escudos han sido relativamente estables desde hace 1.000 Ma.

En general durante el Mesozoico, según MENDOZA (2005), luego de iniciada la disrupción de la Pangea, se produjo un levantamiento general del escudo de Guayana, en especial de su parte norte, destacando que el levantamiento más acentuado debió producirse en el Eoceno Medio-Superior.



## 2.6. Geología Regional del Escudo de Guayana.

El escudo de Guayana (MENDOZA, 2005) se extiende por los países de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, y partes de Colombia, norte del río Amazonas en Brasil y de Bolivia. La Guayana Venezolana está formada por rocas precámbricas y cubre más del 50% del territorio nacional, con un área de 423.000 Km<sup>2</sup>, salvo la llanura aluvional del Orinoco y algunos sedimentos del Cuaternario cerca del mismo río, que cubren unos 25.000 Km<sup>2</sup>.

Es importante destacar que los terrenos Precámbricos en Venezuela se encuentran aflorando en todos los cinturones montañosos Venezolanos, como porciones (terrenos alóctonos) de la corteza Paleozoica adosada a la placa Suramericana a lo largo de su historia, y en el escudo de Guayan ó macizo Guayanés. Los terrenos precámbricos autoctonos se localizan en el Escudo de Guayana y como basamento cristalino de las cuencas Paleozoicas a Cenozoicas al sur de la Falla de Apure.

En el Escudo de Guayana, estos terrenos autóctonos se discriminan en cuatro provincias geológicas distintas mostradas en la Figura 39, que de acuerdo a su edad, litología, grado metamórfico y tectónica, fueron separadas por MENÉNDEZ (1968), en las provincias geológicas de: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima; posteriormente, MENDOZA (1977), propuso la división del escudo de Guayana en cuatro provincias estructurales denominadas: Bolívar, Esequibo, Amazonas y Canaima. La Figura 40 también se presenta un mapa geológico generalizado del escudo de Guayana.

La misma dicriminación al norte del escudo en las cuencas petrolíferas, no se puede realizar debido a la escasa información disponible (WEC VENEZUELA, 1997): Muy pocos taladros han logrado alcanzar el basamento Precámbrico y las descripciones son muy pobres.

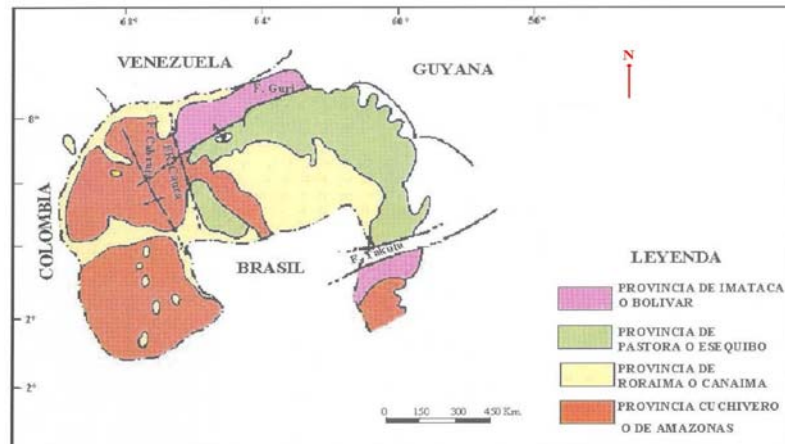


Figura 39. Provincias litotectónicas del escudo de Guayana, Venezuela. (Tomado de MENDOZA et al., 1977.)

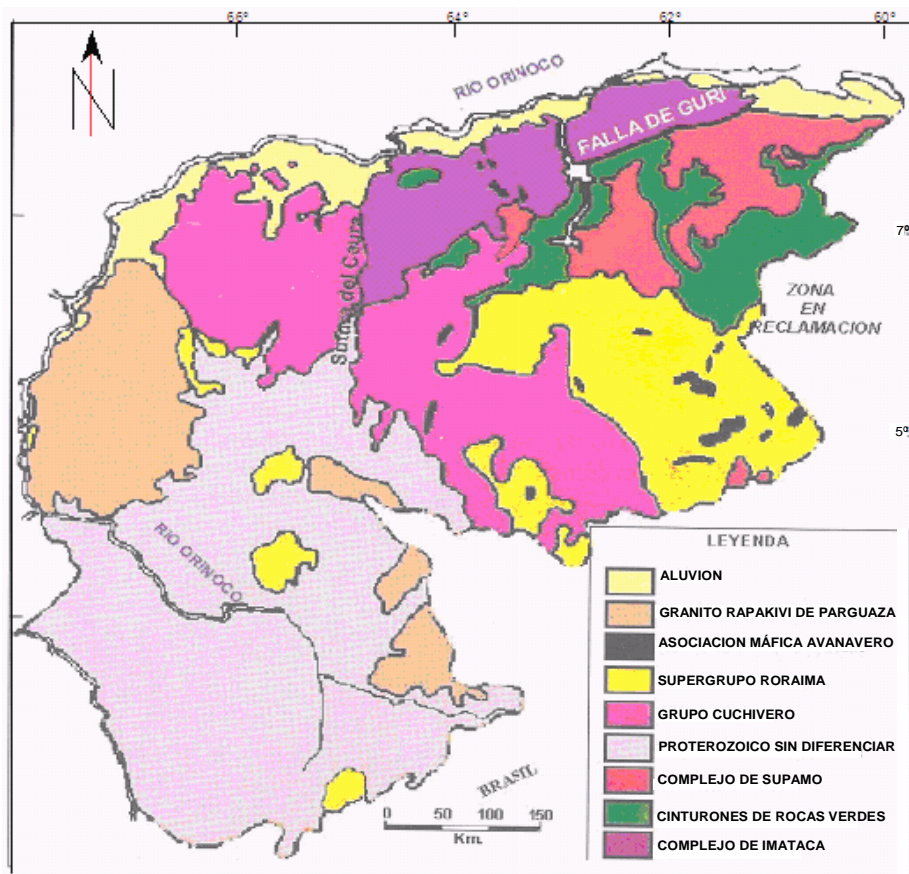


Figura 40. Mapa geológico generalizado del Escudo de Guayana. (Tomado de SIDDER & MENDOZA, 1995)

### 2.6.1. Provincia de Imataca.

La Provincia de Imataca se extienden al noreste del estado Bolívar, en dirección SW-NE desde las proximidades del río Caura hasta el Delta del Orinoco y en dirección NW-SE aflora desde el curso del río Orinoco, paralelamente a su tramo noreste, hasta la falla Guri por unos 550 Km. y 80 Km., respectivamente.

El nombre de Serie Imataca fue introducido por primera vez en la literatura geológica por NEWHOUSE y ZULOAGA, 1929).

BELLIZZIA A. y BELLIZZIA M. (1956), redefinieron la Serie de Imataca e incluyen en ella toda la secuencia de rocas metamórficas de alto grado.

CHASE (1965) introduce el término Complejo de Imataca, por considerar “que la complejidad de la estructura, hace improbable que se logre la determinación de una sucesión inequívoca de formaciones dentro del conjunto”.

KALLIOKOSKI (1965) define el Complejo como una secuencia de rocas meta-sedimentarias e ígneas complejamente plegadas, cuyo tipo litológico predominante es un paragneis cuarzo-feldespático que conserva como única estructura primaria la estratificación. Para este autor la porción más antigua conocida con el nombre de Complejo de Imataca está formada por gneises anfíbolíticos y piroxeno anfíbolíticos, cuarcita ferruginosa y migmatita; el grado metamórfico varía entre la facies de la almandina-anfíbolítica y la facies de la granulita; los granitos están restringidos a las zonas de metamorfismo de grado más bajo.

RATMIROFF (1965) describe el Complejo como una secuencia sedimentaria plegada, altamente metamorfizada y caracterizada por la presencia de formaciones de hierro intercaladas con abundantes gneises cuarzo feldespáticos y capas anfíbolíticas piroxénicas, que es intrusionada por grandes plutones graníticos.

Uno de los estudios más completos petrológicamente sobre Imataca, pero localizado en la zona de Guri-Cerro Bolívar, fue realizado por DOUGAN (1965) el cual mostró que las isógradas del ortopiroxeno no sólo están en la parte norte de la falla de Guri, sino también inmediatamente al sur de la misma.

MENÉNDEZ (1968) define las Provincias Geológicas de Imataca y Pastora separadas por las Fallas de Gurí y Santa Bárbara.

DOUGAN (1972), considera los gneises máficos y félsicos de la Provincia como rocas meta-ígneas, de composición variable desde el basalto a la riolita, y los interpreta como una secuencia metamórfica de rocas volcánicas estratificadas. Los conjuntos del complejo pertenecen a la subfacies granulita horbléndica de la facies granulítica, con algunos excepciones.

Para MENDOZA (1974) el metamorfismo registrado en las rocas de Imataca decrece desde la Mina de Hierro de El Pao hacia la zona de Gurí, interpretándose como evolucionados primitivos cinturones de rocas verdes y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar la facies anfíbolita y granulito, y sufrir luego parcialmente los efectos de un metamorfismo retrógrado.

La idea más difundida considera a las rocas de la provincia de Imataca como un conjunto original de rocas silíceas de composición calco-alcalina, con algunos episodios máficos y asociaciones menores de sedimentarias ó formaciones de hierro (GONZÁLEZ DE JUANA y OTROS, 1980).

Dentro de la provincia geológica de Imataca se encuentran las siguientes unidades formales estratigráficas: Complejo de Imataca, Migmatita de la Ceiba e intrusivas jóvenes. Rocas similares a las del Complejo Imataca no ha sido observadas al oeste del río Caura y esto se interpreta como que tal río marca el límite de borde continental próximo a una zona de subducción; o que representan una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente

cubierta por las intrusiones del Grupo Cuchivero y del granito rapakivi de El Parguaza (MENDOZA, 2005).

#### **2.6.1.1. Litología.**

En general, se considera (GONZÁLEZ DE JUANA y OTROS, 1980) que la Provincia está representada en la actualidad por un conjunto de metasedimentarias y gneises graníticos plegados en forma compleja, e intrusiones de granitos posteriores

Las rocas graníticas del complejo de Imataca son gneises, foliados a masivos, leucocráticas (80% en total) a mesocráticas, metamorfizadas y asociadas a rocas granulíticas y anfibolíticas. Estas tienen afinidades químicas con los granitos del Parguaza (MENDOZA et al., 1975).

La Provincia Imataca esta formada (MENDOZA, 2000) por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%) y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro, dolomitas, charnockitas, anortositas y granitos intrusitos más jóvenes y remanentes erosionales, menos metamorfizados y más jóvenes.

Hacia la zona de Guri, se tienen anfibolitas migmatitas, rocas graníticas, con granate-cordierita-sillimanita. Hacia la mina de hierro de El Pao, se presentan granulitas de dos piroxenos en charnockitas, anortositas y granulitas máficas a ultramáficas. El metamorfismo registrado en estas rocas de la provincia de Imataca decrece desde la Mina de hierro de El Pao hacia la zona del Guri.

El cinturón granulítico de Imataca, esta constituido por granulitas cuarzo plagioclásicas piroxénicas, granulitas cuarzo microclínicas piroxénicas, gneises granatíferos biotíticos sillimaníticos, gneises cuarzo biotítico cordierítico sillimanítico granatífero, gneises

biotítico granatífero plagioclásico, cuarcitas ferruginosas, anfibolitas, mármoles dolomíticos y anortositas. El rango de la facies metamorfismo parte desde la facies granulito hasta la facies de anfibolita almandina.

### **2.6.2. Provincia Pastora.**

La Provincia de Pastora se extiende desde la falla de Gurí al norte hasta las proximidades del Parque Nacional Canaima al sur (95 Km.), por el este hasta los límites con la zona en reclamación del Esequivo y al oeste hasta el río Caura.

DUPARC (1922), realiza un estudio petrográfico en el Distrito Minero de el Callao. Después NEWHOUSE y ZULOAGA (1929), introducen el nombre de Serie Pastora, cuya descripción fue ampliada por ZULOAGA (1930). Más tarde, ZULOAGA y TELLO (1939) describen esta unidad como Grupo Pastora.

PERFETTI (1950) utiliza por primera vez el nombre de Carichapo para incluir una sección de anfibolitas que afloran a lo largo del río Carichapo (KALLIOKOSKI, 1965). Posteriormente, SHORT y STEENKEN (1962), llamaron Formación Yuruari a estas anfibolitas y CHASE (1965) le dio el nombre de anfibolitas de Pánamo a una parte de esta secuencia. KOROL (1961), con el rango de serie divide al Grupo Pastora en tres unidades. Asimismo en 1965 propone la Formación Yuruari como sinónimo de la Formación Guasipati de SHORT y STEEKEN (1962) y las rocas foliadas de Piedpa (McCANDLESS, 1964).

Por otra parte, CHASE (1965), describe al noreste del Manteco a la anfibolita de Pánamo. KALLIOSKOSKI (1965), agrupa las metavolcánica básicas y metasedimientos dentro de la Asociación Carichapo-Pastora.

El Grupo Carichapo esta constituido por lavas almohadilladas de composición basáltico andesítica y por volcanoclásticas andesítico-basálticas. Suprayacente concordantemente al Grupo Carichapo (MENÉNDEZ, 1968) se halla la Formación Yuruari, de rocas epiclásticas y feldespáticas con algunas capas manganosíferas y rocas volcánicas dacíticas en menor cantidad. El Grupo La Esperanza está constituido de cuarcitas y anfibolitas. La Formación Yuruari consiste de areniscas feldespáticas y limonitas que gradan a tobas y brechas tobáceas conjuntamente con coladas de las de composición dacítica.

El Complejo de Supamo lo propone MENÉNDEZ (1968), estando compuesto por un conjunto de unidades cuarzo-feldespáticas asociadas que forman cuerpos dómicos mayores y que en la región de Guasipati está en gran parte en contacto intrusivo concordante con el Grupo Carichapo (Supergrupo de Pastora).

Por otra parte, MENENDEZ (1968, 1972), propone para la región de Guasipati una sección de la Provincia Geológica de Pastora. ESPEJO (1972) le agrega a la definición original del Complejo Supamo el carácter sódico de estas rocas graníticas.

Los investigadores de Guayana recomiendan restringir el uso del término “Pastora” a la región de El Callao-Guasipati donde fue definido originalmente, sin extender su empleo a otras regiones del escudo. MENDOZA (1973, 1977) la denomina con el nombre de Provincia Esequibo, incluyendo al Supergrupo Pastora, Grupo Botanamo, Complejo de Supamo.

Dentro del Supergrupo de Pastora se encuentra el Grupo Carichapo, el Grupo La Esperanza y la Formación Yuruari. El Grupo Botanamo incluye rocas levemente metamorfizadas de rocas epiclásticas volcánicas y probables piroclásticas (MENDOZA, 1977).

TEGGIN et. al. (1985), realiza un estudio preliminar sobre las diabasas del estado Bolívar. La Provincia de Pastora esta constituida por una secuencia de rocas verdes, las

cuales han sido deformadas por intrusiones graníticas, donde estas últimas forman los llamados arqueamiento dómicos. En estos cinturones de rocas verdes, más antiguos y tectonizados tipo Carichapo, y más jóvenes y menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo Botanamo, como también por complejos graníticos sódicos como el Complejo de Supamo (MENDOZA, 2005).

### **2.6.2.1. Litología.**

MENENDEZ (1968) indica que al norte del paralelo 6° la Provincia de Pastora se caracteriza mitológicamente por una secuencia de rocas volcánicas ácidas y básicas y rocas sedimentarias asociadas que han sufrido un metamorfismo de grado bajo, el cual alcanza localmente la facies de la anfíbolita. En general, se considera esta Provincia como formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicada preferentemente en una zonas sinclinoides entre domos graníticos.

El Cinturón verde de Carichapo-Pastora esta formado principalmente por volcánicas básicas y rocas turbiditas metamorfizadas a esquistos verdes, y localmente a la facies de almandina-anfíbolita.

El Grupo Carichapo consiste mayoritariamente de paragnéises biotíticos migmatitas y rocas ígneas ácidas, pobres en feldespato potásico, rocas graníticas sódicas, intrusitas concordantes con rocas volcánico-sedimentaria. Siendo los tipos petrológicos predominantes las trondhjemitas, granodioritas y cuarzo-dioritas (ESPEJO, 1972).

Las rocas del Complejo Supamo son granitos sódicos cuarzo feldespáticos con tendencia trondhjemítica, principalmente, cuarzo monzonitas y dioritas, gneises biotíticos feldespato cuarzoso y migmatitas. Estas rocas graníticas, masivas a foliadas del tipo leucocráticas a mesocráticas, que forman cuerpos dómicos ensanchados contra apretados sinformes de “rocas verdes” (MENDOZA et. al., 1975).



La Provincia de Pastora esta formada (MENDOZA, 2000) por cinturones de rocas verdes delgados, tectonizados y más antiguos, tipo Carichapo, y cinturones de rocas verdes más anchos, jóvenes y menos tectonizados y metamorfizados tipo Botanamo, y complejos graníticos sódicos, como Supamo, siendo toda la secuencia intrusionada por granitos potásicos, dioritas y rocas gabroides con escasos complejos máficos-ultramáficos, ofiolíticos o no, e intrusiones de diques y sills de diabasas y rocas asociadas norítico gabroides con algo de cuarzo.

### **2.6.3. Provincia de Cuchivero.**

La Provincia de Cuchivero ocupa la parte occidental del escudo Venezolano, teniendo su mayor desarrollo hacia la parte occidental del estado Bolívar, oeste del río de la provincia Caura, donde se encuentra al oeste de la provincia estructural de Imataca. Se extiende hacia el sur y sureste del río Orinoco y cubre el distrito Cedeño en la parte sur del Estado Bolívar y, como mínimo, las partes norte y central del Territorio Federal Amazonas. Hacia el norte, la provincia se encuentra al oeste de Imataca, más antigua. Hacia el sureste, en la parte central de Amazonas y sur del estado Bolívar, Cuchivero se encuentra al sur de Pastora.

La Provincia expone extensas rocas plutónicas de emplazamiento epizonal y epimesozonal, así como vestigios de rocas metavolcánicas y metasedimentaria en menor proporción. Los afloramientos de rocas volcánicas de Cuchivero se extienden desde la región de Caicara en el noroeste, pasando por el Chiguao y la Vergareña, al oeste del río La Paragua y hacia el sur, en los alrededores de Santa Elena de Uairén, en el extremo suroriental del territorio Venezolano, los cuales fueron designados por BELLIZZIA M. (1974) con el nombre de “Grupo Pacaraima”.

De acuerdo a TALUKDAR y COLVEE (1977) la Provincia de Cuchivero parece haberse desarrollado sobre una corteza continental pre-existente. Comprende una historia

de sedimentación clástica de fuente cratónica, volcanismo ácido, deformación y metamorfismo regional a la facies de esquistos verdes y fases de intrusiones graníticas. Para estos autores la provincia es un arco complejo volcánico-plutónico que puede ser considerado análogo a un antiguo arco Andino (margen continental).

MENDOZA (1973,1977) interpreta esta Provincia como el resultado de la orogénesis trans-amazónica. Este autor distingue dos ambientes tectónicos diferentes dentro de esta provincia; la parte occidental, al oeste del río Caura, representa un margen continental próximo a una zona de subcorrimento, pero sin la presencia previa de un arco de islas, y la parte suroriental de Guayana, Surinam y Guayana Francesa representa un margen continental más profundo, con un arco de islas evidenciado por la presencia de metaandesitas; considera igualmente que el problema mayor en la evolución tectónica de la provincia sería explicar la fuente, el origen y modo de emplazamiento de los inmensos volúmenes de material granítico.

En la región occidental de la Guayana Venezolana se reconocen rocas metavolcánicas y piroclásticas félsicas (formaciones Caicara y el Viejo), las cuales fueron intrusionadas por extensos plutones de cuarzo-monzonitas y granitos (Santa Rosalía, Parguaza, San Pedro y Guaniamito).

MENDOZA (1974) en el área del río Suapure definió la sección más completa de la provincia con el nombre de Supergrupo Cedeño formado este por: Grupo Cuchivero (Formación Caicara, granito de Santa Rosalía, granito de San Pedro y granito de Guaniamito), metabasitas; y el Grupo Suapure. Discordantemente sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas sedimentarias de Roraima (MENDOZA, 2000).

El Grupo Cuchivero fue definido por RÍOS (1972) como compuesto de rocas volcánicas riolíticas de la Formación Caicara, de granitos, comagmáticos, biotíticos de Santa Rosalía, hornabléndicos de Guaniamitos y MENDOZA (1974) añadió los granitos alaskíticos de San Pedro.

El Grupo Suapure (MENDOZA, 2000) fue definido como compuesto por el granito de Pijiguaos y el granito rapakivi de el Parguaza, excelentemente expuestos en los domos de los Pijiguaos, a pocos kilómetros al oeste del río Suapure, paso de San Pedro. Este Grupo lo constituyen también los pórfidos riódacíticos del Guayopo, hipoabisal como la granodiorita del Sopapo, plutónicas como cuarzo-sienitas y anortositas a rocas muy cercanas al manto.

Este último autor propone que el nombre Supergrupo Cedeño sea cambiado de su concepto litoestratigráfico, no apropiado, a un concepto litodémico, tal como Spermiosociación Cedeño, formada por la Asociación Cuchivero (Volcánicas de Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Metabasitas) y la Asociación Suapure (Granito de Pijiguaos, Granito rapakivi anorogénicos o post-tectónicos de El Parguaza y sus facies, Granito de Guaniamito, Granito del Marieta, etc).

### **2.6.3.1. Litología.**

Litológicamente (GONZÁLEZ DE JUANA y OTROS, 1980), Cuchivero está compuesta por grandes extensiones graníticas de emplazamiento epizonal y epimesozonal, y rocas metavolcánicas y metasedimentarias, estas últimas en menor proporción. Dentro de las rocas plutónicas predominan los granitos alcalinos, granitos y cuarzomonzonitas con granodioritas y tonalitas menos frecuentes y escasas dioritas. En las volcánicas dominan los tipos ácidos representados por extensos depósitos de flujos de cenizas y proporciones menores de tobas de cenizas y lavas, con composición de riolita alcalina, riolita, riódacita, dacita y latita cuarcífera.

Las rocas graníticas de Cuchivero constituyen una serie ígnea ácida completa: granitos biotítico-hornabléndicos (plutónicos), granitos biotíticos (hipoabisales), granitos leucocráticos ó alaskíticos (subvolcánicos), rocas riolíticas intrusivas, extrusivas y piroclásticas. También se tienen gneisses tonalíticos, cuarzo-monzonitas, migmatitas trondjemíticas y gneisses cuarzo feldespático epidótico anfíbolítico.

Los granitos rapakivis del Parguaza (MENDOZA et al., 1975) son rocas masivas post-tectónicas (anorogénico), localmente recristalizados, pero aparentemente no metamorfizados, generalmente ricos en biotita, hornablenda y piroxenos. Estos contienen xenolitos muy variados, como riolitas, granitos biotíticos, metagabros, anortositas y rocas sedimentarias y están cortadas por aplitas, pegmatitas ricas en turmalina y granitos leucocráticos de grano fino y de edad ligeramente posterior al emplazamiento de los rapakivis del Parguaza.

La Provincia de Cuchivero (MENDOZA, 2000) está caracterizada por volcánicas félsicas y grandes extensiones de granitos. Se incluyen volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos del Grupo Cuchivero; areniscas, conglomerados, limonitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas de composición gabronoríticas cuarcíferas de la asociación Avanavero y el graitto rapakivi de El Parguaza y rocas y complejo alcalinos como el de La Churuata asociados, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto, lamprófiro y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo.

#### **2.6.4. Toma de muestras en el Escudo de Guayana.**

La toma de muestras para el total de rocas recolectadas en esta segunda zona de estudio, que comprende afloramientos de las provincias geológicas de Imataca, Pastora, y Cuchivero, se llevó a cabo bajo la siguiente ubicación geográfica contenida en la Tabla 6 (Anexo 2).

G U A Y A N A		Coordenadas Geograficas		G U A Y A N A		Coordenadas Geograficas	
Muestra	Provincia	Latitud	Longitud	Muestra	Provincia	Latitud	Longitud
G04-01	Imataca	N8°10'09"	W62°59'07"	G04-24	Cuchivero	N7°01'49"	W63°43'26"
G04-02	Imataca	N8°10'09"	W63°00'01"	G04-25	Imataca	N6°59'55"	W63°44'04"
G04-03	Imataca	N8°09'28"	W63°01'12"	G04-26	Cuchivero	N7°39'23"	W65°30'02"
G04-04	Imataca	N8°10'55"	W62°59'01"	G04-27	Cuchivero	N6°33'47"	W63°51'05"
G04-05	Imataca	N8°18'03"	W63°06'08"	G04-28	Imataca	N7°05'41"	W64°37'18"
G04-06	Imataca	N8°17'57"	W63°12'15"	G04-53	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-07	Imataca	N7°44'45"	W63°48'36"	G04-54	Cuchivero	N7°11'49"	W64°50'22"
G04-08	Imataca	N7°44'45"	W63°48'36"	G04-55	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-09	Imataca	N7°44'45"	W63°48'36"	G04-56	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-10	Imataca	N7°44'45"	W63°48'36"	G04-57	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-11	Imataca	N7°28'34"	W63°11'25"	G04-58	Cuchivero	N6°21'52"	W64°25'50"
G04-12	Imataca	N7°28'47"	W63°09'30"	G04-59	Cuchivero	N7°11'49"	W64°50'22"
G04-13	Imataca	N7°36'23"	W63°32'51"	G04-60	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-14	Imataca	N7°36'48"	W63°32'17"	G04-61	Cuchivero	N6°31'37"	W63°57'38"
G04-15	Cuchivero	N6°08'28"	W67°22'02"	G04-62	Cuchivero	N6°23'10"	W67°14'38"
G04-16	Imataca	N7°28'32"	W64°17'01"	G04-63	Cuchivero	N6°23'10"	W67°14'38"
G04-17	Imataca	N7°14'36"	W64°18'10"	G04-64	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-18	Cuchivero	N6°44'58"	W64°25'32"	G04-65	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-19	Imataca	N7°14'19"	W64°18'49"	G04-66	Pastora	N6°51'27"	W64°12'56"
G04-20	Imataca	N6°31'48"	W63°45'18"	G04-67	Cuchivero	N6°23'10"	W67°14'38"
G04-21	Imataca	N6°31'04"	W63°48'18"	G04-68	Cuchivero	N7°26'49"	W65°17'52"
G04-22	Cuchivero	N6°23'10"	W67°14'38"	G04-69	Cuchivero	N6°23'10"	W67°14'38"
G04-23	Imataca	N8°03'32"	W63°09'01"				

*Tabla 6. Ubicación geográfica para las muestras de Guayana.*

## CAPITULO III:

# SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) DE LAS ROCAS.

### 3. 1. Introducción.

En este se hace una recopilación sobre los aspectos teóricos referente al estudio de la susceptibilidad magnética como una propiedad física de las rocas. Se presentan los fundamentos teóricos de: Magnetismo y Conceptos Básicos, Método Magnético, y Paleomagnetismo.

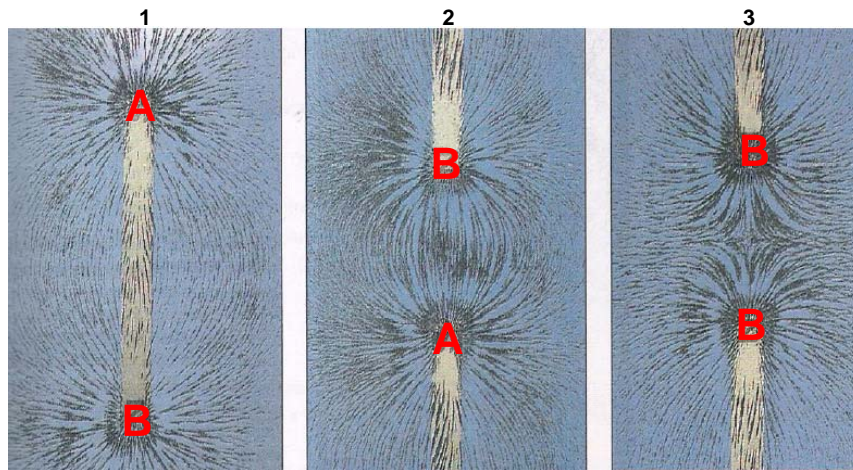
### 3.2. Magnetismo y Conceptos Básicos.

Los contenidos teóricos más importantes a desarrollar son los siguientes: Campo Magnético Terrestre ( $\vec{H}$ ), Inducción Magnética ( $B$ ), Susceptibilidad Magnética ( $k$ ), Permeabilidad Magnética ( $\mu$ ), Momento Magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ ), Magnetización ( $\vec{M}$ ), Materiales Magnetizables, Ciclo de Histéresis, y Unidades.

#### 3.2.1. Campo Magnético Terrestre ( $\vec{H}$ ).

El magnetismo es un fenómeno en el cual los materiales muestran una fuerza de atracción ó repulsión, capaz de influir en otros materiales. Un campo magnético es definido como el resultado del movimiento de cargas eléctricas, incluyendo el movimiento orbital y rotacional de los electrones en la materia (DOBRIN, 1988).

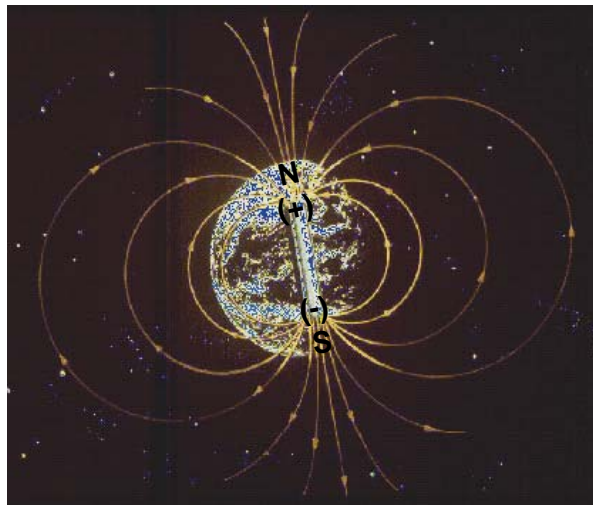
En la Figura 41 se observa como en la cercanía de una barra magnética se desarrolla un flujo magnético, este puede fluir de un extremo a otro en dicha barra.



**Figura 41.** Patrones de campo magnético que rodean a un imán de barra con limaduras de hierro. 1: Patrón de campo magnético de un dipolo de un imán de barra. 2: Patrón de campo entre dos polos distintos de dos imanes de barra. 3: Patrón entre dos polos iguales de dos imanes.

(Tomado y modificado de ANAYA R. , 2004)

De esa forma, el campo magnético terrestre podría ser considerado como un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra, como se observa en la Figura 42.



**Figura 42.** Flujo del dipolo magnético terrestre. Obsérvese la convergencia de las líneas de flujo magnético hacia el polo Norte positivo (+) y su divergencia hacia el polo Sur negativo(-).

(Tomado de <http://plata.uda.cl.minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)

El campo magnético terrestre es generado (de una manera pobremente comprendida) por el movimiento de fluidos de hierro-níquel de alta conductividad en el núcleo exterior. Se asume que el movimiento esta controlado por la convección termal y por la fuerza Coriolis generada por la rotación de la Tierra.

Este campo magnético terrestre generado no es constante en el tiempo, sino que experimenta una variación muy lenta llamada secular y una variación diurna debido a la influencia de los ciclos solar y lunar. Este abarca cientos de miles de kilómetros, siendo la magnetosfera el área de la Tierra afectada por dicho campo.

El campo magnético terrestre observado en un punto sobre superficie es la resultante (DOBRIN, 1988):

- a) Del campo geomagnético propiamente dicho, que se extiende sobre todo el globo como líneas de fuerza imaginarias de carácter interpolar.
- b) Del campo magnético local imputable a la diversas características magnéticas de las rocas de la corteza terrestre y a su distribución heterogénea.
- c) De un campo externo ligado a las corrientes inducidas en la ionosfera y que no representa más que un pequeño porcentaje del campo magnético total.

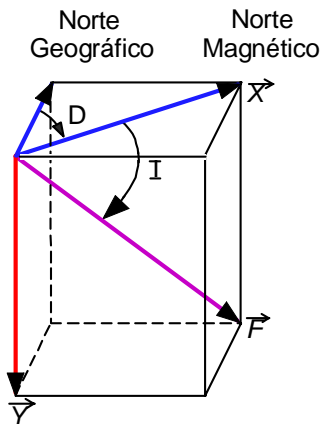
El campo magnético de la Tierra, en un punto cualquiera, está representado por un vector con magnitud, dirección y sentido, por tal razón es posible considerar que la Tierra varíe su intensidad y dirección para dos áreas distintas sobre superficie, lo que permite apreciar las variaciones importantes del campo magnético (anomalías).

El dipolo está dirigido hacia el sur, de tal modo en el hemisferio norte cerca del polo norte geográfico se ubica un polo sur magnético y en el hemisferio sur cerca del polo sur geográfico se ubica un polo norte magnético. Por convención se denomina el polo magnético



ubicado cerca del polo norte geográfico polo norte magnético y el polo magnético situado cerca del polo sur geográfico polo sur magnético. Debido a la inclinación del eje dipolar con respecto al eje de rotación lugares de muy diferentes latitudes geográficas pueden ubicarse en la misma latitud geomagnética.

El vector de campo geomagnético ó de magnetización  $\vec{F}$  esta definido por sus componentes horizontal  $\vec{X}$  y vertical  $\vec{Y}$ , según la Figura 43. El ángulo  $D$ , es el ángulo de declinación magnética formado entre la componente horizontal  $\vec{X}$ , representada como Norte Magnético del campo terrestre, y el Norte Geográfico. El ángulo  $D$  es corregido en el polo norte de la aguja magnetizada de una brújula mediante un sentido este-oeste. Esto la hace coincidir con el Norte Geográfico. El ángulo  $I$  de inclinación magnética es formado por el vector de magnetización  $\vec{F}$  en relación al Norte Magnético  $\vec{X}$ . Debido a que las líneas de flujo del campo magnético terrestre no son siempre paralelas al plano de la superficie terrestre, es que se forma un ángulo  $I$  que varía con la latitud. El dipolo magnético terrestre posee una inclinación  $I$  de  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación terrestre.



**Figura 43.** Componentes vectoriales del campo magnético terrestre.  
(Elaborado con el programa CANVAS 7)

El campo geomagnético depende de un conjunto variaciones de varios tipos a saber: Bipolar, Secular, Diurna, Micropulsaciones, Frecuencia magnética, Efectos de corrientes

telúricas, Magnetización inducida de las rocas, y Magnetización remanente de las rocas (DOBRIN, 1988). Este conjunto de variaciones presentan una serie de cambios que se registran en función del tiempo, esto es mostrado en la Tabla 7.

Tipo de variación	Origen	Variación en función del tiempo	Forma espacial	Amplitud típica
<b>Bipolar</b>	Interior de la Tierra.	Desciende lentamente	Aproximadamente dipolar.	25.000 - 70.000 (nT)
<b>Secular</b>	Núcleo de la Tierra.	1-100 <sup>a</sup>	Irregular, migrando hacia el W.	+/- 10-100 (nT/a)
<b>Diurna</b>	Exterior, relacionado con manchas solares.	24 hrs, 27 días, 12 meses, 11 <sup>a</sup>	Depende de latitud geomagnética y de actividad de las manchas solares.	10 – 100 (nT)
<b>Micropulsaciones</b>	Exterior.	Frecuencia: 0,002 -0,1 Hz	Depende de latitud geomagnética y de la actividad de las manchas solares y de las tormentas magnéticas.	Normal: 1 - 10 (nT) Máximo: 500 (nT)
<b>Frecuencia magnetica</b>	Exterior.	Frecuencia: 1 – 1000 (Hz)	Depende de $b^*$ y de la actividad de manchas solares y de tornados.	0,01 (nT/s)
<b>Efectos de corrientes telúricas</b>	Interior en baja profundidad.	Frecuencia: 0,002 – 1000 (Hz)	Geología.	Hasta 0,01 (nT/s)
<b>Magnetización inducida de las rocas</b>	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie.	Secular.	Geología, varía y depende en primer lugar del contenido en magnetita en las rocas.	Hasta 0,05 (emu/cm <sup>3</sup> )
<b>Magnetización remanente de las rocas</b>	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie.	Se descompone durante tiempos geológicos.	Geología.	Hasta 0,2 (emu/cm <sup>3</sup> )

**Tabla 7.** Variaciones del campo geomagnético.  
(Tomado de DOBRIN, 1988.)

### 3.2.2. Inducción Magnética ( $\vec{B}$ ).

La inducción magnética  $\vec{B}$ , conocida como la densidad del flujo magnético total de un material, representa la intensidad del campo magnético inducido  $\vec{B}_0$  dentro del material sometido a un campo y es la suma de los campos magnéticos, interno  $\vec{B}_i$  y externo  $\vec{B}_0$  tal como se expresa a continuación (DOBRIN, 1988):

$$\vec{B} = \vec{B}_i + \vec{B}_0 \quad (3.1)$$

$\vec{B}_i$  : Intensidad de Campo magnético interno inducido.

$\vec{B}_0$  : Intensidad de Campo magnético externo aplicado.

Es importante, que cuando se analicen campos magnéticos provenientes de una magnetización de un material, se estudie la intensidad de campo  $\vec{H}$  de dicho material.

### 3.2.3. Susceptibilidad Magnética ( $k$ ).

La susceptibilidad magnética ( $k$ ) es una propiedad física definida como una medida de lo susceptible de una sustancia, material y/o cuerpo a ser magnetizado en presencia de un campo magnético externo aplicado (DOBRIN, 1988). Esto se verifica en la siguiente ecuación lineal:

$$\vec{M} = k \times \vec{H} \quad (3.2)$$

$\vec{M}$  : Intensidad de Magnetización inducida.

$k$  : Susceptibilidad Magnética.

$\vec{H}$  : Intensidad del Campo Magnético Externo ó Terrestre.

Para campos magnéticos de baja amplitud, como el campo magnético homogéneo externo  $\vec{H}$  de la Tierra, se induce una magnetización  $\vec{M}$  que será proporcional  $\vec{H}$  aplicado,

la susceptibilidad magnética ( $k$ ) vendría a representar un coeficiente de proporcionalidad entre estas dos componentes de magnitud vectorial. Es por ello que dicho coeficiente ó factor ( $k$ ) es de magnitud adimensional y permite medir la capacidad que tienen los momentos magnéticos microscópicos de alinearse con un campo externo. El vector de magnetización  $\vec{M}$  permite describir el estado magnético de un material.

Los minerales magnéticos ó magnetizables, al cristalizar adquieren una magnetización  $\vec{M}$  en presencia del campo magnético terrestre  $\vec{H}$ . La mayoría de las rocas contienen abundantes ó pequeñas cantidades de óxidos de hierro que poseen propiedades ferromagnéticas, así como algunos sulfuros. De aquí a que el magnetismo de la mayoría de las rocas y sus valores de ( $k$ ) se debe principalmente a su contenido en magnetita.

SLITCHER & STEARN (1929), propusieron calcular la susceptibilidad magnética de una roca, como el producto del porcentaje en volumen de la cantidad de magnetita contenida en la roca y el valor de la susceptibilidad magnética de la magnetita. En la Tabla 8 se mencionan los valores de las siguientes susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) para Basaltos y Granitos, según SLICHER & STEARN (1929).

Litotipos	Volumen en Magnetita (%)	Susceptibilidad ( $k$ ) x $10^{-6}$ (C.G.S)	Volumen en Magnetita (%)	Susceptibilidad ( $k$ ) x $10^{-6}$ (C.G.S)
Basaltos	2.3	6900	8.6	26000
Granitos	0.2	600	1.9	5700

**Tabla 8.** Susceptibilidades ( $k$ ) y % en volumen de Magnetita para Basaltos y Granitos. (Tomado de SLICHER & STEARN, en DOBRIN, 1988.)

SLITCHER & STEARN (1929) publicaron el promedio porcentual del contenido en volumen tanto de magnetita como de ilmenita para varios tipos de rocas, como también las susceptibilidades magnéticas aportadas por ambos minerales, esto se resume en la Tabla 9.

Litotipos	Promedio (%) en Volumen de Magnetita	Susceptibilidad $k \times 10^{-6}$ (C.G.S)	Promedio (%) en Volumen de Ilmenita	Susceptibilidad $k \times 10^{-6}$ (C.G.S)
Riolitas	1	3000	0.45	610
Granitos	0.9	2700	0.7	1000
Sienitas traquíticas	2.04	6100	0.7	1000
Nefelitas eruptivas	1.51	4530	1,24	1700
Nefelinas abisales	2.71	8100	0.85	1100
Piroxenitas	3.51	10500	0.4	5400
Grabros	2.4	7200	1.76	2400
Latitas monzoníticas	3.58	10700	1.6	2200
Andesitas	4.5	13500	1.16	1600
Dioritas	3.45	10400	2.44	4200
Peridotitas	4.6	13800	1.31	1800
Basaltos	4.76	14300	1.91	2600
Diabasas	4.35	13100	2.7	3600

**Tabla 9.** Susceptibilidades ( $k$ ) y % en volumen de Magnetita e Ilmenita para varios litotipos. (Tomado de SLICHER & STEARN, en DOBRIN, 1988.)

En la Tabla 9, al comparar los dos valores de susceptibilidad ( $k$ ) que llegaron a ser calculados a partir de la magnetita y de la ilmenita, para los mismos litotipos, no se aprecian coincidencias en ningún grupo de litotipos, lo que expresa claramente el aporte mayoritario de la magnetita a la susceptibilidad ( $k$ ) de una roca frente al aportado por la ilmenita.

Muchas medidas de susceptibilidad ( $k$ ) implican una comparación de la muestra estudiada con una estándar. El método de laboratorio más simple es comprar la deflexión producida sobre un magnetómetro por una muestra preparada con la deflexión producida por la muestra estándar de material magnético (DOBRIN, 1988).

La susceptibilidad ( $k$ ) de una roca depende, en primer lugar, de su contenido en magnetita, la cual influye predominantemente en la susceptibilidad magnética de una roca. La titanomagnetita, la pirrotita, y la ilmenita, también contribuyen al magnetismo de la roca, pero jugando un papel de menor importante. La susceptibilidad ( $k$ ) de muchos materiales es

dependiente de la temperatura, y en algunos de los materiales depende de la intensidad del campo magnético de manera complicada (DOBRIN, 1988).

En las Tablas 10 y 11 se pueden apreciar algunos rangos y promedios de los valores de susceptibilidades ( $k$ ) obtenidos para diversos litotipos y minerales.

Entre las Tablas 10 y 11 hay gran variación, incluso para una roca en particular, y un extenso solapamiento entre diferentes litotipos y minerales, las rocas sedimentarias tienen el más bajo promedio de susceptibilidad y las rocas ígneas básicas el más alto (TELFORD, 2000).

Sedimentarias e Ígneas	Susceptibilidad ( $k$ ) x $10^{-3}$ (S.I)	
	Rango	Promedio
Dolomitas	0 - 0.9	0.1
Calizas	0 - 3	0.3
Areniscas	0 - 20	0.4
Lutitas	0.01 - 15	0.6
Granitos	0 - 50	2.5
Riolita	0.2 - 35	4.5
Diabasa	1 - 160	55
Gabros	1 - 90	70
Basaltos	0.2 - 175	70
Dioritas	0.6 - 120	85
Ígneas Ácidas	0 - 80	8
Ígneas Básicas	0.5 - 97	25

**Tabla 10.** Susceptibilidad magnética de varias sedimentarias e ígneas.  
(TELFORD, 2000. Tomado de HERMOSO, 2004 )

Metamórficas y Minerales	Susceptibilidad ( $k$ ) x $10^{-3}$ (S.I)	
	Rango	Promedio
Esquistos	0.3-3	1.4
Gneis	0.1-25	7
Cuarcitas	0.1-15	4
Serpentinas	3 – 17	15
Pizarras	0-35	6
Calcopirita	0.05-3.5	0.4
Pirita	0.05-5	1.5
Hematita	0.5-35	6.5
Pirrotita	1 – 6000	1500
Magnetita	1200 – 19200	6000

*Tabla 11. Susceptibilidad magnética ( $k$ ) de varias metamórficas y minerales.*  
(TELFORD, 2000. Tomado de HERMOSO, 2004 )

### 3.2.4. Permeabilidad Magnética ( $\mu$ ).

Una cantidad que se encuentra relacionada con la susceptibilidad magnética ( $k$ ) es la permeabilidad magnética del medio ( $\mu$ ), la cual representa una medida de la resistencia o facilidad que ofrece una sustancia, material y/o cuerpo al paso de un flujo magnético. La aplicación de un campo magnético homogéneo externo terrestre  $\vec{H}$  daría lugar a una inducción magnética ó campo magnético total  $\vec{B}$  del medio (DOBRIN, 1988). Esto puede expresarse como sigue:

$$\vec{B} = \mu \times \vec{H} \quad (3.3)$$

$\vec{B}$  : Inducción Magnética ó Campo Magnético Total.

$\mu$  : Permeabilidad Magnética del medio.

$\vec{H}$  : Intensidad de Campo Magnético Externo.

En los materiales moderadamente magnéticos la densidad del flujo magnético es proporcional a la intensidad del campo externo  $\vec{H}$ .

La permeabilidad ( $\mu$ ) difiere ligeramente entre los sistemas de medición C.G.S-emu y el S.I (DOBRIN, 1988), esto debido a la diferencia en las ecuaciones (3.6) y (3.8) de permeabilidad  $\mu$ , a partir de las ecuaciones (3.4) y (3.6) de inducción magnética  $B$ , tal como sigue:

$$\text{Para C.G.S.emu:} \quad \vec{B} = \vec{H} + 4\pi k \vec{H} \quad (3.4)$$

$$\mu = (1 + 4\pi k) \quad (3.5)$$

$$\text{Para S.I.:} \quad B = \mu_o (\vec{H} + k\vec{H}) \quad (3.6)$$

$$\mu = \mu_o (1 + k) \quad (3.7)$$

Donde:  $\mu$  = permeabilidad magnética del medio ó del cuerpo.  
 $\mu_o$  = permeabilidad magnética relativa del vacío.

También se define la permeabilidad magnética relativa del medio ( $\mu_r$ ) como una medida de la intensidad del campo magnético inducido, que se expresa como:

$$\mu = \mu_r \times \mu_o \quad (3.8)$$



Por último, considerando la permeabilidad  $\mu_o$ , la ecuación (3.1) de campo magnético total  $B$  puede reescribirse como la suma de dos contribuciones, la del campo externo aplicado y la del campo creado por los átomos del material en cuestión, tal como sigue:

$$\vec{B} = \vec{B}_0 + \mu_o \times \vec{M} \quad (3.9)$$

Sustituyendo en (3.10) por las ecuaciones de (3.2) y (3.4), podemos reescribir  $B$  bajo la siguiente expresión simplificada:

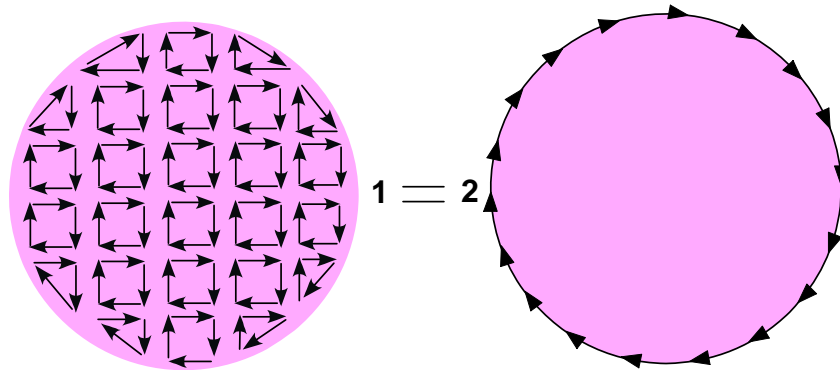
$$B = \vec{B}_0 (1 + k) \quad (3.10)$$

Para obtener el valor de  $B$ , tenemos que conocer la imanación o magnetización del material con que estemos trabajando en condiciones de laboratorio (DOBRIN, 1988).

### 3.2.5. Momento Magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ )

El momento magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ ) es la unidad fundamental del magnetismo, que puede imaginarse como un pequeño imán. En un material, la intensidad de magnetización  $\vec{M}$  inducida se puede llegar a definir como la magnitud vectorial del momento magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ ) por unidad de volumen adquirido por el mismo en presencia de un campo externo  $\vec{H}$  aplicado (SERWAY & BEICHNER 2002). Esto es la sumatoria de los momentos magnéticos ( $\vec{\mu}_{mm}$ ) de cada átomo.

Siempre que tenemos un momento magnético ( $\vec{\mu}_{mm}$ ) se crea un campo magnético asociado. Cuando hay muchos momentos magnéticos orientados en la misma dirección y sentido, sus campos magnéticos se suman y el efecto resulta microscópico. Una forma simplificada de obtener el campo se ilustra en la Figura 44.



**Figura 44.** 1) Momentos magnéticos orientados microscópicamente en la misma dirección y sentido 2) Suma macroscópica de los campos magnéticos microscópicos.

En un átomo (SERWAY & BEICHNER, 2002), cada electrón tiene momentos magnéticos ( $\vec{\mu}_{mm}$ ) que se generan de dos fuentes distintas. Una de ellas está relacionada con el movimiento angular orbital del electrón alrededor del núcleo y la otra con el momento angular del espín del electrón, estos son representados en la Figuras 44. Por consiguiente cada electrón en un átomo es como un pequeño imán ó dipolo magnético que tiene momentos magnéticos orbitales ( $\vec{\mu}_o$ ) y momentos magnéticos de los espín ( $\vec{\mu}_{espin}$ ).

El electrón, al ser una carga en movimiento, origina un campo magnético muy pequeño, y por lo tanto, tiene un momento magnético a lo largo de su eje de rotación, por lo que el movimiento angular orbital del electrón es proporcional a su momento magnético.

Por otro parte, considerando que cada electrón gira sobre sí mismo alrededor de un eje, el otro momento magnético se genera del espín del electrón, el cual está dirigido a lo largo del eje del espín. Los momentos magnéticos del espín pueden ser sólo en dirección hacia arriba ó en dirección antiparalela hacia abajo.

El momento magnético de un electrón se asocia con su movimiento angular orbital. De esta forma (SERWAY & BEICHNER, 2002), suponiendo que existe un electrón de masa ( $m$ ) con carga ( $e$ ) que se mueve a una rapidez constante ( $v$ ) en una orbita circular de radio

( $r$ ) alrededor del núcleo, el momento magnético angular orbital de un electrón ( $\vec{\mu}_o$ ) se define como sigue:

$$(\vec{\mu}_o) = \frac{evr}{2} \quad (3.11)$$

La magnitud del momento angular orbital del electrón ( $L$ ) se puede definir:

$$L = mvr \quad (3.12)$$

Sustituyendo (3.11) en (3.10), el momento magnético orbital de un electrón ( $\vec{\mu}_o$ ) puede describirse como sigue:

$$(\vec{\mu}_o) = \left( \frac{e}{2m} \right) L \quad (3.13)$$

En la Figura 45 se puede observar al electrón girando entorno a su eje, mientras orbita al núcleo, donde los vectores ( $\vec{\mu}_o$ ) y ( $L$ ) apuntan en direcciones opuestas, siendo ambos perpendiculares al plano de la órbita, debido a una carga negativa en el electrón. En la Figura 46 se representa un modelo clásico de movimiento del electrón.

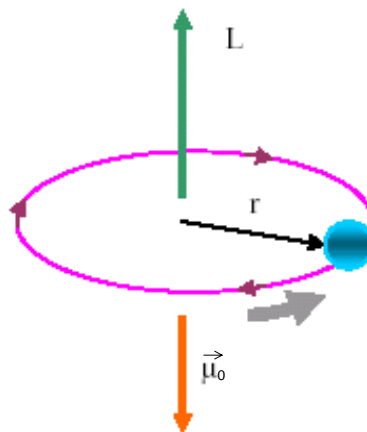


Figura 45. Movimiento de un electrón en órbita circular.  
(Tomado y modificado de SERWAY & BEICHNER, 2002)

El momento angular orbital está cuantificado y es igual a múltiplos de  $\frac{h}{2\pi} = 1.05 \times 10^{-34}$  Joule.seg, donde  $h$  es la constante de Planck, ( $h = 6,62606876 \times 10^{-34}$  Joules.seg).

De esta forma, el valor más pequeño, y distinto de cero, del momento magnético del electrón que resulta de su movimiento orbital es:

$$(\mu_o) = \frac{\sqrt{2e}}{2m} \times \frac{h}{2\pi} \quad (3.14)$$

Por otra parte, así como la masa ( $m$ ) y como la carga eléctrica ( $e$ ), el espín es otra propiedad fundamental de las partículas elementales. En todo electrón desparejado, encontraremos un momento magnético intrínseco al espín.

La magnitud del momento orbital  $S$  asociado con el espín, es del mismo orden de magnitud que el momento angular ( $L$ ) debido al movimiento orbital (SERWAY & BEICHNER 2002). La magnitud del momento angular del espín predicha por la teoría cuántica es:

$$S = \sqrt{\frac{3}{2}} \frac{h}{2\pi} \quad (3.15)$$

El momento magnético asociado al espín de un electrón ( $\mu_{espin}$ ) tiene el valor:

$$(\mu_{espin}) = \frac{eh}{4\pi m} = 9.27 \times 10^{-24} \frac{\text{Joule}}{\text{Tesla}} \quad (3.16)$$

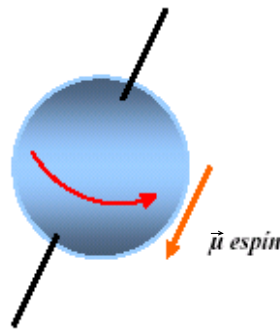


Figura 46. Modelo clásico de un electrón girando en torno a su eje.  
(Tomado y modificado de SERWAY & BEICHNER, 2002)

Así como los momentos orbitales de algunos pares de electrones, se cancelan unos con otros, de la misma forma se cumple para los momentos de los espín, donde un electrón con espín hacia arriba, se verá anulado con otro de espín hacia abajo.

En cuanto al espín de un electrón (SERWAY & BEICHNER, 2002), podemos hablar de su equilibrio y de su transición.

El equilibrio de espín se puede dar en un sistema extendido, cuando son posibles dos fases magnéticas. Típicamente el momento magnético del espín lo aportan metales de transición. Según su población electrónica, algunos metales de transición pueden presentar estado de alto espín ó de bajo espín. Por efecto de una variación continua de la presión y/o de la temperatura, que afectan a la estructura cristalina, las esferas de coordinación de estos iones metálicos pueden sufrir deformaciones, fortaleciendo o debilitando el campo magnético de la población electrónica, y ocasionando una variación continua en la señal magnética de la muestra.

Otro fenómeno íntimamente relacionado con el equilibrio de espín, es la transición de espín, como un paso brusco entre dos fases magnéticas posibles en un sistema macroscópico. Así, mientras que un equilibrio de espín es una transición suave, la llamada

transición de espín es una transición brusca, donde las esferas de coordinación de cada ión se ven muy afectadas por el estado de sus vecinas. En los fenómenos de transición de espín es habitual encontrar ciclos de histéresis.

Por ultimo, el momento magnético total de un átomo ( $\mu_{mmTotal}$ ) es la suma vectorial de los momentos magnéticos ( $\mu_{mm}$ ) de cada uno de los electrones constituyentes, incluyendo tanto las contribuciones orbitales ( $\mu_o$ ) como las de los espín ( $\mu_{espin}$ ), como también considerando la cancelación de los momentos, debido a que un átomo que tenga niveles ó subniveles electrónicos completamente llenos en todos y cada uno de sus electrones, se producirá la cancelación total de los momentos orbitales y de espín. En la mayor parte de los materiales, el efecto magnético producido por las contribuciones orbitales de los electrones es siempre menor que el producido por el de los espín (SERWAY & BEICHNER, 2002).

### 3.2.6. Magnetización ( $\vec{M}$ )

Los materiales según su comportamiento de magnetización ó imantación  $\vec{M}$  frente a un campo magnético inducido  $\vec{H}_i$  se constituyen de una imantación inducida  $\vec{M}_i$  y una imantación remanente  $\vec{M}_r$  (DOBRIN, 1988). De esta forma, la magnetización total  $\vec{M}$  tal como se expresa a continuación:

$$\vec{M} = \vec{M}_i + \vec{M}_r \quad (3.17)$$

Generalmente la magnitud y dirección de un campo  $\vec{H}$  geomagnético determinan la imantación  $\vec{M}$  de las rocas magnéticas. La magnitud y la dirección de la proporción inducida por  $\vec{M}_i$  están determinadas por la magnitud y la dirección de  $\vec{H}$ .

A la densidad de momento magnético en ausencia de  $\vec{H}$  se le llama magnetización remanente  $\vec{M}_r$ , y esta depende de la historia de la roca. Se traduce en la propiedad magnética que muestran algunos materiales magnetizables como los ferromagnéticos.

En el caso de las rocas fundidas que han sido rápidamente enfriadas, como las corrientes de lava por ejemplo, sus minerales magnéticos se alinean paralelamente a la dirección del campo geomagnético imperante.

En el caso de las rocas sedimentarias clásticas, los granos magnéticos se alinean durante la depositación en aguas tranquilas según la dirección del campo geomagnético existente. Este tipo de imantación se denomina imantación remanente de depositación.

Para la mayoría de las rocas,  $\vec{M}_r$  es despreciable frente  $\vec{M}_i$ . Sin embargo y especialmente para las volcánicas superficiales como las lavas,  $\vec{M}_r$  es a veces importante; en estos casos, la polaridad del campo remanente  $\vec{B}_i$  puede ser distinta y opuesta a la del campo ambiente  $\vec{B}_0$ .

### 3.2.6.1. Magnetización Inducida

Cuando sometemos un material (DOBRIN, 1988) a la acción de un campo  $\vec{H}$ , el cuerpo adquiere cierta imantación  $\vec{M}_i$  que pierde cuando se le separa de este, en estos casos se aprecia que  $\vec{M}_i$  es inducido por  $\vec{H}$ .

Se consideran tres fenómenos magnéticos en los materiales que experimentan una imantación inducida: diamagnetismo, paramagnetismo, y ferromagnetismo.

Los cuerpos que presentan magnitudes constantes de ( $k$ ) son siempre materiales diamagnéticos o paramagnéticos. Los cuerpos que, según el campo  $\vec{H}$  aplicado, son capaces

de variar sus magnitudes de ( $k$ ) son los materiales ferromagnéticos, debido que estos tienen la propiedad magnética de grabar la magnetización remanente, llegando a ser preservada bajo condiciones estables.

### 3.2.6.2. Magnetización Permanente

Todas las rocas ferromagnéticas (DOBRIN, 1988), además de presentar imantación inducida  $\vec{M}_i$ , también tienen la propiedad de imanarse permanentemente  $\vec{M}_r$ . Esto es debido gracias a que el magnetismo remanente de sus granos se encuentra en condición estable, como es el caso de las rocas ígneas, donde ésta imantación es sumamente estable.

Si una roca magnetizable no ha sido perturbada, esta mostrará en su imantación permanente la dirección del campo magnético terrestre imperante para el momento de su formación, esta dirección puede o no coincidir con la dirección del campo magnético terrestre actual, cualquiera sea el lugar donde se encuentra la roca. De esta forma, la dirección de  $\vec{M}_r$  no es necesariamente la misma dirección de la  $\vec{M}_i$ .

En la mayoría de las rocas máficas, como los basaltos y gabros, como también en minerales como cromita e ilmenita, la imantación permanente predomina por completo sobre la inducida, por lo que es sumamente delicado despreciarla.

### 3.2.7. Materiales Magnetizables.

Las propiedades magnéticas macroscópicas de los materiales (SERWAY & BEICHNER, 2002) se pueden definir en función de sus valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ). Esto ocurre especialmente en materiales lineales, homogéneos e isotrópicos.



Es un hecho experimental que, al aplicar un campo magnético a un material, este se perturba y se dice que el material se imana. Los materiales magnetizables al ser sometidas a la acción de un campo magnético externo  $\vec{H}$  pueden ser atraídos ó repelidos.

Debido a esto, la clasificación magnética de un material se establece en función de la facilidad con la que se le induzca un campo magnético  $\vec{B}_i$  al aplicarle una excitación producida por un campo magnético externo  $\vec{B}_0$ .

Se pueden tener 4 tipos de respuestas magnéticas en los materiales según los comportamientos de imantación que muestren. Esto permite clasificar los materiales como: diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos, y ferrimagnéticos.

Este campo magnético  $\vec{H}$  actúa sobre los orbitales electrónicos y espines del material. El efecto tiene dos efectos: Eléctrico y Mecánico.

El efecto Eléctrico se presenta en materiales diamagnéticos, y tiene como consecuencia el debilitamiento del campo inducido en el material, mientras el efecto Mecánico sólo aparece en materiales paramagnéticos, ferromagnéticos y ferrimagnéticos, cuyos constituyentes presentan momentos magnéticos que refuerzan el campo  $\vec{H}$ .

### **3.2.7.1. Materiales Diamagnéticos.**

En estos materiales (SERWAY & BEICHNER, 2002) la magnetización es débil y el campo inducido  $\vec{B}_i$  se opone al campo externo  $\vec{B}_0$  aplicado. Están caracterizados por susceptibilidades ( $k$ ) de magnitudes constantes y negativas, por lo que ( $k$ ) < 0, lo que significa, que la imantación inducida en ellos está orientada en sentido opuesto al campo externo aplicado, donde los momentos dipolares producen campos magnéticos negativos. La magnitud del momento magnético inducido es extremadamente pequeña. Es por ello que

en estos materiales, el campo  $\vec{B}_i$  es menor que el campo  $\vec{B}_0$ , con un valor de permeabilidad relativa ( $\mu_r$ )  $< 1$ .

En el diamagnetismo no existen momentos magnéticos permanentes, en ausencia de un campo magnético externo  $\vec{B}_0$  aplicado, no existe interacciones magnéticas entre los momentos atómicos individuales, los cuales se encontraran desordenados. Es por ello que en estos materiales, el momento magnético total y la magnetización es nula en ausencia de  $\vec{B}_0$ . A partir de los efectos magnéticos de  $\vec{B}_0$  es que se causa un cambio en el movimiento orbital de los electrones alrededor de su núcleo, generando una corriente de poca intensidad. El momento magnético de los átomos en presencia de un campo  $\vec{B}_0$  produce una orientación vectorialmente opuesta a  $\vec{B}_i$ , ocasionando que los momentos magnéticos de los electrones sean compensados. En estos materiales los momentos magnéticos de los átomos son completamente nulos en ausencia  $\vec{B}_0$ , como en los átomos o iones que poseen capas completas de electrones.

Esta forma de magnetismo es muy débil, es independiente de la temperatura y no tienen importancia práctica.

Entre algunos materiales diamagnéticos tenemos los siguientes: agua, oro (Au), cobre (Cu), óxidos ácidos, materiales orgánicos, elementos livianos, Tierras alcalinas, bismuto, y metales superconductores (DOBRIN, 1988).

Entre algunos minerales diamagnéticos tenemos: anhidrita, cuarzo, feldespatos, grafito, pirita, calcopirita, dolomita, magnesita, calcitita, yeso, galena, cinabrio, circón, rutilo, apatito, leucoxeno, esfena, etc (CARMICHAEL, 1982).

### 3.2.7.2. Materiales Paramagnéticos.

En estos materiales (DOBRIN, 1988) el campo inducido  $\vec{B}_i$  refuerza levemente al campo externo  $\vec{B}_0$  aplicado. Estos materiales son ligeramente magnéticos y están caracterizadas por pequeñas magnitudes constantes y positivas de susceptibilidades ( $k$ ), por lo que en estos ( $k$ )  $> 0$ . En cuanto a la permeabilidad, se tiene que ( $\mu_r$ )  $> 1$ . Este tipo de magnetismo es dependiente de la temperatura.

Los átomos y/o moléculas en estos materiales están caracterizados por momento magnéticos permanentes. En ausencia de un campo  $\vec{B}_0$  están orientados al azar y por lo tanto arrojan una magnetización nula. En presencia de un campo  $\vec{B}_0$ , aparecen fuerzas magnéticas sobre cada uno de los momentos que tienden a hacerlos girar hasta colocarlos paralelos al campo magnético externo. Por ello también, el campo magnético  $\vec{B}_i$  resulta superior a  $\vec{B}_0$ , ya que el efecto de los dipolos magnéticos atómicos se añade al campo externo  $\vec{B}_0$ , aumentando su valor. Esto último está representado en la Figura 47.

Este efecto se pierde y desaparece al dejar de aplicar el campo  $\vec{B}_0$  (SERWAY & BEICHNER, 2002).

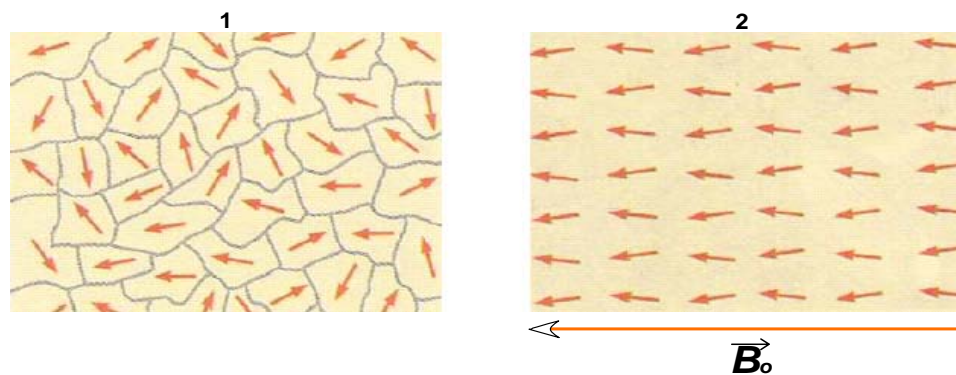


Figura 47. 1) Orientación aleatoria de momentos magnéticos atómicos en un material paramagnético desmagnetizado. 2) Orientación paralela de los momentos en el material frente a un campo externo aplicado  $\vec{B}_0$ , produciendo en el material un vector  $\vec{M}_t$  de magnetización total.

(Tomado y modificado de SERWAY & BEICHNER, 2002)

El paramagnetismo se basa en los espines no compensados de los electrones, en virtud de la cancelación incompleta del espín electrónico y/o de los momentos magnéticos orbitales. Esto, debido a que cada átomo posee un momento dipolar permanente en virtud de la cancelación incompleta del espín electrónico y/o de los momentos magnéticos orbitales.

Entre algunos materiales paramagnéticos tenemos los siguientes: Sales de hierro, con excepción de los óxidos, metales alcalinos, y metales de transición (DOBRIN, 1988).

Entre algunos minerales paramagnéticos tenemos: siderita, limonita, goethita, pirolusita, granate, olivino, cromita, anfíbol, piroxeno, epidoto, biotita, clorita, etc (CARMICHAEL, 1982).

### 3.2.7.3. Materiales Ferromagnéticos.

Un cuerpo magnetizable (SERWAY & BEICHNER, 2002) puede quedar magnetizado aún cuando el campo externo causante ya ha desaparecido. Esto produce la presencia de interacciones magnéticas entre los momentos atómicos individuales que se ordenan sumándose unos a otros con un momento macroscópico no nulo (ver Figura 48). Son sólo los ferromagnéticos quienes tienen momentos magnéticos permanentes, que además, interaccionan fuertemente unos con otros. Debido a esto, el campo inducido  $\vec{B}_i$  refuerza al campo  $\vec{B}_0$  aplicado en varios órdenes de magnitud.

Estos arrojan magnitudes de ( $k$ ) que llegan a ser muy variables, positivas (donde ( $k$ ) > 0) y relativamente altas a muy altas. Los ferromagnéticos se caracterizan por ser siempre metálicos, por tener valores de ( $\mu_r$ ) > 1, que no son constantes, sino que varía cuando el material es imanado.

En la Figura 48 se observa como, en ausencia de un campo  $\vec{B}_0$ , los momentos magnéticos atómicos se encuentran alineados sólo dentro de regiones microscópicas del

material llamadas dominios magnéticos. Estos dominios están orientados al azar y por ende el momento magnético neto es nulo. Al aplicar un campo externo  $\vec{B}_0$ , el material se imana y el resultado final es que todos los momentos magnéticos se ordenan y se observa una magnetización a macroscópica.

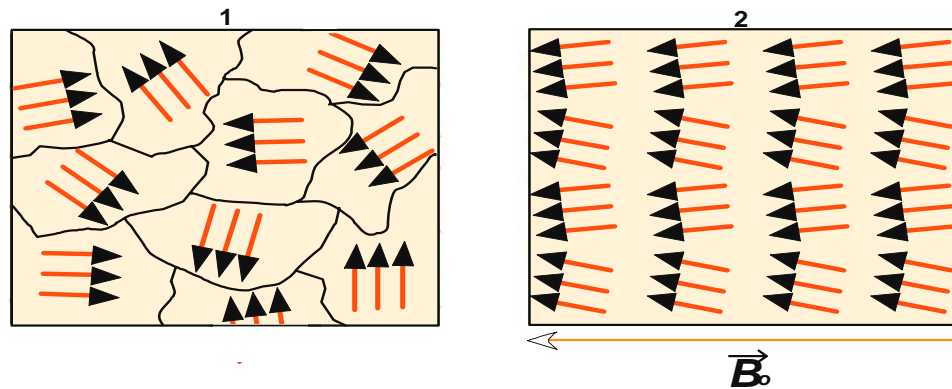


Figura 48. 1) Orientación aleatoria de los dominios magnéticos atómicos en un material ferromagnético con magnetismo remanente  $\vec{M}_r$  y momento macroscópico no nulo. 2) Orientación paralela de los dominios magnéticos en el material frente a un campo externo aplicado  $\vec{B}_0$ , produciendo en el material un vector  $\vec{M}$  de magnetización total.

Como se aprecia en la Figura 48, los dominios magnéticos, no son más que pequeñas regiones de magnetización espontánea  $\vec{M}_r$ . Estos dominios, en ausencia de  $\vec{B}_0$ , cancelan sus efectos magnéticos microscópicos minimizando la energía asociada a  $\vec{B}_0$ . Por el contrario, en presencia de  $\vec{B}_0$ , los dominios bien orientados aumentaran sus tamaños a expensas de los menos orientados. Algunos dominios se extinguen, y aunque resulta poco frecuente, otros pueden ir girando. Si se remueve el campo  $\vec{B}_0$ , los dominios no vuelven a sus estados originales, lo que dan origen al fenómeno de los materiales ferromagnéticos conocido como histéresis.

Cuando todos los momentos magnéticos se alinean en la misma dirección hablamos de saturación, como la mayor magnetización que podemos encontrar en un material. Es por ello que los campos magnéticos internos de los ferromagnéticos llegan a ser muy superiores a los campos aplicados.

Los materiales ferromagnéticos son los constituidos por átomos que tienen niveles electrónicos incompletos y que son capaces de ser magnetizados en forma permanente. Es por ello que el intenso magnetismo que pueden llegar a mostrar estos materiales no es debido a los momentos dipolares, sino a los electrones desapareados de la capa 3-d, que presentan algunos elementos magnetizables de primer orden, como lo son: Hierro (Fe), Cobalto (Co) y Níquel (Ni). También existe el nivel 4-d, como ocurre para el Gadolinio (Gd).

Los metales de Fe, Co, Ni, son los tres únicos elementos metálicos que una vez imanados a temperatura ambiente, pueden generar un fuerte campo  $\vec{B}_i$  a su alrededor, asumiéndose como ferromagnéticos.

Debido a estos niveles incompletos de energía, estas sustancias metálicas poseen un momento magnético permanente en ausencia de un campo  $\vec{B}_0$  y manifiestan permanentes magnetizaciones  $\vec{M}_r$ , que llegan a ser muy grandes.

Una propiedad importante de estos materiales es que su magnetización depende de la *historia del material*. Esta dependencia se refleja en los ciclos de Histéresis (ver Figura 53). La interacción entre los momentos magnéticos se traduce en que tras la desaparición del campo  $\vec{B}_0$  el material sigue imanado.

En la magnetización permanente  $\vec{M}_r$  de las sustancias ferromagnéticas, según sea la orientación de sus momentos magnéticos (DOBRIN, 1988), estas se dividen en tres subgrupos: *ferromagnéticos verdaderos*, *antiferromagnéticos* y *ferrimagnéticos*, éstas son representadas en la Figura 49.

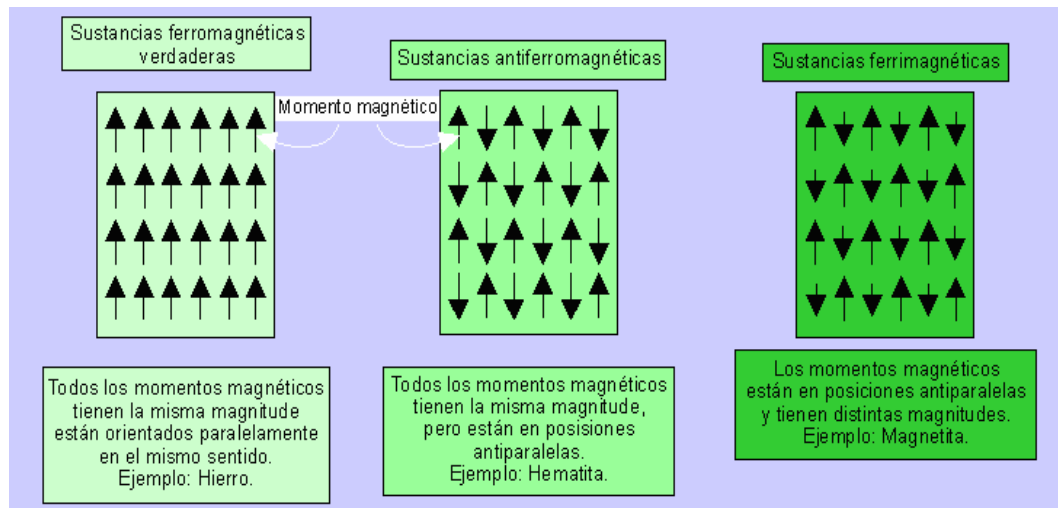


Figura 49. Orientación de los momentos magnéticos en materiales ferromagnéticos del tipo: ferromagnéticos verdaderos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos.

(Tomado de <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)

La diferencia entre materiales *ferromagnéticos verdaderos*, y materiales *antiferromagnéticos*, estriba en las interacciones magnéticas entre los dipolos circundantes, ya que en los primeros se refuerzan entre sí, y en estos últimos se oponen entre sí (ver Figura 49).

En materiales *antiferromagnéticos* los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero antiparalelos, debido a que cada una de estas subredes ordenadas en sentido opuesto resultan en un momento magnético nulo (ver Figura 49).

Entre algunos materiales *antiferromagnéticos* se tienen los siguientes: La hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), los óxidos de manganeso (Mn), de hierro (Fe), de cobalto (Co), y de níquel (Ni), sales de metales de transición, entre otros.

Las características macroscópicas de los materiales *ferromagnéticos* y *ferrimagnéticos* son similares, la diferencia entre ellos sólo reside en el origen de los momentos magnéticos.

En los materiales *ferrimagnéticos*, la magnetización  $\vec{M}$  es significativa, pero menor que en los *ferromagnéticos verdaderos*. En un campo  $\vec{B}_0$ , los dipolos en *ferrimagnéticos* se alinean a favor y en contra del campo. Pero debido a que las resistencias de los dipolos no son iguales, resulta una magnetización  $\vec{M}_t$  neta en ausencia de  $\vec{B}_0$  (ver Figura 49).

Estos materiales iónicos pueden representarse mediante la fórmula  $XFe_2O_4$  en la cual X representa cualquiera de los elementos metálicos. El producto de *ferritas* es la magnetita ( $Fe_3O_4$ ), mineral ferrimagnético más importante en contribuir con el magnetismo de las rocas. Otros son: ilmenita ( $FeTiO_3$ ), titanomagnetita  $Fe(Fe,Ti)_2O_4$ , pirrotita ( $Fe_{1-x}S$ ) y óxidos de fórmula general igual a  $XOFe_2O_3$ , donde X puede ser ocupado por Mn, Co, Ni, Mg, Zn y Cd.

En la magnetita ( $Fe_3O_4$ ), los iones de Fe existen en los dos estados de oxidación ( $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$ ), siendo una mezcla de óxidos de hierro ó óxido doble de hierro. Entre los iones de Fe del mineral se producen interacciones de acoplamiento de los espines en las direcciones antiparalelas, similares a las de un *antiferromagnético*, pero con un momento *ferrimagnético* neto, debido a que los momentos de espín no se cancelan completamente.

### **Temperatura de Curie.**

En todas las sustancias paramagnéticas (SERWAY & BEICHNER, 2002), los valores de ( $k$ ) son inversamente proporcional a la temperatura absoluta  $T$ , según la Ley de Curie.

La susceptibilidad ( $k$ ) de materiales ferromagnéticos y ferrimagnéticos, depende de las condiciones térmicas del medio, en especial, cuando se llega a la temperatura de Curie ( $T_{Curie}$ ), temperatura en la cual se obtiene una completa desmagnetización del material. Esto se ilustra en la Figura 50.



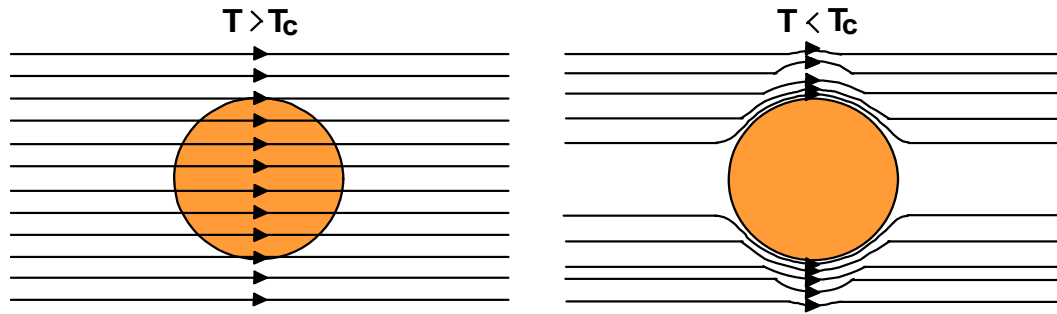


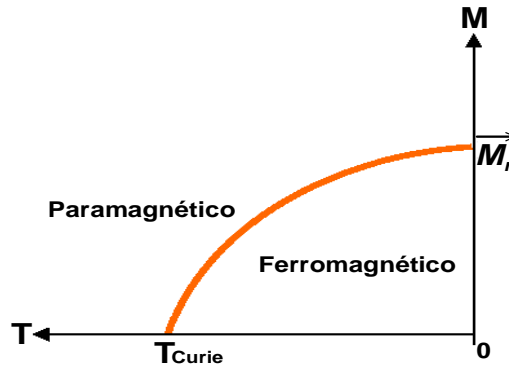
Figura 50. A la izquierda: Desmagnetización de un cuerpo por encima de  $T_{Curie}$  frente a un campo  $B_0$ . A la derecha: Magnetización del cuerpo por debajo de  $T_{Curie}$  frente a un campo  $B_0$ .

Bajo una amplia serie de condiciones, la magnetización  $\vec{M}$  de un material del tipo paramagnético es proporcional al campo magnético aplicado  $\vec{B}_0$  e inversamente proporcional a la temperatura absoluta  $T$ . Esto puede expresarse así:

$$\vec{M} = C \frac{\vec{B}_0}{T} \quad (3.18)$$

Esta relación se conoce como la ley de Curie, y la constante  $C$  se denomina constante de Curie.

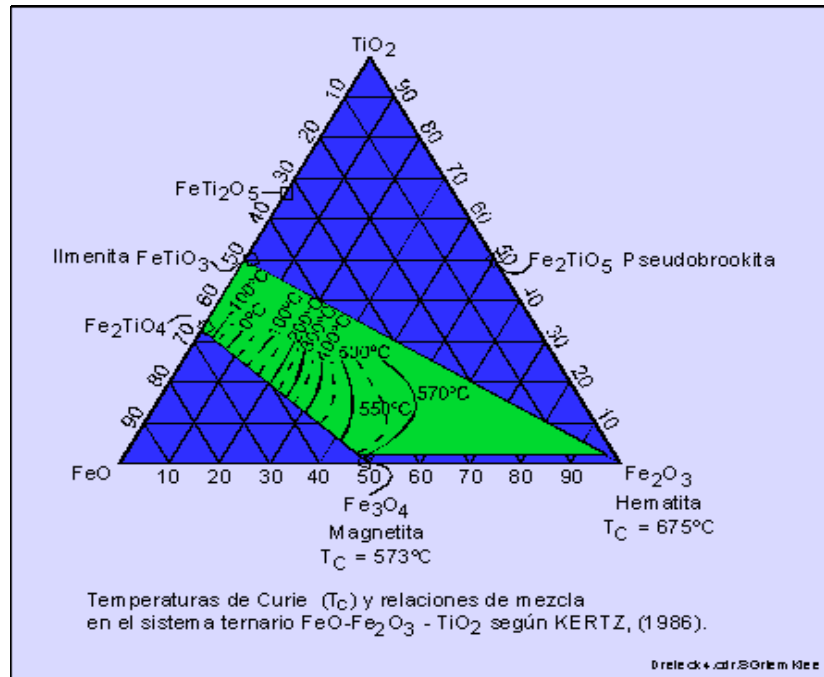
Esta ley se explica a partir de una magnetización  $\vec{M}$  donde los momentos magnéticos tienen una orientación aleatoria. Conforme a la proporción del campo  $\vec{B}_0$  aplicado, al incrementarse  $T$ ,  $\vec{M}$  se aproximará a su saturación, que corresponde a un alineamiento completo de sus momentos magnéticos. En estas condiciones la ecuación (3.18) pierde toda validez. Sin embargo, dicha ecuación, retoma validez cuando un material ferromagnético, al alcanzar o sobrepasar el punto  $T_{Curie}$ , pierde su magnetización residual  $\vec{M}_r$ , volviéndose paramagnético (ver Figura 51).



**Figura 51.** Magnetización vs. Temperatura absoluta para una sustancia ferromagnética.  
(Tomado y modificado SERWAY & BEICHNER , 2002)

Debajo de  $T_{Curie}$ , el material mantiene sus propiedades ferromagnéticas y sus valores de ( $k$ ) van en aumentando cuanto más cerca se encuentre de  $T_{Curie}$ . Por encima de  $T_{Curie}$ , independientemente de si hay campo  $\vec{B}_0$  aplicado, los valores de ( $k$ ) decrecen precipitosamente y el material termina desmagnetizado, esto debido a que la agitación térmica se vuelve más competente que las fuerzas de acoplamiento de los momentos magnéticos, haciendo que el material deje de ser ferromagnético y pase a ser paramagnético.

A partir de la temperatura ( $T_{Curie}$ ) y sus relaciones petrológicas podemos caracterizar algunos materiales ferromagnéticos, utilizando la Figura 52.



**Figura 52.** Temperaturas de Curie ( $T_{Curie}$ ) y sus relaciones en el sistema ternario FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> (Tomado de: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)

El magnetismo de las rocas se debe principalmente a minerales del sistema ternario (FeO - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - TiO<sub>2</sub>).

La magnetización espontánea  $\bar{M}_r$  presenta un comportamiento en función de la temperatura por debajo de  $T_{Curie}$ , anulándose cuando los materiales sobrepasan dicha temperatura.

Los materiales ferromagnéticos presentan una transición de fases normal a magnética al pasar por  $T_{Curie}$ . Los materiales ferromagnéticos presentan, a temperaturas menores que una cierta temperatura  $T_{Curie}$ , una estructura de dominios magnéticos, que son pequeñas regiones del material.

En la Tabla 12 se tienen varios valores de  $T_{Curie}$  para algunos materiales y minerales.

Materiales	Temperatura de Curie (en °C)
Hierro (Fe)	768
Cobalto (Co)	1120
Niquel (Ni)	335
Hematina (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	675
Magnetita (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	585

**Tabla 12.** Magnitudes de la Temperatura de Curie para algunos materiales.  
(Tomado de: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)

En el punto  $T_{\text{Curie}}$ , las fuerzas magnéticas de acoplamiento de los espín son completamente destruídas, de manera que para temperaturas superiores a  $T_{\text{Curie}}$ , tanto los materiales ferromagnéticos como los ferrimagnéticos llegan a comportarse como paramagnéticos. Si estos materiales se enfrían por debajo de la  $T_{\text{Curie}}$ , los dominios ferromagnéticos se vuelven a formar y estos recuperan su ferromagnetismo.

Las susceptibilidades ( $k$ ) de materiales diamagnéticos como antimonio y bismuto, son los que varían a una temperatura igual a 180°C.

### Temperatura de Néel.

El antiferromagnetismo también es afectado por la temperatura; la magnetización remanente  $\vec{M}_r$  se pierde y el comportamiento de las propiedades antiferromagnéticas desaparece al llegar a las condiciones térmicas que presenta la  $T_{\text{Néel}}$ . A temperaturas superiores a  $T_{\text{Néel}}$ , los materiales antiferromagnéticos también se transforman en paramagnéticos (SERWAY & BEICHNER, 2002).

### Ciclo de Histéresis.

A materiales ferromagnéticos les corresponden típicos ciclos de histéresis. Un ciclo de histéresis magnética es un ciclo de curvas de magnetización y desmagnetización que surge en los materiales ferromagnéticos como consecuencia de las interrelaciones entre la intensidad de campo magnético total ó inducción magnética  $\vec{B}$  y la intensidad del campo magnético externo  $\vec{H}$ .

En la Figura 53 se ilustra como a partir del punto (a), una muestra ferromagnética desmagnetizada, como el hierro por ejemplo, al aplicarle un campo magnético creciente, su magnetización crece desde (a) hasya (b), punto donde se alcanza su magnetización de saturación  $\vec{M}_s$ , logrando saturar la densidad del flujo magnético inducido en la muestra.

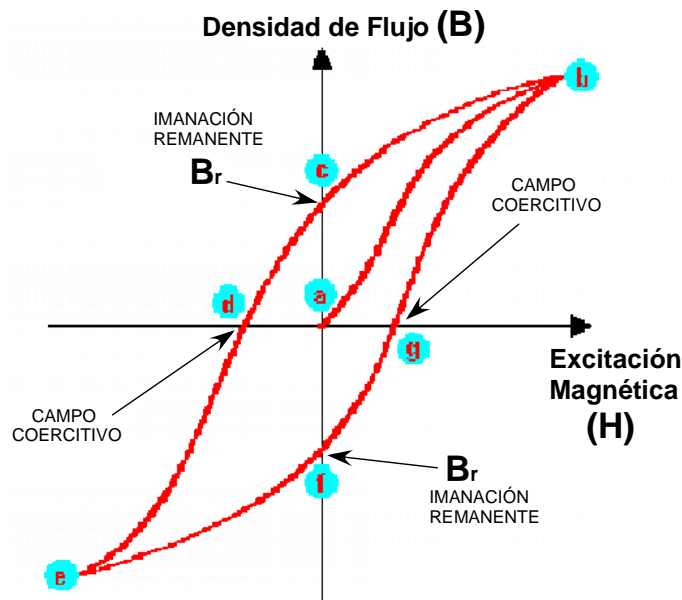


Figura 53. Diagrama del ciclo de histéresis en materiales ferromagnéticos.  
(Tomado de: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)

Luego, si en este punto (b) se reduce el campo aplicado, la imanación macroscópica se reduce, pero en general no regresa por la trayectoria original. Este comportamiento irreversible de la imanación se denomina Histéresis.

Supongamos que después de alcanzar el estado de saturación en (b) se disminuye el campo  $\vec{H}$  aplicado hasta cero. A pesar de que  $\vec{H} = 0$ , la muestra ferromagnética ha logrado mantener una magnetización remanente  $\vec{M}_r$ , debido a que la reorientación de los dominios magnéticos no es completamente reversible. Esto permite que la muestra ferromagnética no pierda toda su magnetización inicialmente adquirida. Esto es muy característico de sustancias minerales como el hierro. Este efecto de no reversibilidad se denomina ciclo de Histéresis.

Si desde (c) se aumenta el valor del campo  $\vec{H}$  en sentido negativo, la imanación remanente  $\vec{B}_r$  sigue disminuyendo hasta que se anula. El valor mínimo de campo  $\vec{H}$  necesario para anular completamente la imanación será lo que se conoce como campo coercitivo (punto d y g).

Si se sigue aumentando el campo en sentido negativo, se alcanza en (e) el estado de saturación en sentido contrario al inicial. Realizando la variación de  $\vec{H}$  en sentido inverso se reinicia el ciclo de histéresis sin reversibilidad.

El efecto descrito por las curvas en el ciclo de histéresis, demuestra que la magnetización de un material ferromagnético depende de la historia de ese material, así como de la magnitud del campo aplicado. El estudio del ciclo de histéresis de un material provee la información acerca del comportamiento del mismo frente a campos magnéticos, como el terrestre, por ejemplo.

A menudo se afirma que un material ferromagnético tienen *memoria*, pues permanece magnetizada después de que se elimina el campo externo  $\vec{H}$ .

El área encerrada por el ciclo, es la energía disipada por el material en forma de calor durante el proceso cíclico de imanación al que se le ha sometido (ver Figura 54 y 55). La forma de las espiras y del área en la curva de histéresis depende de las propiedades del material ferromagnético y de la intensidad del campo aplicado. Usualmente se conoce esta curva para temperaturas fijas

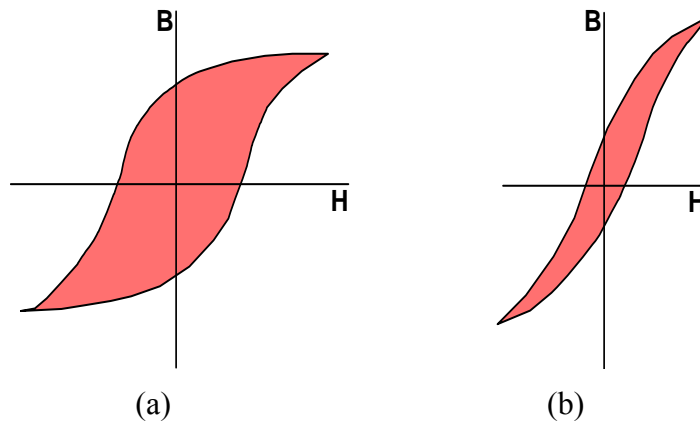


Figura 54. Áreas de las curvas de histéresis para: (a) Material ferromagnético duro y (b) Material ferromagnético blando.

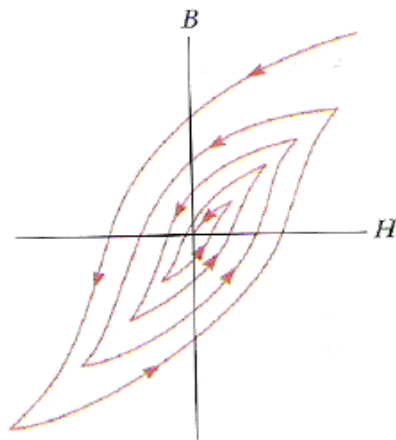


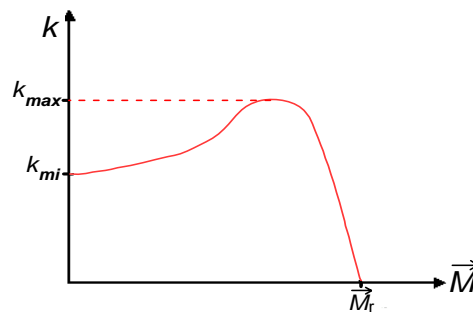
Figura 55. Desmagnetización de un material ferromagnético mediante su transportación a través de espiras de histéresis sucesivas.  
(Tomado de ANAYA R. , 2004)

El ciclo de histéresis no es la única forma de caracterizar el proceso de magnetización de un material ferromagnético. Si se parte de un estado desmagnetizado y se va aplicando campo magnético al tiempo que se registra el valor de imanación, se obtiene la curva de primera saturación. En esta curva, la derivada o el cálculo diferencial de la magnetización  $\vec{M}$  con respecto al campo magnético  $\vec{H}$  es la susceptibilidad magnética.

Otra forma de caracterizar un material ferromagnético es realizando ciclos de histéresis con ciclos crecientes. La representación del valor máximo de magnetización  $\vec{M}$  frente al campo  $\vec{H}$  máximo de cada ciclo constituye una curva de conmutación, curva de máximos valores de  $\vec{M}$  de cada ciclo de histéresis en función de los máximos campos de  $\vec{H}$  correspondientes. Al realizar la derivada numérica de la curva de conmutación para obtener la curva de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en función el campo  $\vec{H}$  que se expresa como:

$$(k) = \frac{d\vec{M}}{d\vec{H}} \quad (3.19)$$

En la Figura 56 se representa una curva de susceptibilidad ( $k$ ) en función de la magnetización  $\vec{M}$  de un material ferromagnético, donde ( $k_{mi}$ ) es la susceptibilidad inicial de la curva de magnetización, y ( $k_{max}$ ) es la susceptibilidad máxima de la curva de conmutación.



**Figura 56.** Curva de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Magnetización  $\vec{M}$ .  
(Tomado de: <http://plata.uda.cl.minas/apuntes/Geología/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>)



La extrapolación de la curva de susceptibilidad ( $k$ ) hasta su intercepción con el eje de las abcisas permitiría obtener una mejor aproximación a la magnetización de saturación  $\bar{M}_s$ . De esta forma se puede observar como, en los ciclos de histéresis, la susceptibilidad magnética ( $k$ ) llega a ser nula, debido a que el material ferromagnético deja de estar propenso a seguir aumentando su magnetización al alcanzar su saturación en  $\bar{M}_s$ .

La ecuación de susceptibilidad magnética ( $k$ ) (ver es la misma, tanto para el *S.I* (Sistema Internacional) como para las unidades del sistema *C.G.S* (Centímetros, Gramos y Segundos) ó *emu* (unidades electromagnéticas). La susceptibilidad ( $k$ ) es adimensional en ambos sistemas pero difiere en magnitud por un factor de conversión igual a  $4\pi$ , donde los valores de ( $k$ ) en el sistema *S.I.* son  $4\pi$  veces mayores que los de *C.G.S-emu* (SERWAY & BEICHNER, 2002). Esto se muestra en la Tabla 13.

<i>Magnitud</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Unidades S.I</i>	<i>Unidades CGS</i>	<i>Conversión</i>
Inducción magnética	$B$	Tesla ( $\text{Wb m}^{-2}$ ) $\text{kg s}^{-1}\text{C}^{-1}$	gauss	$1\text{Wb m}^{-2} = 10^4$ gauss
Intensidad de campo magnético	$H$	$\text{Am}^{-1}$ $\text{C m}^{-1} \text{s}^{-1}$	oersted	$\text{Am}^{-1} = 4\pi \times 10^{-3}$ oersted
Magnetización	$M$	$\text{Am}^{-1}$ $\text{C m}^{-1} \text{s}^{-1}$	maxwell $\text{cm}^{-2}$	$\text{Am}^{-1} = 10^{-3}$ maxwell $\text{cm}^{-2}$
Permeabilidad del vacío	$\mu_0$	henrio $\text{m}^{-1}$ ( $\text{Wb A}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) $\text{Kg m C}^{-2}$	sin unidades (uem)	$4\pi \times 10^{-7} \text{H m}^{-1} = 1$ uem
Permeabilidad relativa	$\mu_r$ $\mu'(\text{cgs})$	sin unidades	sin unidades	$\mu_r = \mu'$
Susceptibilidad	$k$ $k'(\text{cgs})$	sin unidades	sin unidades	$k = 4\pi k'$

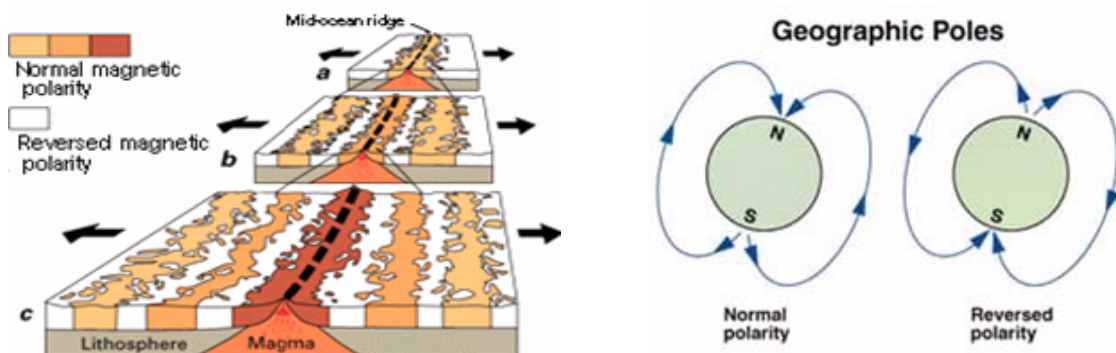
**Tabla 13.** Magnitudes de mayor uso en el fenómeno de Magnetismo.  
(Tomada de ANAYA R., 2004)

Las unidades de medición en el sistema *C.G.S.* para las magnitudes propias de los fenómenos magnéticos es el Oersted, a veces llamado Gauss, pero en prospección magnética la unidad empleada es el Gamma ( $\gamma$ ) que resulta ser igual al nano-Tesla (nT), es empleada en *S.I* como unidad útil para expresar las variaciones pequeñas del campo magnético (DOBRIN, 1988).

### 3.3. Paleomagnetismo.

El estudio de la historia del campo geomagnético, es denominado paleomagnetismo y se basa en la imantación remanente de una sustancia. El paleomagnetismo ha brindando importantes evidencias de validez científica a la teoría de la tectónica de placas en la expansión de los fondos oceánicos.

Tal como se observa en la Figura 56, el campo geomagnético presenta revertimientos periódicos en su polaridad magnética debido a inestabilidades magnéticas en la convección del núcleo exterior del planeta Tierra.

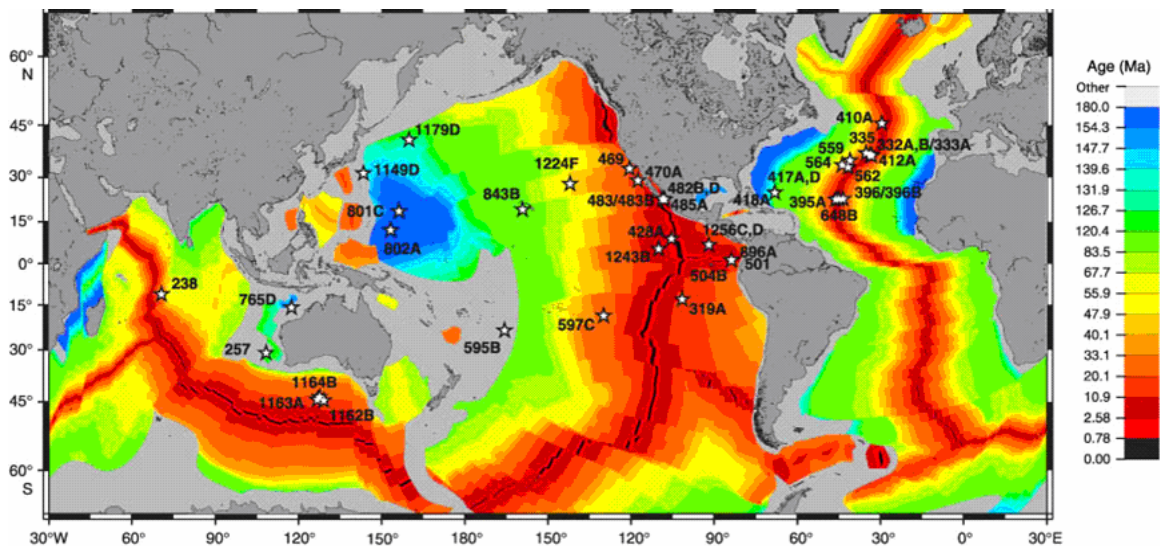


**Figura 57.** Izquierda: Bandas de anomalías paleomagnéticas en simetría con la expansión oceánica. Derecha: Polaridad normal e inversa del dipolo geomagnético. (Tomado de: <http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/202/# PLATE>)

Los estudios de paleomagnetismo han determinado inversiones de campo magnético, donde la magnetización remanente natural es opuesta al campo magnético actual. Aproximadamente, los intervalos de tiempo donde el campo magnético es predominantemente normal ó inverso son llamados intervalos de polaridad, los cuales tienen un período de corta duración, aproximadamente de  $5 \times 10^4$  a  $10 \times 10^5$  años.

Con el estudio del paleomagnetismo en los continentes se ha podido hacer la reconstrucción de los desplazamientos de las placas durante el tiempo geológico, de aquí la importancia de la data paleomagnética bien distribuida en el espacio y el tiempo (ver Figura 57).

Es de hacer notar que la secuencia de inversiones del campo magnético terrestre está muy bien definida a nivel mundial para los últimos 140 millones de años. La Tabla del Tiempo Geomagnético puede ser extrapolada no más allá de 200 M.a., edad Jurásica para la corteza oceánica más antigua, debido a que rocas mucho más antiguas ya han sido recicladas al manto por procesos tectónicos de subducción.



**Figura 58.** Reconstrucción de isócronas del piso oceánico basada en paleomagnetismo.  
(Tomado de: <http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/202/# PLATE>)

Cuando una roca se forma puede adquirir una magnetización paralela al campo magnético de la Tierra imperante para ese momento (magnetización primaria natural). La magnetización primaria es la que se mide con interés en laboratorio. Esta se conoce como magnetización remanente natural (MRN), y puede ser adquirida como: MRN termal, MRN detrítica, y MRN química.

En el MRN de tipo termal, los contenidos atómicos magnetizables de las rocas fundidas, durante su enfriamiento retienen la direccionalidad y polaridad del campo magnético terrestre, imperante para un tiempo geológico. Estas propiedades magnéticas son retenidas por largos períodos geológicos. Si la roca se refunde por presión y/o calor se producen cambios mineralógicos que alteran la configuración inicial de su MRN.

En el MRN de tipo detrítico, durante la depositación de sedimentos, pequeños granos de minerales magnéticos, tamaño limo ó menores, son capaces de rotar mecánicamente en sedimentos no consolidados sobre la superficie depositacional y de esta manera alcanzar una alineación con el campo magnético terrestre imperante. La magnetización en las rocas sedimentarias es menos estable y más débil, en comparación con las lavas volcánicas, y también son vulnerables a la recristalización, un ejemplo de ello son las rocas fosilíferas o con contenido fosilífero, lo cual termina por destruir la MRN adquirida por procesos exodinámicos.

El MRN adquirida por procesos químicos es típica de procesos secundarios de cambios químicos en la alteración de un mineral magnético que llega a ser reemplazo ó sustituido por otro.

El MRN es complejo y puede ser destruido por la inclusión de un magnetismo secundario causado por prolongados efectos del actual campo magnético terrestre ó por alteración química.

Las variaciones seculares tienen un origen terrestre y se manifiestan en variaciones de la declinación magnética, un ejemplo de ello es que el polo norte magnético se desplaza 5°

hacia el Este geográfico cada 100 años, como también variaciones en el momento magnético dipolar, donde, por ejemplo, se tiene que la intensidad del campo magnético disminuye en un 5% cada 100 años.

Aproximadamente el 80% de los campos magnéticos observados en la Tierra están representados en la inclinación del dipolo magnético terrestre (ver Figura 42), el restante es un campo con comportamiento irregular no dipolar.

A medida que las rocas son más antiguas es más difícil determinar si las paleointensidades así como el campo magnético presente para su época, debido a la presencia de magnetización secundaria y también por el decaimiento de la magnetización original. La paleointensidad más antigua medida es de 3500 Ma, correspondiente a las lavas de la Formación Komati al sur de África. Este resultado puede demostrar claramente la existencia del campo magnético terrestre hace 3500 Ma (MICHAEL y PHILLIP, 2000). De aquí a que se piense que en tiempos geológicos como el Precámbrico existieron varios dipolos paleomagnéticos con una intensidad total mucho mayor que la actual.

Las rocas que, por excelencia, preservan el campo magnético terrestre son las rocas extrusivas del tipo volcánicas lávicas de composición máfica (MICHAEL y PHILLIP, 2000)

### **3.4. Método Magnético.**

El método magnético (ASTIER, 1981) tiene por objetivo realizar la medición de anomalías regionales y/o locales del campo geomagnético, producidas por variaciones en la intensidad de imanación de las rocas, y se fundamenta en el cálculo de la intensidad del campo magnético que adquieren las rocas que contienen minerales ferromagnéticos en su composición.

La intensidad del campo magnético es definida como la fuerza por unidad de polo que se ejerce cuando un pequeño polo de fuerza, se coloca en el punto observado.

En la prospección petrolífera el método magnético (ASTIER, 1981) entrega informaciones acerca de la profundidad de las rocas pertenecientes al basamento. Se emplea en la búsqueda de petróleo y gas natural, determinando la geometría (extensión y dimensión) y potencia de cuencas sedimentarias ubicadas encima del basamento, que pueden atrapar y contener reservas de hidrocarburos. Aún no siempre con éxito se lo aplica en el levantamiento de la topografía del basamento, que puede influir la estructura de los sedimentos superpuestos.

El método magnético (ASTIER, 1981) es empleado en la delineación de depósitos magnéticos intrasedimentarios, como rocas subvolcánicas e intrusiones emplazadas en profundidades someras, que cortan la secuencia sedimentaria normal. Las rocas sedimentarias generalmente ejercen poco efecto magnético en comparación con el efecto magnético generado por las ígneas, es por esto que la mayoría de las variaciones de intensidad magnética, medidas en la superficie terrestre, resultan de cambios litológicos o topográficos asociados con rocas ígneas o con rocas del basamento ígneo-metamórfico.

Además, el método magnético (ASTIER, 1981) se puede emplear en la búsqueda de agua subterránea, localizar zonas de fallas, de cizallamiento y de fracturas, que pueden albergar una variedad grande de minerales y dirigir a una mineralización epigenética, relacionada con el desgaste de las rocas adyacentes.

En las exploraciones mineras se aplica el método magnético (PARASNIS, 1971) en la búsqueda directa de minerales magnéticos y en la búsqueda de minerales no magnéticos asociados con los minerales, que ejercen un efecto magnético mensurable en la superficie terrestre

El método magnético (PARASNIS, 1971) contribuye a la localización de la isoterma de Curie, que debajo de áreas con actividad termal está elevada en comparación a otras áreas.

Como las propiedades ferromagnéticas solo existen a temperaturas debajo de  $T_{\text{Curie}}$ , en consecuencia, los generadores de las anomalías magnéticas los podemos hallar hasta una profundidad máxima de 30 a 40 km.

Por otro lado, las anomalías magnéticas (ASTIER, 1981) del campo pueden representar el relieve de la superficie del basamento, aunque esto dependerá de los materiales suprayacentes y/o de la variación de la susceptibilidad magnética, como también de la imantación remanente de la roca.

Al comparar las aplicaciones del método magnético con el método gravimétrico (ASTIER, 1981), los dos combinan información con la sísmica para obtener informaciones acerca de la litología y la profundidad. Ambos métodos hacen uso de campos potenciales, detectan anomalías causadas por variaciones en las propiedades de las rocas que constituyen los primeros kilómetros de la superficie terrestre y tienen aplicaciones similares en la exploración petrolera.

A través de los datos gravimétricos se asignan densidades, a partir de los datos magnéticos se asignan susceptibilidades magnéticas ( $k$ ), y en lo que concierne al campo de interpretación, el método magnético es más complejo que el gravimétrico, debido a que la masa determinada por la gravedad, solo tiene magnitud y depende de la densidad, mientras que en el método magnético, la intensidad magnética tiene magnitud, dirección y sentido, depende de la susceptibilidad magnética y de la imantación remanente de la roca. La fuerza gravitatoria es siempre una fuerza de atracción, mientras que la fuerza magnética puede ser de atracción o repulsión.

### 3.5. Antecedentes.

Algunos de los estudios de susceptibilidad magnética de las rocas realizados en trabajos anteriores, pueden ser clasificados en dos campos: El primero es el campo de algunos antecedentes en el Exterior. El segundo es el campo de algunos antecedentes en Venezuela.

#### 3.5.1. Estudios realizados en el exterior.

En esta materia, MOONEY & BLEIFUSS (1952), en su trabajo titulado, “Magnetic Susceptibility Measurements in Minnesota”, realizan estudios de susceptibilidad magnética en 200 afloramientos de todas las más importantes formaciones del Pre-Cámbrico ubicadas en la región de Minesota, U.S.A., constituyendo una data de susceptibilidades magnéticas medidas en campo, a través de grandes equipos instrumentales de inducción, es contentiva de 11 tipos petrográficos, entre las cuales figuran en orden decreciente de susceptibilidad magnética ( $k \times 10^{-6}$ c.gs.): rocas ferruginosas, basaltos con y sin amygdalas, diabasas diferenciadas y sin diferenciarse, riolitas, gabros, granitos, ácidas intrusitas, esquistos y pizarras. Señalan que las susceptibilidades dentro de los afloramientos de gabro y de basalto llegan a ser de igual orden de variación.

También, pequeñas muestras de rocas fueron tomadas de todos y cada uno de los afloramientos y a través de instrumentos de menor dimensión, conformaron una data de susceptibilidades procesadas en laboratorio, mostrando que las mediciones de estas últimas presentan una mayor variación en sus intervalos que los mostrados por las mismas rocas en las mediciones de campo. Un total de 75 muestras de rocas para 7 diferentes litotipos fueron analizados por el método de separación magnética con análisis químico de hierro y titanio, para su contenido de magnetita, descartando la ocurrencia de hierro como ilmenita, hematina y silicatos.

Estos estudios determinan una clara dependencia del contenido de magnetita, pero según también mucha dispersión de su contenido, permite la confiable predicción de una a



partir de la otra. Para pequeños contenidos de magnetita en volumen porcentual, la susceptibilidad magnética es fuertemente ubicada en rangos muy cercanos a 3000 unidades c.g.s., la principal susceptibilidad aproximada de los basaltos y diabasas es de 2500 unidades, para riolitas y gabros estas se ubican en 1000 unidades, de intrusivas ácidas (incluidos granitos) se colocan en 400 unidades, de esquistos verdes en 100 unidades, y de pizarras en 50 unidades. Las magnitudes de susceptibilidad ( $k \times 10^{-6}$  c.gs.) exhibieron altas variaciones para las ácidas intrusivas, obteniéndose valores intermedios para basaltos, riolitas y esquistos verdes, y la más baja para diabasas, gabros y pizarras. Por último, en el ploteo cartesiano de la relación susceptibilidad ( $k$ ) vs. contenido de magnetita, se observa una alta dispersión de valores por litogrupos.

Por otra parte, CASTRO et al. (1997), publican el trabajo, “Geología y Magnetometría del Complejo Máfico-Ultramáfico Puerto Nuevo en el área de San Miguel, Península de Viscaíno, baja California Sur”, donde aprovecharon la alta susceptibilidad magnética que caracteriza al Complejo para realizar estudios geológicos y magnetométricos en el área de San Miguel y llegar a conocer la geometría de los miembros del complejo e interpretar el espesor y mecanismos de emplazamiento. Se observa que el valor promedio de susceptibilidad magnética ( $k$ ) para las rocas ultramáficas es de 54.64 ( $\times 10^{-6}$  c.gs.), valor que contrasta notablemente con las otras muestras analizadas. En esta línea, las rocas máficas, cuya alteración no produce minerales magnéticos secundarios, muestra valores relativamente bajos, con excepciones muy escasas señaladas por dos muestras máficas que presentan valores relativamente altos. Estas últimas son reconocidas como una norita clinopiroxénica y un gabro olivínico. En cada caso, la susceptibilidad magnética depende de la cantidad de minerales ferromagnéticos presentes en la roca, principalmente magnetita.

SANGER & GLEN (2003) reportan una compilación y análisis estadístico de 306 valores de densidad y 706 valores de susceptibilidad magnética medidos en el trabajo, “Density and Magnetic Susceptibility Values for Rocks in the Talkeetna Mountains and Adjacent Region, South-Central Alaska”. Estas rocas del sur central de Alaska, fueron recolectadas por el servicio geológico de los Estados Unidos (USGS), con la finalidad de

caracterizar las estructuras de subsuelo en esta región. Estas propiedades de las rocas son componentes esenciales del campo potencial modelado. Los valores de susceptibilidad magnética ( $k \times 10^{-3}$  c.g.s) fueron medidos en rocas de afloramientos y muestras de mano, revelando bajos valores de ( $k$ ), con promedios de 0.01 unidades c.g.s para rocas carbonáticas, 0.14 unidades para clásticas, 0.10 unidades para intrusivas félsicas y 0.58 para extrusivas félsicas; también se reportaron altos valores de ( $k$ ), con promedio de 0.96 unidades para máficas extrusivas y 1.01 unidades para máficas intrusivas. Concluyen que tanto los valores de densidad como de susceptibilidad ( $k$ ) para el área de estudio son generalmente consistentes con la tendencia esperada para algunos litotipos.

Por otro lado, JACQUES et al. (2003), en un trabajo titulado “Digital Integration of potential fields and geologic data sets for plate tectonic and basin dynamic modeling-The first step toward identifying new play concepts in the Gula of Mexico Basin”, realizan una integración digital de data magnética, gravimétrica, y geológica para el modelaje dinámico-tectónico en la cuenca del golfo de Mexico. Entre los resultados, partiendo del cálculo de ecuaciones por relación de Poisson, un mapa de susceptibilidades magnéticas sobre un mapa de densidades fue generado para la región del Golfo de México, el producto resultado fue la construcción de un mapa de pseudolitológicas ( $k/\rho$ ), independiente de la geometría ó profundidad de la fuente. Esto para contribuir a identificar y definir los límites oceánica/continental de la corteza, la configuración estructural de basamentos cristalinos, como también elementos tectónicos emparentados con ciclos de apertura oceánica.

### **3.5.2. Estudios realizados en Venezuela.**

ORIHUELA y URBANI (1993), desarrollan un trabajo titulado “Estudio Magnetométrico del Complejo de Apa, Guatopo, Estado Miranda”, donde la fuerte anomalía magnética propia del complejo de Apa, ubicado en la faja de Villa de Cura, destaca sobre los mapas aeromagnéticos al estar constituida por rocas ígneas de origen

plutónico de composición máfica a ultramáfica, constituida por Dunitas, Wherlita, Clinopiroxenita, Gabro, todas rodeadas por Metavolcánicas de Villa de Cura.

ORIHUELA et al. (1995) estudian las relaciones estadísticas entre composición mineralógica y susceptibilidad magnética ( $k$ ) para un número de muestras de rocas dentro del complejo. La susceptibilidad ( $k$ ) fue medida en 59 muestras que abarcaron los 5 tipos de rocas presentes, previamente caracterizadas desde el punto de vista mineralógico. Las muestras de Metavolcánicas con un valor promedio de 25 unidades ( $k \times 10^{-6}$  c.g.s), las Wherlitas y las Dunitas con promedio de 266 y 330 unidades, respectivamente, y los Gabros y Clinopiroxenitas, con 414 y 985 unidades respectivamente. Del total de muestras, fueron seleccionadas una de cada tipo petrográfico para realizarles un análisis más detallado de sus propiedades magnéticas. Se encontró una significativa relación entre la composición mineralógica y la susceptibilidad ( $k$ ), presentándose específicas relaciones estadísticas multivariantes entre estas variables en cada tipo de rocas. Los resultados demuestran el dominio del contenido de minerales opacos, principalmente magnetita, en la respuesta magnética de las muestras estudiadas.

HERMOSO (2004), a partir del uso de herramientas geofísicas, algunas de estas en registros de pozos realiza el trabajo titulado “Caracterización de Rocas de las Zonas de Oriente y Occidente de Venezuela”, mediante el estudio de sus propiedades físicas”, donde aborda el problema de estimar litologías partiendo de diversas propiedades físicas de las rocas procesadas y medidas en condiciones de laboratorio, específicamente: densidad de masa, susceptibilidad magnética ( $k$ ), velocidad compresional, velocidad transversal y conductividad ó resistividad eléctrica.

Los resultados ubican los valores de susceptibilidad ( $k \times 10^{-5}$  S.I) en un promedio de: 3811.0 unidades para Ultramáficas, 1619.8 unidades para Gneises, 1616.8 unidades para Granitos, 915.8 unidades para Volcánicas. Este autor desarrolla métodos de clasificación y discriminación litológica aplicando estadística multivariable a varios registros de pozos y muestras de superficie, logrando una exitosa discriminación litológica de varios tipos

comunes de rocas, utilizando las propiedades físicas en la predicción litológica. Sus resultados arrojan un altísimo porcentaje de efectividad para la discriminación entre rocas sedimentarias e igneo-metamórficas, donde la susceptibilidad ( $k$ ) no presentó correlación alguna con la densidad, la velocidad de ondas, porosidad y permeabilidad. Por último, se señala que la clasificación estadística pudo realizarse de una manera más efectiva al seleccionar una conveniente combinación de algunas propiedades, ya que del conjunto de todas las propiedades físicas que mejor discriminaron los dos grupos fueron la susceptibilidad magnética, la velocidad transversal de onda y la resistividad.

RODRIGUEZ et al. (2006) en el trabajo titulado “Modelaje Cortical del Escudo de Guyana, Venezuela, con base en datos Gravimétricos y Magnéticos”, donde se presenta los resultados del estudio gravimétrico-magnético integrado de un sector del Escudo de Guayana, Venezuela, comprendido entre 6° N y 8° N de latitud y 61° W y 63,2° W de longitud, como parte de un proyecto de recuperación y actualización de información geofísica adquirida entre los años 1959 y 1961 por el Ministerio de Energía y Minas en su campaña exploratoria del potencial minero en el sur de Venezuela. En este trabajo se evidencia el cambio de las propiedades magnéticas de las rocas que distinguen a las provincias de Pastora e Imataca. También se presentan características y propiedades de las muestras adquiridas durante el reconocimiento geológico, donde se tienen valores de susceptibilidad magnética ( $k \times 10^{-5}$  c.g.s) en la Provincia de Imataca: para Cuarcita magnetítica con 250.56 unidades, y Charnockita félsica con 40.86 unidades. Para la Provincia de Pastora: Metatrandjhemitas con variaciones de 103.29 y 10.69, Anfibolitas con variaciones de 23.10 y 3.10 unidades, y Metavolcánicas con 4.48 unidades.

## CAPITULO IV:

### RESULTADOS.

#### 4.1. Introducción.

En este capítulo se presentan los resultados de la información concerniente a las siguientes dos (2) secciones: La primera sección consistió en la evaluación por análisis de susceptibilidad magnética en las muestras de rocas de la isla Gran Roque y del Escudo de Guayana. La segunda sección contiene los resultados de la descripción y caracterización mineralógica por análisis petrográfico en las muestras de rocas de la isla Gran Roque y del Escudo de Guayana.

#### 4.2. Susceptibilidad Magnética ( $k$ ).

Se analizaron un total de ochenta y dos (82) muestras a partir de treinta y cinco (37) muestras estudiadas para las rocas de la isla Gran Roque y de cuarenta y cinco (45) muestras estudiadas en rocas del Escudo de Guayana. Este análisis permitió conocer los valores de susceptibilidad magnética y establecer determinados rangos de clasificación para las rocas de cada zona de estudio.

##### 4.2.1. Muestras del Gran Roque.

En la Tabla 14 se presentan los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) arrojados por el ensayo en laboratorio de treinta y siete (37) muestras de rocas pertenecientes a esta primera zona de estudio.

Muestra	Susceptibilidad	Muestra	Susceptibilidad
	$k \times 10^{-6}$ (C.G.S) $\pm 1\%$		$k \times 10^{-6}$ (C.G.S) $\pm 1\%$
GRO5-01	110.5	GRO5-20	62.6
GRO5-02	139.3	GRO5-21	70.6
GRO5-03	65.3	GRO5-22	76.4
GRO5-04	72	GRO5-23	83.7
GRO5-05	72.7	GRO5-24	70.3
GRO5-06	75.3	GRO5-25	43.7
GRO5-07	79	GRO5-26	67.8
GRO5-08	102.9	GRO5-27	45.7
GRO5-09	65	GRO5-28	33.7
GRO5-10	105.3	GRO5-29	177.3
GRO5-11	58	GRO5-30	43.7
GRO5-12	78	GRO5-31	13.7
GRO5-13	50	GRO5-32	53.6
GRO5-14	53	GRO5-33	10.45
GRO5-15	60.5	GRO5-34	68.4
GRO5-16	44.3	GRO5-35	42.5
GRO5-17	82.3	GRO5-36	75.4
GRO5-18	89.3	GRO5-37	89.5
GRO5-19	67.3		

*Tabla 14. Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en muestras de Gran Roque.*

#### 4.2.2. Muestras de Guayana.

En la Tabla 15 se presentan los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) arrojados por el ensayo en laboratorio de cuarenta y cinco (45) muestras de rocas pertenecientes a esta primera zona de estudio.

Muestra	Susceptibilidad	Muestra	Susceptibilidad
	$k \times 10^{-6}$ (C.G.S) $\pm 1\%$		$k \times 10^{-6}$ (C.G.S) $\pm 1\%$
G04-01	92.18	G04-24	0.12
G04-02	14.51	G04-25	3.23
G04-03	8.67	G04-26	19.42
G04-04	81.28	G04-27	5.77
G04-05	1.16	G04-28	5.90
G04-06	12.27	G04-53	5.92
G04-07	12.78	G04-54	3.01
G04-08	15.51	G04-55	2.45
G04-09	1.95	G04-56	3.30
G04-10	0.82	G04-57	12.54
G04-11	4.28	G04-58	75.77
G04-12	5.92	G04-59	2.74
G04-13	0.11	G04-60	6.10
G04-14	2.45	G04-61	3.44
G04-15	3.30	G04-62	14.70
G04-16	12.54	G04-63	12.57
G04-17	1.42	G04-64	6.49
G04-18	0.71	G04-65	5.85
G04-19	19.78	G04-66	5.77
G04-20	89.55	G04-67	9.07
G04-21	15.82	G04-68	5.77
G04-22	1.82	G04-69	25.21
G04-23	18.08		

**Tabla 15.** Valores de susceptibilidad magnetica ( $k$ ) en muestras de Guayana.

La Figura 59 presenta los resultados contenidos en las Tablas 14 y 15, según un diagrama de curva para los valores de susceptibilidad ( $k$ ). Se puede apreciar un buen contraste apreciado por la diferencia de rangos exhibidos entre los valores ascendentes de susceptibilidad ( $k$ ) entre las muestras de ambas series, donde, en orden ascendente, se tiene que las muestras de Guayana colocan el 89% de sus valores  $k$  en un rango definido entre 0 y 20 unidades, que las muestras de Gran Roque, se colocan en un 85% de sus valores entre 40

y 90 unidades de ( $k$ ), mostrando muy pocos saltos de ( $k$ ) que entran en el rango definido para Guayana.

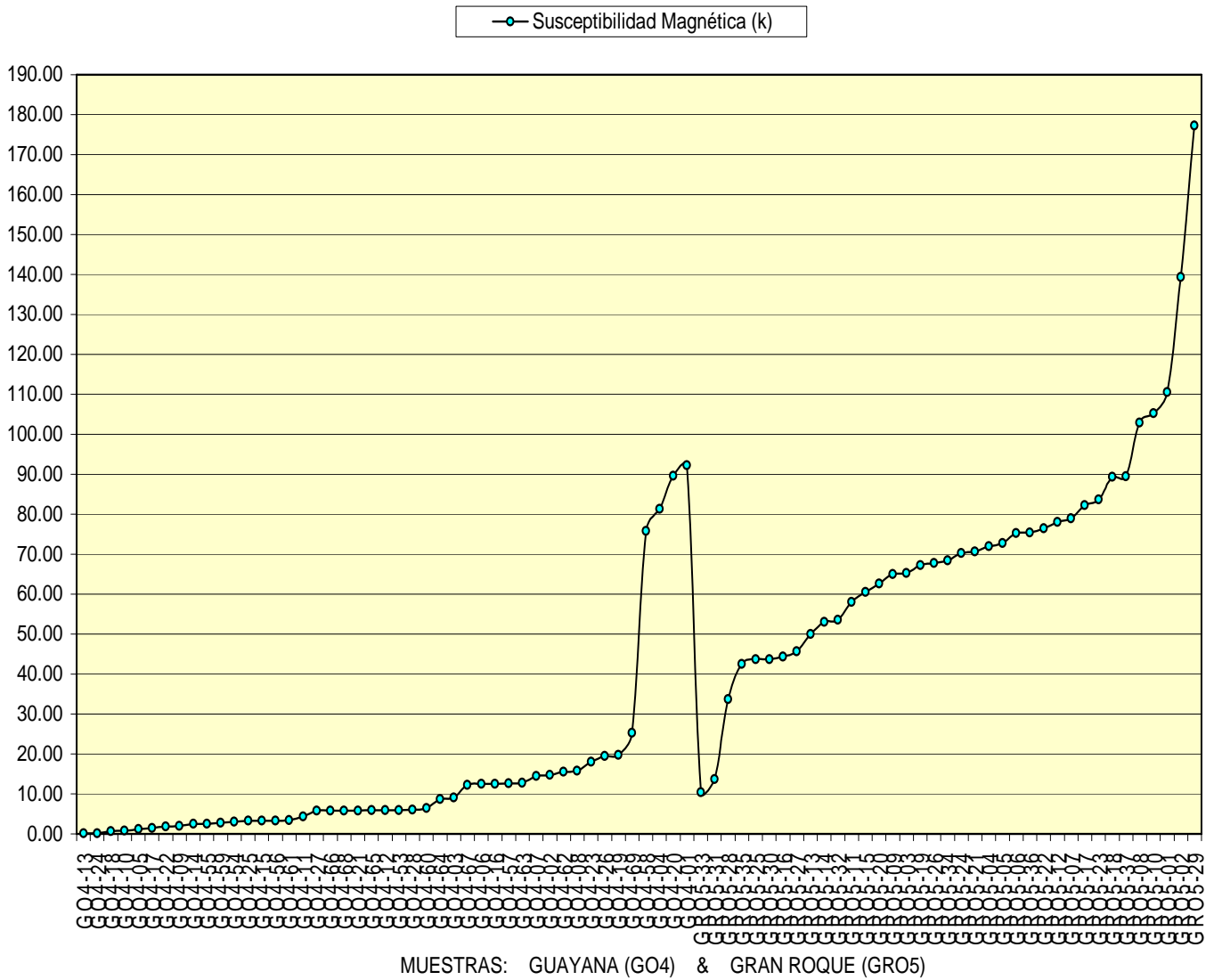


Figura 59. Curva de susceptibilidad magnetica ( $k$ ) en orden creciente para muestras de Guayana y Gran Roque, respectivamente



### **4.3. Petrografía.**

El análisis petrográfico de ochenta y dos (82) muestras de rocas estudiadas se realizó en dos partes. La primera parte consistió en la descripción macroscópica de muestra de mano con lupa binocular para un primer reconocimiento del contenido textural mineralógico de todas las muestras de rocas. La segunda parte consistió en rectificar, restablecer y detallar las características petrográficas más importantes exhibidas por todas estas bajo el análisis microscópico de secciones finas.

#### **4.3.1. Clasificación de Litogrupos.**

Todas y cada una de las muestras de rocas estudiadas para ambas zonas de estudio, a partir de su clasificación petrográfica, fueron emparentadas por las similitudes composicionales de sus contenidos mineralógicos y texturales para llegar a conformar un conjunto de grupos de litotipos llamados litogrupos. De acuerdo al análisis petrográfico de muestras por sección fina, así como también el análisis de muestras de mano, se definió un total de seis (6) litogrupos a partir de ochenta y dos (82) muestras del conjunto de ambas zonas de estudio.

##### **4.3.1.1. Muestras del Gran Roque.**

Para esta primera zona de estudio se definieron cuatro (4) litogrupos a partir un total de treinta y siete (37) muestras. A continuación se presenta el reporte petrográfico por litogrupo (ver Tablas 16 a 19).

### **Litogrupo MV:** *Meta-Volcánica s* (ver Figuras: 60 y 61)

Se encuentra conformado por diez (10) litotipos *Meta-Volcánicos* de composición máfica ubicados geográficamente en los afloramientos de los bloques oriental y central de la isla (ver Anexo 1) y representados por las secciones finas: GR05-01, GR05-03, GR05-05, GR05-08, GR05-10, GR05-18, GR05-23, GR05-26, GR05-27, y GR05-29 (ver Tabla 16).

El litogrupo MV se presenta con muestras homogéneas, poco masivas, con color fresco gris oscuro a tonalidades más claras cuanto mayor es la meteorización. Se observa foliación muy incipiente. Están caracterizadas por Basaltos y Microdiabasas según STRECKEISEN (1973) y GRANDE (2003), ambos texturalmente afaníticos, muy escasamente microporfíricos, de composición hornbléndica, con apreciables indicios de metamorfismo y efectos de alteración hidrotermal, constituida por cristales de plagioclasas cálcicas y anfíboles principalmente actinolíticos.

El contenido textural es muy poco heterogranular, desde equigranular afanítico a inequigranular fanerítico de grano muy fino, ocasionalmente microporfídica con pórfidos afaníticos, con escasos microlitos feldespáticos y anfibólicos con tamaño promedio menores a 2 mm. El tamaño de grano promedio es menor a 0,5 mm y el máximo igual a 2 mm. Se observa matriz microcristalina de grano muy fino a fino con zonas de aglutinamientos, donde se tienen escasos campos blastomicroporfíricos de dominio actinolítico, a veces con núcleos clinopiroxénicos.

Generalmente las rocas muestran eventualmente una débil orientación preferencial de los granos, los cuales son xenomorfos en su mayoría y muy raras veces hipidiomorficos, con textura microcristalina de grano muy fino a fino con cristales de anfíboles xenomórfos a hipidiomorfos con tamaño de grano de hasta 0,5 mm, se aprecian algunos pocos

remanentes de pórfidos de piroxénicos, difícilmente reconocibles por los avanzados efectos del reemplazamiento.

Granos de magnetita se encuentran asociados a la horblenda, encontrándose frecuentemente diseminadas en todas las secciones, se observa que granos de este mineral ocurren con frecuencia en agrupaciones de granos pseudomorfos de magnetita que conservan el hábito acicular de un anfíbol. Debido a su asociación con leucoxeno algunos granos identificados como magnetita, pudieran tratarse de ilmenita.

También se presentan, muy escasamente, vetitas de escasos contactos de cuarzos anhedrales tamaño fino y sectores con ligera orientación de granos xenomórficos de plagioclasa. Son frecuentes las secciones basales con hábito prismático corto. La roca se encuentre en vías de anfíbolitización, aunque solo se observan incipientes alineaciones granoblásticas.

A pesar de que todas las muestras exhiben fabricas muy poco orientadas, estas definen incipientes arreglos con texturas de flujos, y ocasional bandeamiento de agregados plagioclásicos que alternan con escasos desarrollos nematoblásticos horblendíticos actinolíticos.



**Figura 60.** Fotografía de GR05-27. Meta-volcánica de composición diabásica con textura porfídica.

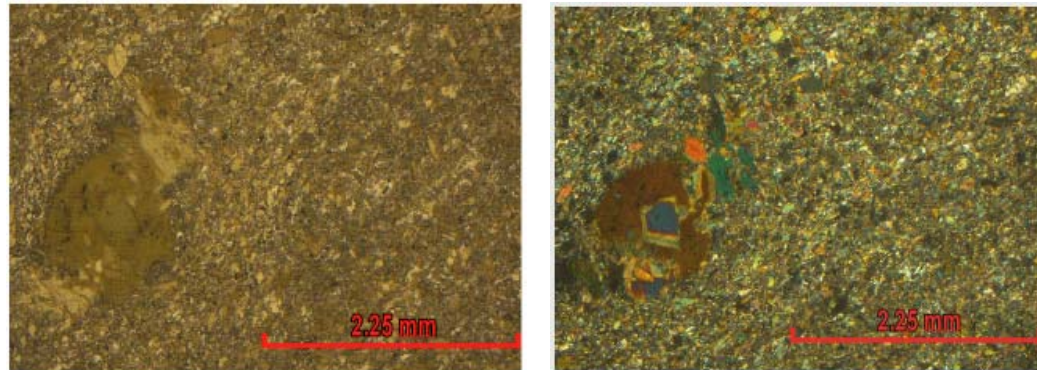


Figura 61. Fotomicrografía de GR05-18 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura de un pórfido de anfíbol con núcleo clinopiroxénico y matriz microdiabásica.

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos															
		Cuarzo	Feldespato K	Plagioclasa	Biotita	Anfíbol	Piroxeno	Esfena	Apatito	Epidoto	Calcita	Clorita	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
GRO5-01	Meta-Volcánica	x	x	45.5	x	52.3	0.3	x	x	0.2	x	0.2	x	1.5	x	x	x
GRO5-05	Meta-Volcánica	x	x	31.5	x	56.6	10.9	0.1	x	0.2	x	x	x	0.5	x	0.1	0.1
GRO5-08	Meta-Volcánica	0.3	x	31.3	x	67.7	x	x	x	x	x	x	x	0.6	0.1	x	x
GRO5-10	Meta-Volcánica	x	x	38.7	x	48.8	10.8	x	x	x	x	0.1	x	1.6	x	x	x
GRO5-18	Meta-Volcánica	x	x	41.7	x	55.9	0.6	x	x	x	x	0.3	x	1	0.4	0.1	x
GRO5-23	Meta-Volcánica	0.4	x	34.4	x	60.7	2.1	x	x	x	x	x	x	2.4	x	x	x
GRO5-26	Meta-Volcánica	x	x	41.5	x	51.2	3.6	x	x	x	x	0.3	x	2.8	0.2	0.4	x
GRO5-27	Meta-Volcánica	x	x	40.7	x	56.9	0.3	x	x	x	x	0.2	x	1.2	0.5	0.2	x
GRO5-29	Meta-Volcánica	0.5	x	38.4	x	57.8	0.4	x	x	x	x	0.2	0.1	1.9	0.4	0.3	x

Tabla 16. Matriz Mineralógica del Litogrupo MV para muestras del Gran Roque.

**Litogrupo MD:** *Meta-Diabasas* (ver Figuras: 62 y 63).

Se encuentra conformado por diecinueve (19) litotipos *Meta-Diabásicas*, según MACKENZIE (1984) y GRANDE (2003). Se ubican geográficamente en los afloramientos de los bloques oriental y central de la isla (ver Anexo 1) y representados por las secciones finas: GR05-02, GR05-04, GR05-06, GR05-07, GR05-09, GR05-11, GR05-12, GR05-13, GR05-14, GR05-15, GR05-16, GR05-17, GR05-19, GR05-20, GR05-21, GR05-22, GR05-24, GR05-25, y GR05-37 (ver Tabla 17).

En el litogrupo MD se tienen muestras faneríticas, de grano muy fino, equigranular, masivas y densas. El color varía de gris oscuro; la roca meteorizada muestra colores más claros. En los afloramientos. En algunos casos se aprecia una foliación incipiente, aunque esta puede ser producto de efectos de diaclasa ó fracturas. El litogrupo MD esta caracterizado por Diabasas con Metamorfismo apreciable por los contenidos actinolíticos.

Al igual que en el litogrupo MV. Donde se reconoce una textura con tamaño de grano más grueso que las muestras anteriores, con iguales ó muy parecidos contenidos mineralógicos, donde se reconoce la composición típicamente diabásica o de textura dolerítica intergranular, morfológicamente igual que la textura ofítica, sólo que por efectos metamórficos, los espacios intergranulares entre las plagioclasas son ocupados y llenados por la hornblenda actinolítica, la cual proviene de los efectos metamórficos que han actuado sobre los clinopiroxenos originales, posiblemente diópsido, de la composición inicial de estas rocas.

La hornblenda actinolítica, posiblemente rica en calcio por su asociación con el piroxeno, es de color verde, algo pleocroica; es alotriomorfa: hipidiomorfa, tiene forma prismática y su tamaño está usualmente, en promedio, por debajo de 1 mm. se pueden apreciar algunos núcleos clinopiroxénicos, con su extinción oblicua.

La plagioclasa se encuentra muy saussuritizada, con niveles intensos para algunos granos tamaño medio. Los arreglos plagioclásicos, típicamente intersertales, Esta plagioclasa se determinó, por sus propiedades ópticas, como de composición labradorita-bytownita, con zonación normal, núcleo de bytownita y borde de andesina. El maclado más común es el del tipo Albita. Los cristales tienen forma prismática alargada y tamaño promedio menor a 0,5 mm ó menor a 1 mm

Ocasionalmente se nota una ligera orientación preferencial de los granos plagioclásicos y hornbléndicos actinolíticos, los cuales son xenomórficos y raras veces hipidiomorfos. Los minerales máficos exceden en cantidad a los minerales leucocráticos. Se aprecian débiles efectos de cataclasis general, por finas y, a veces largas fracturas rellenas con agregados blastoglomeroporfídicos.

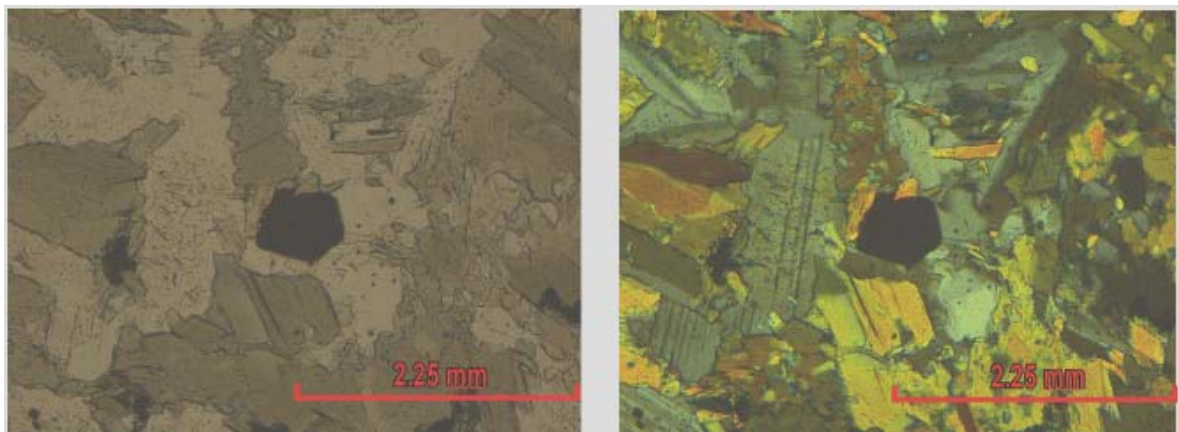
Muy escasos contenidos de cuarzo como mineral no esencial, se observan esporádicamente en finas vetitas. Se tiene magnetita, principalmente asociada a la hornblenda, se encuentran con frecuencia diseminados en las secciones. Es menos frecuente la ocurrencia de magnetita como pseudomorfos de anfíbol.

Debido a la presencia de leucoxeno, posiblemente esta puede llegar a tener variedad titanífera. También hematita asociada a los máficos y a está última. Minerales como epidoto se encuentran ocasionalmente, como accesorio para la mayoría de las muestras, junto con la esfena y la clorita, pero otras, se asocia a la plagioclasa con mayor contenido. Se observa leucoxeno, limonita y clorita como minerales de alteración que resultan de la descomposición de minerales ferromagnesianos.

La composición mineralógica en las muestras de grano fino, así como en las de grano mediano, es la misma, lo que parece indicar que las fases de grano fino representan zonas de enfriamiento más rápido, que posiblemente constituyen los bordes de la intrusión que las generó.



**Figura 62.** Fotografía de GR05-06. Meta-diabasa hornbléndica con textura fanerítica equigranular y tamaño de grano medio a fino.



**Figura 63.** Fotomicrografía de GR05-37 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura meta-diabásica del tipo intersecional producto del metamorfismo del clinopiroxeno en anfíbol y plagioclasa saussuritizada. Obsérvese el hábito pseudorómbico de un posible cristal de magnetita

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos															
		Cuarzo	Feldespato K	Plagioclasa	Biotita	Anfibol	Piroxeno	Esfena	Apatito	Epidoto	Calcita	Clorita	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
GRO5-02	Meta-Diabasa	x	x	40.8	x	56.9	0.5	x	x	x	x	0.4	x	1	0.2	0.2	x
GRO5-03	Meta-Diabasa	x	x	43.1	x	50.6	4.3	x	x	x	x	x	x	x	0.6	1.4	x
GRO5-04	Meta-Diabasa	0.2	x	43.1		49.1	5.5	x	0.1	0.3	x	x	x	x	1.2	0.5	x
GRO5-06	Meta-Diabasa	x	x	41.6	x	50.9	x	x	x	5.1	x	x	x	2.1	x	0.3	x
GRO5-07	Meta-Diabasa	x	x	44.1	x	53.2	x	x	0.1	x	0.1	0.1	0.1	1.9	x	0.4	x
GRO5-09	Meta-Diabasa	0.2	x	39.9	x	50.5	6.1	0.1	x	x	0.1	0.2	x	0.4	2.1	0.4	x
GRO5-11	Meta-Diabasa	x	x	33.8	x	59.1	6.4	0.1	x	x	x	0.2	x	x	0.2	0.2	x
GRO5-12	Meta-Diabasa	0.5	x	29.6	x	64.6	2.5	x	x	x	x	x	x	0.8	1.1	0.9	x
GRO5-13	Meta-Diabasa	x	x	40.4	x	56.7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	2.9	x
GRO5-14	Meta-Diabasa	0.3	x	32.6	x	64.2	x	x	x	x	x	1.1	x	0.4	0.2	1.2	x
GRO5-15	Meta-Diabasa	x	x	44.8	x	40.2	10.1	x	x	x	x	x	x	1.4	2.8	0.7	x
GRO5-16	Meta-Diabasa	x	x	46.7	x	48.8	2.4	x	x	x	x	x	x	1.7	0.2	0.2	x
GRO5-17	Meta-Diabasa	x	x	44.9	x	52.4	0.2	x	x	x	x	x	x	1.5	0.5	0.5	x
GRO5-19	Meta-Diabasa	0.3	x	35.6	x	59.7	x	x	x	x	x	0.6	x	2.5	x	1.3	x
GRO5-20	Meta-Diabasa	x	x	21.6	x	60.1	x	x	x	13.1	x	0.3	x	1.8	0.5	2.6	x
GRO5-21	Meta-Diabasa	0.4	x	31.3	x	64.2	0.5	x	x	x	x	0.3	x	1.9	x	1.1	0.3
GRO5-22	Meta-Diabasa	x	x	28.9	x	54.1	9.5	x	x	4.8	x	0.2	x	1.4	0.4	0.5	0.2
GRO5-24	Meta-Diabasa	0.7	x	35.3	x	57.1	x	x	x	x	x	0.5	x	0.9	2.4	3.1	x
GRO5-25	Meta-Diabasa	x	x	40.4	x	54.8	0.5	x	x	x	x	0.3	x	0.5	2.6	0.9	x
GRO5-37	Meta-Diabasa	x	x	33.3	x	61.7	1.6	x	x	1	x	0.2	x	1.9	x	0.2	0.1

Tabla 17. Matriz Mineralógica del Litogrupo MD para muestras del Gran Roque.

**Litogrupo MG:** *Meta-Gabros* (ver Figuras: 64 y 65).

Se encuentra conformado por seis (6) litotipos *Meta-Gabroicos*, según MACKENZIE (1984) y GRANDE (2003). Se ubican geográficamente en los afloramientos del bloque occidental de la isla (ver Anexo 1) y representados por las secciones finas: GR05-28, GR05-30, GR05-32, GR05-34, GR05-35, y GR05-36 (ver Tabla 18).



En el litogrupo MD se tienen muestras faneríticas, de grano muy fino, equigranular, masivas y densas. Se tiene una textura hipidiomórfica con una estructura granular mucho más acentuada que las del litogrupo MD.

La mineralogía para el litogrupo MG es muy similar a MD, con cristales gruesos irregulares de hornblenda actinolítica que alcanzan un tamaño hasta de 4 mm, con escasos cristales de piroxenos con extinción oblicua (clinopiroxenos) que se han sustituido ó reemplazados por anfíboles de actinolita, hasta del tipo ferruginosa. Los cristales de labradorita-bytownita alcanzan tamaños mucho más gruesos y cortos.

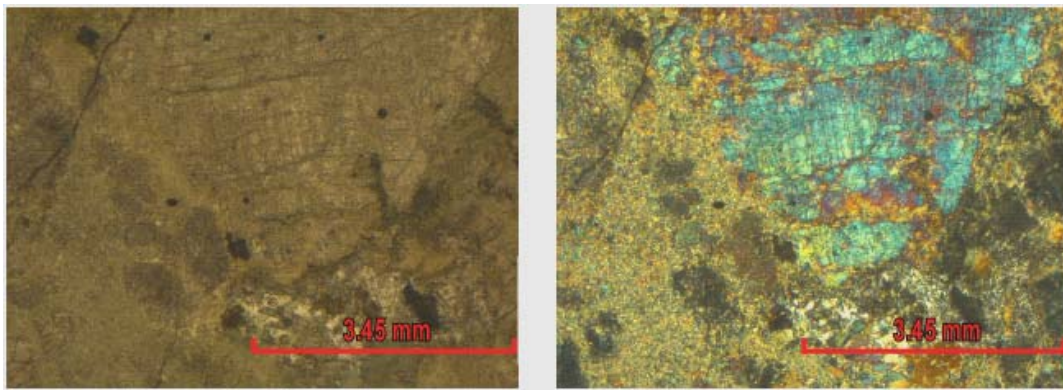
El hábito de estos minerales, en el gabro, es un poco diferente del que tienen en la diabasa: el feldespato ocurre en cristales mucho más gruesos y más cortos, y el anfíbol se presenta en granos gruesos irregulares y la textura granular es mucho más acentuada. En ciertas secciones el piroxeno es augita, y el feldespato es de labradorita-bytownita. En otras secciones hay un cambio paulatino de la augita a la hornblenda. Esta transición de la augita se puede observar en los bordes de este mineral.

En un caso especial se observó que aunque la hornblenda formaba un verdadero pseudoformo de augita. Se observaron los siguientes minerales accesorios: magnetita, pirita, apatito, con la misma asociación con respecto a los minerales esenciales que se describieron en el caso del litogrupo MD. Se observó magnetita en distribución más heterogénea, también ilmenita, leucoxeno, clorita y hematita. Cuarzo introducido en forma de vetitas se encuentra con frecuencia.

También se observó frecuentemente la ocurrencia de pequeños cristales de la hornblenda en el feldespato. Los cristales mayores de hornblenda frecuentemente tienen contornos irregulares. Los cristales pequeños de hornblenda no están colocados al azar sin orientación alguna.



**Figura 64.** Fotografía de GR05-32. Meta-gabro horbléndico con textura fanerítica equigranular con tamaño de grano grueso.



**Figura 65.** Fotomicrografía de GR05-36 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura Meta-gabroica de cristales gruesos de clinopiroxeno alterados por anfíbolización.

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos															
		Cuarzo	Feldspato K	Plagioclasa	Biotita	Anfíbol	Piroxeno	Esfena	Apatito	Epidoto	Calcita	Clorita	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
GRO5-28	Meta-Gabro	x	x	41.1	x	46.4	4.6	0.1	0.3	x	x	x	0.3	3.1	1.8	1.5	0.8
GRO5-30	Meta-Gabro	x	x	30.1	x	42.8	25.9	0.1	0.3	x	x	x	0.1	0.4	x	0.1	0.2
GRO5-32	Meta-Gabro	x	x	20.1	x	52.4	26.6	0.1	0.2	x	x	x	0.1	x	x	0.3	0.2
GRO5-34	Meta-Gabro	x	x	22.4	x	44.2	28.8	0.2	0.1	1.3	x	1.9	x	1.1	x	x	x
GRO5-35	Meta-Gabro	x	x	30.2	x	39.8	24.5	x	0	0.5	0	3.4	0.2	1.4	x	x	x
GRO5-36	Meta-Gabro	x	x	24.4	x	60.5	11.3	1.2	x	2.2	x	x	0.1	0.3	x	x	x

**Tabla 18.** Matriz Mineralógica del Litogrupo MG para muestras del Gran Roque.

**Litogrupo G:** *Graníticos* (ver Figuras: 66, 67 y 68).

Se encuentra conformado por dos (2) litotipos *Graníticos* ubicados geográficamente en los afloramientos del bloque occidental de la isla (ver Anexo 1) y representados por las secciones finas: GR05-31 y GR05-33 (ver Tabla 19).

El litogrupo G esta caracterizado por los litotipos: *Granito aplítico* (ver Figura 64) y *Pegmatita gráfica* (ver Figura 65), según MACKENZIE (1984) y GRANDE (2003).

El Granito alcalino se muestra fanerítico alotriomorfo de grano fino a medio, equigranular y masiva. Su color varía del blanco al pardo claro, según el estado de alteración de la roca. El feldespato potásico es generalmente micropertítico y el tamaño de los granos varía entre 0,5 y 4 mm. En las aplitas graníticas la pertita puede tener bordes mirmequíticos. El cuarzo tiene un tamaño promedio de 0,5 mm y siempre presenta extinción ondulatoria. La plagioclasa está generalmente alterada, turbia y muestra zonado normal; los gabros alcanzan hasta 4 mm de longitud. La biotita es de color verde oscuro a oliva y muy pleocroica. Los accesorios secundarios son: clorita, titanita y minerales opacos.



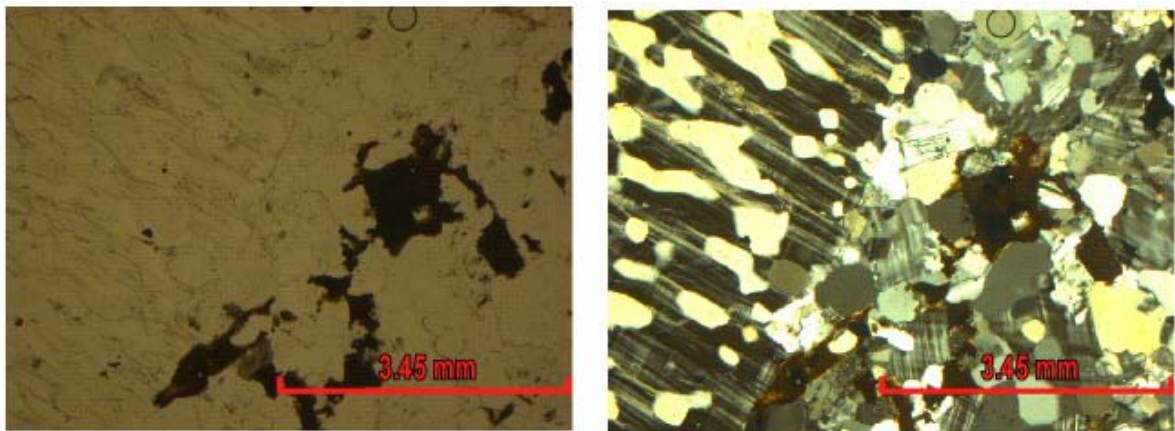
**Figura 66.** Fotografía de GR05-31. Granito con textura del tipo aplítica.

La Pegmatita se muestra fanerítica de grano grueso, masiva y ligeramente alterada. La textura es pegmatítica con intercrecimiento gráfico entre la pertita y el cuarzo; y es

frecuente el intercrecimiento mirmequítico. El feldespato potásico es en parte perítico y generalmente muestra intercrecimiento gráfico con cuarzo. Los granos pueden alcanzar una longitud de varios centímetros y están usualmente alterados. La plagioclasa, generalmente alterada, presenta abundantes intercrecimientos con cuarzo; la mirmequita es más bien rara. El cuarzo se presenta en dos formas; como vetas y como intercrecimiento gráfico; en ambos casos la extinción es ondulada. Como accesorios se tiene biotita, pleocroica, y hematita asociada.



**Figura 67.** Fotografía de GR05-33. Roca con textura pegmatítica.



**Figura 68.** Fotomicrografía de G05-33 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Textura pegmatítica con intercrecimientos gráficos entre el cuarzo y el microclino.

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos															
		Cuarzo	Feldespato K	Plagioclasa	Biotita	Anfibol	Piroxeno	Esfena	Apatito	Epidoto	Calcita	Clorita	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
GRO5-31	Granito	40.2	35.2	22.4	1.2	x	x	x	x	x	x	0.4	x	x	0.2	0.3	0.1
GRO5-33	Pegmatita	36.5	43.5	18.2	0.9	x	x	x	x	x	x	0.2	x	x	0.2	0.5	x

Tabla 19. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras del Gran Roque.

#### 4.3.1.2. Muestras de Guayana.

Para esta segunda zona de estudio se definieron cuatro (4) litogrupos a partir de un total de cuarenta y cuatro (45) muestras. A continuación se presenta el reporte petrográfico por litogrupo:

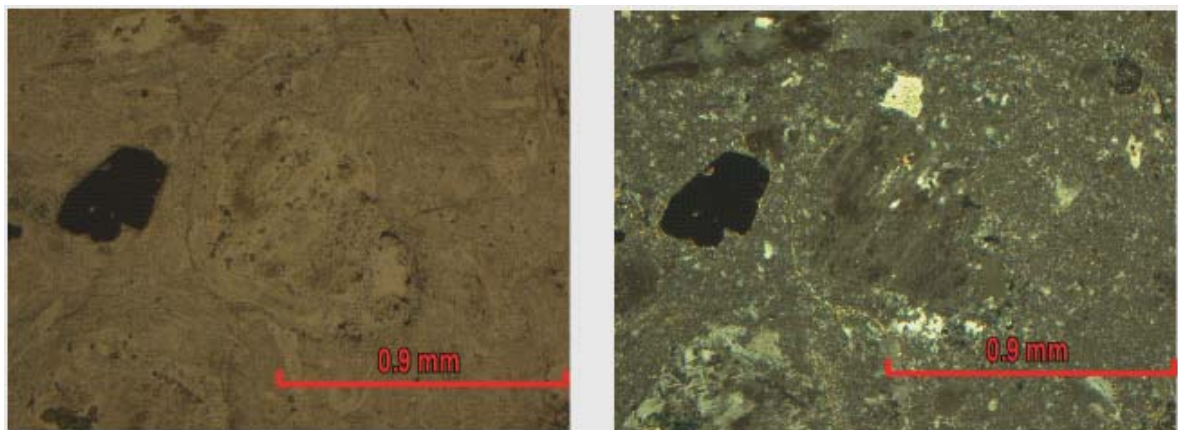
Como primer punto, es importante destacar que se reconoció sólo un (1) Litotipo *Volcánico* de composición félsica ubicada geográficamente en afloramientos de la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2) y representado por la sección fina G04-27 (ver Tabla 20). Se presenta el reporte petrográfico del Litotipo V:

G04-27. *Pórfido volcánico a sub-volcánico* (ver Figuras: 69 y 70). En muestra de mano se observa una roca medianamente homogénea, compacta y masiva, hipocristalina fanerítica inequigranular con tendencia irregularmente porfirítico, color oscuro con tonalidades claras con matriz máfica a intermedia. Al microscopio se observa una roca muy fuertemente porfidítica con pórfidos faneríticos en mucha mayor proporción que los afaníticos englobados en matriz cuarzo feldespática de grano muy fino. Abundante matriz de composición cuarzo-feldespático algo heterogénea con agregados granulares microcristalinos con tendencia criptocristalina, muy densamente espolvoreada por sericita

pulverulenta, en la cual se hallan embebidos abundantes fenocristales de microclino y cuarzo con tamaño de grano medio a grueso, de hasta 5 mm, La pertita se presenta a veces con núcleo albítico, trenes de cuarzo, también hay zonas de matriz en vías de recristalización, sin apreciable metamorfismo. Se observa muy escasa biotita alterada con cristales y microcristales muy hidrolizados. Minerales accesorios como los opacos se encuentran como diseminados de granos finos con variada tendencia a fenómenos de pseudomorfismo. Como minerales no esenciales se tienen: biotita, escasos pórfidos microclínicos, magnetita, circón y apatito.



**Figura 69.** Fotografía de G04-27. Pórfido sub-volcánico a hipoabisal de composición félsica.



**Figura 70.** Fotomicrografía de G04-27 (Objetivo de 10x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Pórfido feldespático embebido en matriz cuarzo feldespática. Obsérvese un posible cristal de magnetita con hábito subhedral del tipo pseudomórfico.



**Litogrupo MV:** *Meta-Volcánicas* (ver Figuras: 71,72 y 73)

Se encuentra conformado por dos (2) litotipos *Meta-volcánicas* de composición félsica ubicados geográficamente en afloramientos de la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2) y representados por las secciones finas: M-G04-18 y M-G04-61 (ver Tabla 20). A continuación se presenta el reporte petrográfico algunas muestras de Litogrupo MV, como sigue a continuación:

G04-18. *Meta-dacita hornbléndica actinolítica*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca muy homogénea y compacta, holocristalina afanítica equigranular hipidiomórfica con orientación microcristalina, color verde oscuro a verde claro con tonos grises. Bajo microscopio se tiene granulometría muy fina, con muy débil e irregular distribución microporfídica con algunos pocos microfenocristales y microcristales de piroxenos xenomórfos muy alterados acompañados también de microcristales de plagioclasa cálcica xenomórfica con un grado de alteración más avanzado. Plagioclasas tamaño fino a muy fino hipidiomórficas del tipo albíticas. Mica biotita alterando a clorita. Anfiboles del tipo actinolíticos se presentan como productos de alteración de la hornblenda. Epidotización en toda la sección. Por efecto metamórfico ó hidrotermal las reacciones entre las plagioclasas y los piroxenos se encuentran en vías de epidotización se encuentran anfibolitizadas. Como minerales no esenciales se tienen: biotita, clorita e ilmenita.



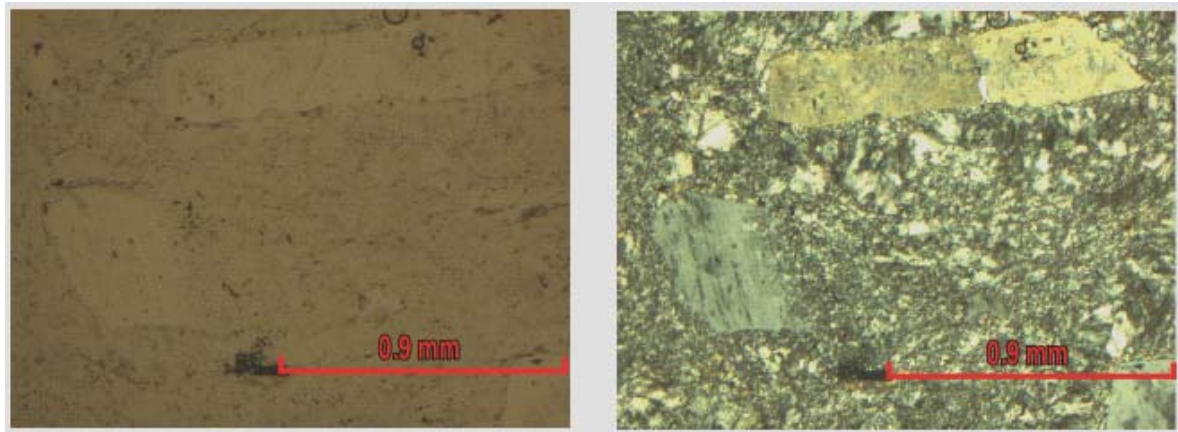
**Figura 71.** Fotografía de G04-18. *Meta-dacita hornbléndica actinolítica*.

G04-61. *Meta-dacita porfídica*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, moderadamente porfídica con matriz afanítica con color fresco gris verdozo con color de meteorización marrón rojizo a anaranjado. Se le observa vetas y fracturas. Al microscopio se observa una textura sub-volcánica de pórfidos faneríticos y eventualmente afaníticos, abundante matriz cuarzo-feldespático microgranuda a criptocristalina en la que se hallan embebidos frecuentes fenocristales de grano fino a medio de albita y pertita, a veces con núcleo albítico. La matriz posiblemente se encuentra formando calcedonia en hábitos plumosos y extinción abanicada, presenta además escasos efectos de sericitización, también se halla sembrada y espolvoreada con distribución regular de opacos como magnetita, ilmenita y leucoxeno, también como accesorios se detectó apatito. Se distinguen también matriz desvitrificada y recristalizada con inicial textura de crecimiento microgranudo a muy escasos agregados granulares. Como minerales no esenciales: ilmenita, magnetita, sericita, biotita, moscovita, hematita, apatito y leucoxeno.



**Figura 72.** Fotografía de G04-61. *Meta-dacita con textura inequigranular porfídica.*





**Figura 73.** Fotomicrografía de G04-61 (Objetivo de 10x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente).  
Textura de matriz cuarzo feldespática del tipo felsítica con pórfidos de albita y sanidina.

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos																							
		Cuarzo	Feldespatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
G04-27	Dacita	49.5	1.4	38.3	x	1.8	x	x	x	0.7	x	x	x	0.3	7.1	x	x	x	x	x	x	0.9	x	x	x
G04-18	Meta-dacita	4.2	x	10.9	x	0.3	42.2	30.9	x	x	x	x	x	x	x	10.9	x	0.3	x	x	x	0.3	x	x	x
G04-61	Meta-dacita	51.9	13.7	30.1	0.2	0.4	x	x	x	x	x	x	x	0.1	1	x	x	x	x	x	1	1.3	0.2	0.1	0.1

*Tabla 20. Matriz Mineralógica de Litogrupos V y MV, en orden para muestras de Guayana.*

**Litogrupo D:** *Diabasas* (ver Figuras: 74, 75 y 76)

Se encuentra conformado por tres (3) litotipos *Diabásicos* ubicados geográficamente en afloramientos de las provincias geológicas de Imataca y Cuchivero (ver Anexo 2) y representados por las secciones finas: M-G04-20, M-G04-21, y M-G04-58 (ver Tabla 21). A continuación se presenta el reporte petrográfico algunas muestras de Litogrupo D, como sigue a continuación:

G04-20. *Diabasa olivinífera de composición gabroica*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca muy homogénea, masiva, holocristalina fanerítica equigranular hipidiomórfico, color gris claro con tonos azulados. Se observa saussuratización en plagioclasas ricas en calcio, algunas se presentan poiquilíticas con tamaño de grano medio de hasta de 4,5 mm, piroxeno de tipo augita se presenta incoloro a gris claro con alto relieve, morfología granular a prismático corto. Sección muy dolerítica con abundante labradorita y clinopiroxeno, probablemente augita, seguido de una baja cantidad de ortopiroxenos, probablemente hipersteno. Las plagioclasas se observan poco alterado pero con absorción de deformación dúctil intracristalina y en menor grado deformación mecánica. La primera se aprecia por discontinuidad en el maclado, exhibiendo lamelas distorsionadas por extinción ondulatoria, curvadas ó con bifurcaciones menores. La segunda en el desfase geométrico de tipo longitudinal por microfallas o microfracturas. Como minerales no esenciales: olivino, epidoto, sericita, clorita, serpentina, apatito.

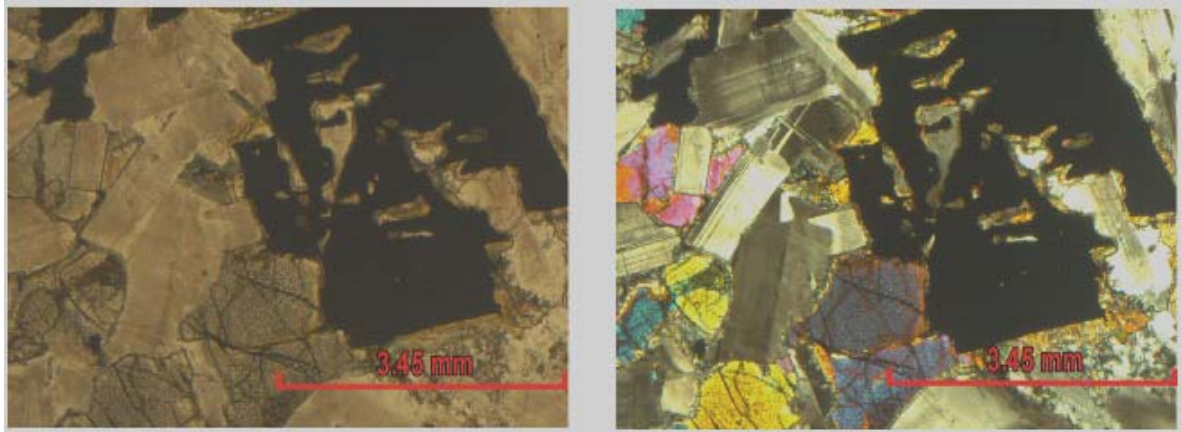


**Figura 74.** Fotografía de G04-20. *Diabasa de composición gabroica con textura fanerítica equigranular.*

M-G04-58. *Diabasa olivinífera de composición gabroica*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, color fresco gris verdoso a parduzco con concha de meteorización gris rojizo. Se aprecia clinopiroxenos con maclado tipo carlsbad más común que el polisintético, escasos ortopiroxenos con zonación moderadamente homogénea y discontinua, escasos piroxenos con exsoluciones feldespáticas, incipiente textura interseccional por alteraciones hidrotermales en vías de epidotización y aparición de de discontinuos bordes anfibólicos en pocos clinopiroxenos. Probablemente se tiene fayalita alterada como accesorio junto con epidoto. Olivino posiblemente del tipo fayalita y se presenta con más frecuencia como inclusiones en el piroxeno, piegonita neutra alterada marginalmente a serpentina, tabletas de augita, escasos productos de alteración traducidos en la aparición de anfíboles secundarios, epidotización en micas y, escasos parches y bordes de clorita intersticial, biotita titanífera, magnetita, y hematita.



*Figura 75. Fotografía de G04-58. Diabasa olivinífera de composición gabroica.*



**Figura 76.** Fotomicrografía de G04-58 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nícoles: // y X, respectivamente). Cristales pseudomorfos de magnetita como productos de alteración por reemplazamiento del clinopiroxeno.

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos																							
		Cuarzo	Feldspatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
G04-20	Diabasa	x	x	42.7	x	x	x	33.9	2.3	x	x	x	x	0.1	1.1	x	1.9	x	0.6	0.3	x	17.1	x	x	x
G04-21	Diabasa	x	x	54.8	x	1.6	20.8	16.6	x	x	0.2	x	x	0.1	x	x	0.3	x	0.6	x	x	1.3	2.1	1	0.6
G04-58	Diabasa	x	x	39.3	x	3.8	12.4	22	7.1	x	x	x	x	x	0.1	x	2.9	x	1.1	x	x	10.8	x	0.3	0.2

Tabla 21. Matriz Mineralógica del Litogrupo D para muestras de Guayana.

**Litogrupo G:** *Graníticos* (ver Figuras: 77 a 95).

Se encuentra conformado por treinta y cuatro (34) litotipos *Graníticos* ubicados geográficamente en afloramientos de las provincias geológicas de Imataca, Pastora y Cuchivero (ver Anexo 2) y representados por las secciones finas: G04-01 hasta G04-11, G04-13 hasta G04-17, G04-19, G04-22 a G04-24, G04-26, G04-28, G04-53, G04-55 hasta G04-57, G04-60, G04-62 hasta G04-65, G04-67 hasta G04-69 (ver Tablas: 22 y 23).

El litogrupo G, según MACKENZIE (1984) y GRANDE (2003), está caracterizado por litotipos holocristalinos hipidiomorficos heterogranulares con tamaños de grano grueso a fino, típica de la textura granítica, ocasionalmente alotriomórfica equigranular de grano fino. Se presentan algunos con foliación incipiente, indicada por los minerales máficos, generalmente en granitos con abundantes maculas y motas. Típicos granitos potásicos, subalcalinos generalmente, con abundancia relativa de cuarzo, fenocristales de microclino peritítico y biotita muy pleocroica. Hornblenda verde, oligoclasa, allanita, magnetita, apatito, circón y esfena. Bajos efectos de cataclasis e apreciable en granos de cuarzo escasamente triturados y algunas poca deformación intracristalina en algunas lamelas de macla, respectivamente. Algunas tendencias leucocráticas y melanocráticas, alternantes, se presentan con textura heterogranular hipidiomórfica tamaño medio a grueso, y ocasionalmente fino. Se exhiben texturas foliadas a masivas y asociadas eventualmente a rocas graníticas de series miloníticas.

En orden decreciente de abundancia, los principales contenidos se rigen por la presencia de cuarzo, microclino preferiblemente peritítico, albita, biotita, ferrohastingsita u hornblenda verde y los accesorios como: esfena, circón, magnetita, circón, epidoto apatito, este último siempre asociado al anfíbol. Los escasos granitos de grano medio son subalcalinos, no presentan anfíboles. La plagioclasa es una oligoclasa media y el microclino no es peritítico. Los granitos gruesos, el grupo más numeroso de este lote, son en realidad muy heterogranulares, de grano fino a grueso, y ocasionalmente muy grueso (mayor de 3 cm).

Por lo cual, a veces las proporciones de los minerales en las secciones finas son por lo tanto poco representativas.

Es frecuente la textura rapakivi (y ocasionalmente la antirapakivi) y la plagioclasa asociada a esta textura es siempre oligoclasa. Existen dos casos. El microclino es invariablemente peritítico y son comunes las inclusiones de cuarzo fino y redondeado en forma de abundantes lagunas o gotas. Muchas veces se presenta escasa ferrohastingsita frecuentemente intercrecida con escasa biotita y estos máficos se asocian y se enriquecen los accesorios magnetita, apatito y circón, raras veces esfena, a veces rodeando la magnetita, y ocasionalmente un clinopiroxeno verde claro como residuo de transformación en el anfíbol y que no se ha podido identificar por su escasez y tamaño mínimo. La biotita se presenta a veces con cloritización incipiente y bordes simplectíticos en contacto con microclino. La ferrohastingsita presenta frecuentemente una textura amebeana, que puede llegar a ser tan extrema como para formar grupos irregulares de forma independiente, pero conservando la continuidad óptica.

Por otro lado, a continuación se presenta el reporte petrográfico algunas muestras de Litogrupo G, como sigue a continuación:

G04-01. *Monzo-granito horbédico biotítico* (ver Figura 7 y Tabla 22). Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 1). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica equigranular de grano medio, con trituramiento en patrón irregular de fracturas, de color rosáceo parduzco a claro, y se altera a una costra de meteorización amarilla a naranja parduzco con tonos rojizos. Bajo microscopio se observa una textura granítica heterogranular, con tamaño de grano de hasta 11 mm. En orden decreciente de abundancia se observa: cristales hipidiomórficos de microclino peritítico tamaño grueso con micropertitas en hilos blancos más o menos gruesos en orientación paralela y subparalela, poiquilítico con bordes gráficos y micrográficos, cristales de plagioclasa albitica con tamaño medio a fina, poco sericitizada, y con algunas antipertitas, algunas lamelas desplazadas discretamente por posibles microfallas, cristales



xenomórficos de cuarzo tamaño fino a medio poco triturados, algunos mirmequíticos, abundante biotita subhedral muy pleocroica asociada con hornblenda verde hastingsítica, con aspecto esquelético muy poco alterada a clorita, y asociada a magnetita, probablemente titanífera, en cristales esqueléticos con leucóxeno, otros minerales no esenciales que se presenta: esfena tamaño medio, hornblenda, circón, moscovita y apatito.



**Figura 77.** Fotografía de G04-01. Monzo-granito con textura equigranular hipidiomórfica.

G04-05. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca poco homogénea, con apreciable foliación, holocristalina fanerítica inequigranular porfirítica, color gris claro con tonalidades oscuras. Se observa foliación marcada por la textura lepidoblastica que se alterna con los pórfidos en pequeñas y finas bandas envolventes. La textura foliada es incipiente y originada por la deformación plástica de cristales de biotita y moscovita entre granos más rígidos de cuarzo y feldespatos. El carácter anisotrópico está indicado por todas las micas y trenes de cuarzo tamaño medio, extinción ondulatoria predominante y ocurrencia de algunos contactos concavo-convexos y suturados. La roca se presenta con incipientes efectos de deformación plástica, tiene zonas de trituramiento por clastos cristalinos tamaño grueso de cuarzo y feldespato y matriz afanítica de composición cuarzo feldespática de agregados de clastos microcristalinos con distribución en ciertas áreas de la sección (menor al 50%), cristales de feldespato con tamaño grueso con perfitas en finas venas. Micas deformadas por granos rígidos de cuarzo y feldespatos y con orientación muy

poco homogénea, las plagioclasas del tipo oligoclasa se encuentran sericitizadas. Como minerales no esenciales se tiene: moscovita, circón, epidoto, epidoto, apatito, clorita, y hematita.



**Figura 78.** Fotografía de G04-05. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura inequigranular porfírica.

G04-07. *Granito infra-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva de color marrón oscuro a gris opaco, holocristalina fanerítica inequigranular con orientación incipiente de las micas y feldespato potásico deformados con patrón irregular. Bajo microscopio se aprecia una orientación con foliación incipiente, poco anisotrópica. Las biotitas se presentan esparcidas, diseminadas equitativamente en todo lo largo de la sección con deformación dúctil y distribución anisotrópica. Todas las plagioclasas se presentan sericitizadas. El tamaño de grano fino a medio incipiente, escasos contactos suturados, se observan pocas zonas formando trenes de cuarzo con incipiente poligonización. Presenta trenes de cuarzo con acentuada extinción ondulatoria y muy escasos contactos suturados. Como minerales esenciales se tiene: magnetita, esfena, hematita, apatito, y clorita.



**Figura 79.** Fotografía de G04-07. Granito infra-milonítico del tipo tectonita con textura fanerítica inequigranular.

G04-08. *Granito alaskítico proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica equigranular, color rosado a rojizo opaco, con moderada a buena orientación. Se observan zonas de trenes de granos de cuarzo distribuidos en toda la sección. Todas las plagioclasas se presentan sericitizadas. Abundantes zonas de trituración formando trenes de cuarzo tamaño medio con fuerte extinción y en vías de recrystalización por poligonización. Las biotitas muestran la mayor anisotropía en toda la sección y se presentan muy alteradas a óxidos de hierro. moscovita alterando a caolinita. abundante matriz clástica de finos agregados cristalinos de composición cuarzo feldespática. Como minerales accesorios: moscovita, magnetita, circón, esfena, apatito, caolinita, y clorita.



**Figura 80.** Fotografía de G04-08. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura hipidiomófica equigranular.

G04-09. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca moderadamente homogénea, masiva y compacta, holocristalina fanerítica inequigranular de granos de color rosado con tonos rojizos y tonos claros y gris azulado, se presenta con marcada orientación en todos los minerales con bandas poco continuas y semiparalelas, Se encuentra poco fracturada en microclino. Textura pertítica con escasa ocurrencia. Trituramiento y deformación en todos los granos de cuarzo. Se aprecia anisotropía de trenes de cuarzo tamaño medio ordenados en bandas paralelas a semiparalelas en vías de poligonización. Todas las plagioclasas se encuentran sericitizadas, con poca alteración a caolinita. Como minerales no esenciales: moscovita, leucoxeno, apatito, clorita, ilmenita y hematita.



**Figura 81.** Fotografía de G04-09. Granito proto-milonítico del tipo tectonita con textura foliada.

G04-14. *Grano-diorita biotítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca heterogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, de color gris claro a blanco mate. Se encuentra con foliación apreciable y con orientación marcada por las maculas negras. Bajo microscopio, se tiene textura antipertítica y pertítica con escasa ocurrencia. Trituramiento y deformación en todos los granos de cuarzo. Se aprecia anisotropía de trenes de cuarzo tamaño medio ordenados en bandas paralelas a semiparalelas en vías de poligonización.

Todas las plagioclasas se encuentran sericitizadas, plagioclasas y microclino poco alterados a caolinita. Como minerales accesorios se tiene: circón, moscovita, apatito, y magnetita.



**Figura 82.** Fotografía de G04-14. Grano-diorita biotítico con textura hipidiomórfica equigranular.

G04-15. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, hipocrystalina fanerítica inequigranular porfíritico con granos gruesos de hasta 10 mm. Matriz micro, cripto ó vitrea. Bajo microscopio se presenta un textura granítica porfídica de grano grueso con hornblenda, con inclusiones de esfena con tamaño de grano grueso de hasta 10 mm, también contiene circón de habito piramidal, monacita ó magnetita con una gran abundancia de apatitos de habito hexagonal de tamaño medio, también se observó esfena. El mineral naranja es allanita, mineral epidótico de Tierras raras. Se presenta microclino pertítico acompañado con plagioclasas con exsoluciones. Los minerales opacos con hábito cuadrado son cristales de monacita. Los minerales azules y verdes son turmalinas y no anfíboles, a causa de su fuerte pleocroísmo y de que tampoco hay sección basal típica del anfíbol. Se observan gruesos microclinos con pertitas y micropertíticos acompañadas con intercrecimientos gráficos de cuarzo xenomórficos, estos últimos con frecuentes bordes mirmequíticos, las oligoclasas antipertíticas de grano grueso son abundantes. Como minerales no esenciales: biotita, epidoto, esfena, magnetita, circón, hematita.



**Figura 83.** Fotografía de G04-15. Granito proto-milonítico con textura hipidiomórfica inequigranular.

G04-22. *Granito rapakivi*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca medianamente homogénea, masiva holocristalina fanerítica inequigranular. Bajo microscópio se observa textura granítica de cristales gruesos de microclino con pertitas en gruesos parches alterados y en lamelas con maclado tipo albita poco difusas y también microperthíticos en venillas. El cuarzo se presenta hipidiomórficos con abundantes intercrecimientos gráficos y micrográficos, también con pequeñas e irregulares interdigitaciones, a veces escasamente mimerquíticas en contactos con el microclino, otras involucradas con ferrobiotita simplectítica con pequeños intercrecimientos de cuarzo en frecuentes arreglos vermiculares, a veces con textura amebiana y esqueletal, al igual que la hornblenda hastingsítica. Sobre estas últimas se aprecian algunos efectos de epidotización. Como minerales no esenciales: magnetita, epidoto, circón, ilmenita, rutilo, apatito, sericita y caolinita.



**Figura 84.** Fotografía de G04-22. Granito con textura rapakivi.

G04-28. *Leuco-granito biotítico horbléndico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca masiva, homogénea, holocristalina, fanerítica equigranular de color rosado carne, Bajo microscopio se aprecia un granito fresco de color rosado carne, feldespático de grano grueso, con textura porfídica. Los fenocristales son de cuarzo, anfíboles hastingsíticos y biotita. Existe microclino tamaño grueso a medio hasta de 5 mm, con abundancia de perfitas granulares en parches derivados del crecimiento de las exsoluciones albiticas más pequeñas y que han alcanzado un intercrecimiento en cristales individuales durante el cataclismo, teniéndose abundante cuarzo hipidiomórfico tamaño medio a grueso, con frecuencia policristalino y a veces atravesado por trenes. Se observa biotita magnesífera con tamaño medio a fina con textura simplectítica en interdigitaciones de finos xenomorfos de cuarzo y bordes corroídos por hidróxidos de hierro, muy escasa hornblenda hastingsítica, no esencial, alterada a clorita con baja alteración a clorita. Como minerales no esenciales: sericita, biotita, hematita, anfíboles, magnetita, ilmenita, epidoto y clorita.



**Figura 85.** Fotografía de G04-28. *Leuco-granito biotítico horbléndico con textura hipidiomórfica equigranular.*

G04-55. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, color rosado parduzco a marrón claro con motas de gris azuladas a verdosas, concha de meteorización marrón parduzco a gris oscuro. Se tiene

ferrobiotita con textura amebeana, con efectos de oxidación y cloritización asociado a las micas. Se observa cristales tamaño medio de feldespatos totalmente epidotizados. Micas de grano fino son el resultado de la deformación mecánica por disgregación y trituramiento entre granos más rígidos de cuarzo y feldespatos. Las fracciones finas de cuarzo son reducciones por efectos iniciales de cataclismo incipiente. Como minerales se tiene: moscovita, sericita, epidoto, ilmenita, magnetita, circón, hematita y caolinita.



**Figura 86.** Fotografía de G04-55. Granito proto-milonítico con textura hipidiomorfa inequigranular.

G04-56. *Granito biotítico milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca moderadamente homogénea, masivo, holocristalino fanerítico inequigranular, color fresco gris negro y rosado verdozo. Roca deformada, débil orientación marcada por la orientación de las maculas negras. Bajo microscopio la sección muestra cuarzo, microclino, plagioclasa, a veces saussuritizada en algunas pertitas, biotita magnesífera con frecuencia alterada clorita, donde los cristales de biotita presentan tendencia lepidoblástica. Piroxeno con abundante zonación homogénea y sectorial, muy escaso epidoto granular xenomórfico del tipo allanita. Como minerales no esenciales se tiene : moscovita, sericita, epidoto, esfena tamaño medio con alteraciones a calcita, magnetita, circón, clorita, apatito y caolinita.





**Figura 87.** Fotografía de G04-56. Granito milonítico con textura hipidiomórfica inequigranular.

G04-57. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca moderadamente homogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, color fresco rosado opaco a parduzco con algunas maculas naranja que meteoriza a marrón oscuro. Roca deformada, pertitas, abundancia relativa de textura mirmequita en el contacto cuarzo plagioclasa oligoclasa-andesina con lamelas de deformación en cristales tamaño medio, varias exhiben discontinuidad y bifurcación, y otras con microfallas, biotita magnesífera, epidotización de micas, principales minerales accesorios: magnetita, esfena, y apatito.



**Figura 88.** Fotografía de G04-57. Granito proto-milonítico con textura inequigranular hipidiomorfica.

G04-62. *Granito rapakivi*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva,

holocristalina fanerítica inequigranular, color fresco rosado clara a parduzco con maculas negras y de blanco mate, con color meteorizado anaranjado claro a parduzco. Texturas pertítica y rapakivi. Aros muy pleocroicos de circón, por liberación nuclear radioactiva, situados en ferrobiotita y biotita magnesífera. Hay turmalina verde en sección basal, con un pleocroismo poco variable. Tanto la biotita como la hornblenda muestran frecuente textura esqueletal por intercrecimientos simplectíticos en interdigitación con el cuarzo. Oligoclasa pertítica hipidiomórfica de tamaño medio a grueso de hasta 6,5 mm. Como minerales no esenciales: magnetita, piroxenos, circón, esfena, apatito, moscovita, ilmenita y hematita.



*Figura 89. Fotografía de G04-62. Granito rapakivi con textura inequigranular hipidiomórfica.*

G04-63. *Granito biotítico porfírico rapakivi*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca muy heterogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular con tamaño de grano de hasta 8 cm, muy irregularmente porfírico debido al contacto de enfriamiento. Color fresco rosado claro a parduzco moteado de gris verdozo y meteorizando a un color anaranjado translúcido a opaco. Textura pertítica, poiquilítica (biotita dentro de pórfidos de ortosa) y anillos de sobrecrecimiento oligoclásico con núcleo pertítico en discontinuidad óptica, rapakivi con tendencia pegmatítica. Como minerales no esenciales se tiene: anfíboles, magnetita, circón, rutilo y ilmenita.



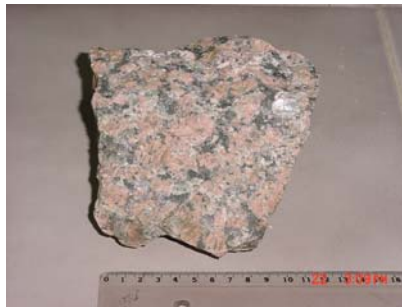
**Figura 90.** Fotografía de G04-63. Granito biotítico porfirico rapakivi con textura inequigranular hipidiomorfica.

G04-64. *Granito proto-milonítico*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica equigranular, color fresco marrón rosáceo con motas gris verdosas y color meteorizado marrón rojizo a grisáceo. microclino, cuarzo, plagioclasa, anfíbol horbléndico altamente oxidado y en vías de epidotización, circón zonado. Tamaño de grano grueso con microclino pertítico y micropertítico, donde los hilos micropertíticos muestra han recristalizado a parches con maclado polisintético, los cristales gruesos de microclino suelen presentar textura grafica o micrográfica se aprecian intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa tamaño medio de tipo oligoclasa, a veces con arreglo semi-radial mimerquítico entorno al la oligoclasa aparece en el contacto con microclino grueso. Como minerales no esenciales: epidoto del tipo allanita, magnetita, epidoto, circón, ilmenita y hematita.

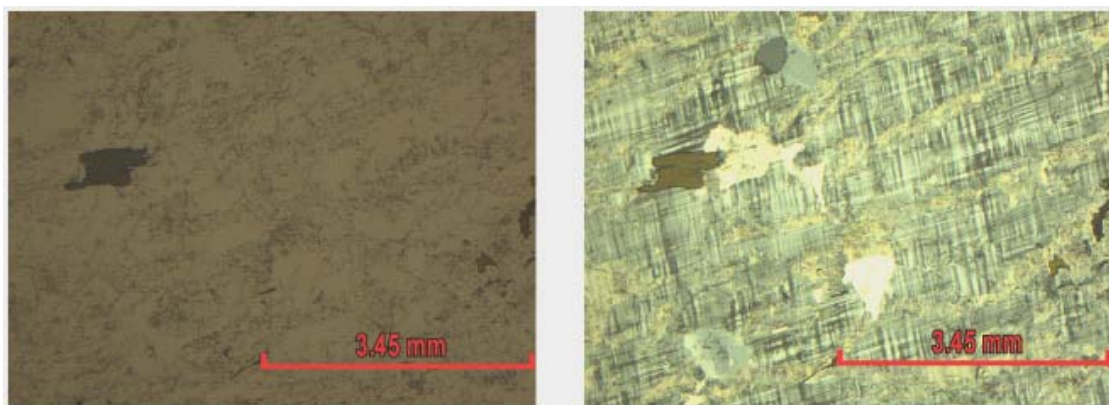


**Figura 91.** Fotografía de G04-64. Granito proto-milonítico con textura hipidiomórfica equigranular.

G04-67. *Granito rapakivi*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular, color rosado con motas grises azulados a oscuros con color meteorizado marrón ocre. Tamaño de grano grueso con textura granítica con intercrecimientos peritéticos y micropertéticos. Plagioclasa tamaño medio del tipo oligoclasa con ocurrencia de bordes mirmequíticos en contacto con microclino de grano grueso. También se hornblenda ferrohastingsítica y ferrobotita marrón. Se observa escasa textura gráfica con intercrecimientos pórfidos poiquiliticos de microclino algo fracturados. Microclino con parches peritético y con abundantes intercrecimientos gráficos de cuarzo granular xenomorfo, también con muy frecuentes crecimientos vermiculares en textura mirmequítica junto a oligoclasa xenomórfica.



**Figura 92.** Fotografía de G04-67. Granito rapakivi con textura inequigranular hipidiomórfico.

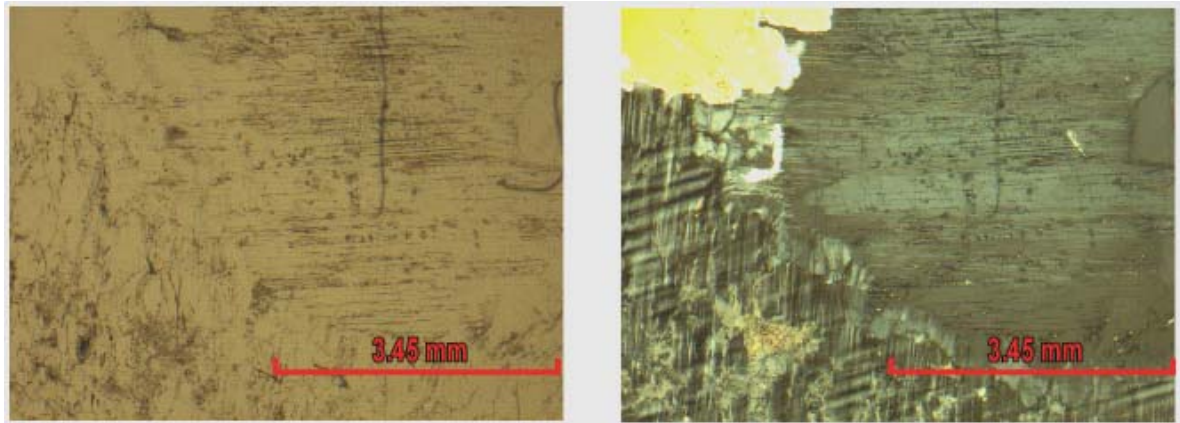


**Figura 93.** Fotomicrografía de G04-67 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nicales: // y X, respectivamente). Intercrecimientos peritéticos del microclino en cordones ó finas vetas.

G04-69. *Granito biotítico anfibólico rapakivi*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masivo, holocristalina fanerítica inequigranular con tamaño de grano grueso, color fresco rosado claro moteado de gris oscuro a negro, color meteorizado ocre. Bajo microscopio se presenta hornblenda del tipo ferrohastingsitico con fuerte pleocroismo verde oliva fuerte, se presenta ferrobotita, textura antipertítica, pórfidos gruesos de microclino pertitico y poiquilítico. Tamaño de grano grueso promedio de 1,5mm. Microclino grueso pertitico en parches y micropertítico, ferrobotita y biotita magnesífera frecuentemente intercrecida con hornblenda verde primaria, escasos bordes kelifíticos de la biotita intercrecida y asociada con ferrohastingsita, ambas en jirones y poiquilíticas con inclusiones de accesorios de esfena, circón y apatito. La biotita, hornblenda muestran algunas texturas esqueléticas y con frecuentes reemplazamientos de magnetita, pocas veces pseudomórfica, también sobre la esfena y el circón acompañada con ilmenita. Como minerales no esenciales se tienen: magnetita, esfena, circón, ilmenita y apatito y moscovita.



**Figura 94.** Fotografía de G04-69. Granito biotítico anfibólico con textura rapakivi. Obsérvese el pórfido rosado de microclino de 8 cm en su diámetro mayor con sobrecrecimiento de un anillo oligoclásico.



**Figura 95.** Fotomicrografía de G04-69 (Objetivo de 2.5x con Ocular 10x, Nicoles: // y X, respectivamente). Sobrecrecimiento en discontinuidad óptica de un microclino y plagioclasa en típica textura rapakivi



Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos																							
		Cuarzo	Feldespatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
G04-01	Monzo-granito	21.6	35.9	27	0.2	8.1	1.4	x	x	0.3	x	2.3	x	0.2	0.1	x	x	x	0.1	x	x	2.6	0.1	x	0.1
G04-02	Sieno-granito	19	38.2	25.5	0.3	5.8	8.1	x	x	0.4	x	0.2	x	0.1	0.1	x	0.1	x	x	x	x	2	0.1	0.1	x
G04-03	Granito	63.5	20.4	5.3	x	2.6	7.4	x	x	x	x	x	x	0.3	x	x	x	x	0.1	x	x	0.2	0.1	x	0.1
G04-04	Granito	28.9	22.5	20	x	10.6	12.8	x	x	0.3	x	1.1	x	0.1	0.2	x	x	0.1	0.1	x	0.1	2.9	0.4	x	x
G04-05	Granito	43.1	24.2	20.6	1.2	8.1	x	x	x	0.4	x	x	x	0.1	1.9	x	0.2	x	0.1	x	x	x	x	0.1	x
G04-06	Granito	44.7	26.9	19.6	1.1	4.5	x	x	x	0.4	x	x	x	0.2	0.1	x	x	0.1	x	x	x	0.3	1.5	0.4	0.2
G04-07	Granito	41.7	17.2	24.4	x	14.3	x	x	x	x	x	0.5	x	0.2	0.1	x	x	x	0.1	x	x	1.1	x	0.4	x
G04-08	Granito	33.5	45.5	10.6	1.4	7.5	x	x	x	0.2	x	0.2	x	0.2	0.1	0.1	x	x	0.2	x	x	0.5	x	x	x
G04-09	Granito	36.4	22.5	29.6	1.9	8.9	x	x	x	x	x	x	x	0.1	x	x	x	x	0.1	x	x	x	0.1	0.1	0.3
G04-10	Granito	35.7	25.4	32.9	0.3	4.8	x	x	x	x	x	0.5	x	x	0.2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	0.2
G04-11	Charnockita	25.6	38.2	22.7	0.3	10.5	x	0.5	x	0.4	0.1	x	x	0.2	0.2	x	x	x	0.1	x	0.1	x	1.1	0.1	x
G04-13	Granito	60.2	5.9	20.1	1.8	10.9	x	x	x	0.6	x	x	x	x	0.1	x	x	x	0.3	x	x	x	0.1	x	x
G04-14	Grano-diorita	41.5	14.8	33.6	0.2	8.9	x	x	x	0.4	x	x	x	0.3	0.1	x	x	x	x	x	x	0.2	x	x	x
G04-15	Granito	24.1	37.4	26.1	x	2.5	6.7	x	x	0.3	x	0.7	x	0.4	x	x	1.1	x	x	x	x	0.6	x	0.1	x
G04-16	Granito	23.4	49.1	19.9	0.3	4.8	x	x	x	0.6	x	0.4	x	0.3	0.1	x	x	x	x	x	x	0.4	0.3	0.4	x
G04-17	Granito	28	38.9	26.7	x	3.8	x	x	x	0.4	x	0.4	x	x	0.1	x	x	x	x	x	0.1	0.2	0.3	1.2	x
G04-19	Granito	61.4	12.8	20.1	x	1.9	x	x	x	0.5	0.1	0.6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	2.6	x	x	x
G04-22	Granito	21.3	38.8	13.7	x	11.2	8.3	x	x	1	0.1	0.3	x	0.1	0.1	0.1	1.7	x	x	x	x	2.8	0.5	x	x
G04-23	Granito	29.7	40.4	19.9	x	4.1	1.3	x	x	0.4	0.2	0.5	x	0.1	x	x	0.1	x	0.1	x	x	3.2	x	x	x
G04-24	Grano-diorita	54.1	25.5	16.5	x	0.4	1	x	x	0.3	x	0.5	x	0.1	0.1	x	0.2	x	0.1	x	x	x	0.1	1	0.1
G04-25	Monzo-granito	42.9	37.5	13.7	0.2	4.1	x	x	x	0.4	x	x	x	x	0.1	x	0.2	0.1	x	x	x	x	0.4	0.3	0.1
G04-26	Granito	58.9	8.6	17.6	0.3	3.2	x	x	x	1.3	x	2.9	x	0.5	x	x	2.2	0.1	1.3	x	x	2.9	x	0.2	x
G04-28	Leuco-granito	37.1	40.1	10.5	x	2.9	0.5	x	x	0.4	x	x	x	x	5.5	x	0.2	x	0.2	x	x	0.5	0.3	1.7	0.1
G04-53	Monzo-granito	34.5	17.3	30.4	2.3	8.9	x	x	x	0.6	x	0.7	x	0.3	1.8	0.1	x	x	x	x	x	0.4	2.5	0.2	

Tabla 22. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras de Guayana

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos																							
		Cuarzo	Feldespatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
G04-55	Granito	38.7	18.8	23.7	3.5	7.1	x	x	x	0.3	x	x	x	x	3.2	0.1	2.5	x	x	x	x	0.4	1.6	0.1	x
G04-56	Granito	21.3	32.4	7.9	4.1	15.7	x	8.5	x	0.8	x	1.6	x	0.4	2.9	0.1	2.1	0.3	0.5	x	x	1.4	x	x	x
G04-57	Granito	29.5	21.3	38.8	0.3	4.2	x	x	x	x	x	1.1	1	0.2	0.2	x	1.2	x	0.2	x	x	2	x	x	x
G04-60	Granito	41.7	30.5	23.8	x	3	x	x	x	x	x	x	x	0.3	x	0.1	x	x	0.1	x	x	x	0.1	0.3	0.1
G04-62	Granito	19.5	33	23.2	0.1	8.5	12.1	1	x	0.3	x	0.2	x	0.2	0.1	x	x	x	x	x	x	1.6	0.1	0.1	x
G04-63	Granito	28.1	41.3	15.9	x	10.9	2.7	x	x	0.4	0.1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	0.5	0.1	x	x
G04-64	Granito	24.7	44.1	21.1	x	0.5	5.6	x	x	0.4	x	x	x	x	0.1	x	1.9	x	x	x	x	1.2	0.2	0.2	x
G04-65	Granito	27.4	39.1	17.1	0	1.7	10.4	x	x	0.5	x	x	x	x	x	x	2.5	x	x	x	x	1.2	0	0.1	x
G04-67	Granito	18.2	44.4	21.3	0.1	5.3	7.7	0.5	x	0.2	x	0.5	x	0.2	0.1	x	x	0.1	x	x	x	1.1	0.2	0.1	x
G04-68	Granito	33	40.3	12.2	0.2	2.4	3.1	3.5	x	0.5	x	x	x	0.1	x	x	0.3	0.3	x	x	0.1	2.2	1.5	0.4	x
G04-69	Granito	25.2	37.2	10.9	0.1	13.4	8.5	x	x	0.5	x	1.5	x	0.2	x	x	x	x	x	x	x	2.3	0.2	x	x

*Tabla 23. Matriz Mineralógica del Litogrupo G para muestras de Guayana (Continuación).*



**Litogrupo M:** *Metamórficos* (ver Figuras: de 96 a 99)

Se encuentra conformado por cuatro (4) litotipos *Metamórficos* de composición félsica ubicados geográficamente en afloramientos de la/s provincia/s geológica/s de (ver Anexo 2) y representados por las secciones finas: M-G04-12, M-G04-54, M-G04-59 y M-G04-66 (ver Tabla 24). A continuación se realiza el reporte petrográfico de algunas de las

M-G04-12. *Gneis cuarzo plagioclásico microclínico biotítico granatífero*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Imataca (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca moderadamente heterogénea, masiva, holocristalina fanerítica inequigranular con orientación muy marcada en bandas lepidoblásticas finas y gruesas que se alternan con minerales félsicos. Bajo microscopio se observa una sección cuarzo feldespática, con minerales micaceos con textura lepidoblástica que se alterna con zonas granoblásticas de mayormente distribuidas. Los granos de mayor tamaño, entre los que destacan algunos porfidoblastos cuarzosos y muy escasos cristaloblastos de granate, se observan fracturados con efectos cataclásticos, varios de estos presentan gran contenido de inclusiones.



**Figura 96.** Fotografía de G04-12. *Gneis cuarzo feldespático biotítico granatífero*.

M-G04-54 y G04-59. *Cuarcita*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Cuchivero (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, monomineralicas, holocristalina fanerítica inequigranular, color fresco blanco rosáceo y

rosado oscuro a anaranjado con costra de meteorización marrón rojizo a amarillo parduzco. Bajo microscópio se observa una textura granoblastica, donde los cristales forman un mosaico de granos, más o menos equidimensionales con fuerte tendencia al empaquetamiento hexagonal, siendo característico la presencia de puntos triples en los contactos intergranulares.

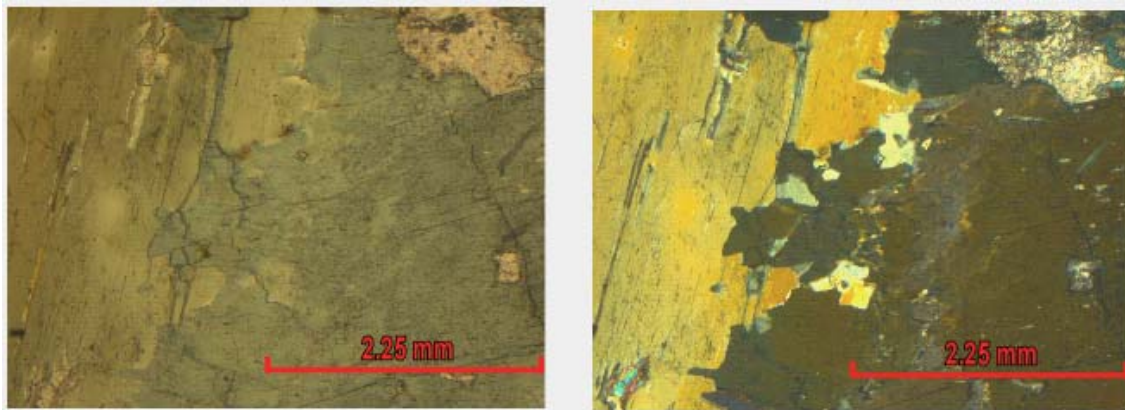


*Figura 97. Fotografía G04-54. Roca cuarcítica.*

M-G04-66. *Anfibolita hornbléndica actinolítica*. Se ubica geográficamente en la provincia geológica de Pastora (ver Anexo 2). En muestra de mano se tiene una roca homogénea, masiva, holocristalina fanerítica equigranular, color fresco gris verdoso a pardo grisáceo con color de meteorización marrón rojizo a rojo parduzco. Sección prácticamente sin filosilicatos, dominada por anfíboles hornbléndicos con tendencia actinolítica y con escasa tremolita, acompañada de plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina, irregularmente zonada, a veces muy sericitizada y algunas pocas exhibiendo leves deformaciones intracristalinas en el maclado incompleto, escaso clinopiroxeno del tipo augita o pigeonita en vías de anfíbolitización, también se aprecia calcita no esencial y muy escasos epidoto y clorita no esenciales, como accesorios ilmenita y hematita. Como minerales no esenciales se tiene: ilmenita, biotita, epidoto, calcita, hematita y clorita.



*Figura 98. Fotografía G04-66. Anfibolita hornbléndica actinolítica de tamaño de grano medio a grueso.*



*Figura 99. Fotomicrografía de G04- 66 (Objetivo de 4x con Ocular 10x, Nícoles: //y X, respectivamente). Textura granoblastica de una anfibolita de tamaño grueso.*

Muestra	Litotipo	Componentes Cristalinos																							
		Cuarzo	Feldespatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno
G04-12	Gneis	36.3	23.9	25.5	0.1	7.1	x	x	x	0.1	x	0.2	5.3	x	0.1	x	x	x	0.2	x	x	1	x	0.2	x
G04-54	Cuarcita	98.9	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	0.8	0.3
G04-59	Cuarcita	99.2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	0.5	0.3
G04-66	Anfibolita	x	x	14.4	x	0.6	74.8	8.3	x	x	x	x	x	x	0.1	x	0.3	0.2	0.1	x	x	x	1	0.2	x

Tabla 24. Matriz Mineralógica del Litogrupo M para muestras de Guayana.

## CAPITULO V: ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.

### 5.1. Introducción.

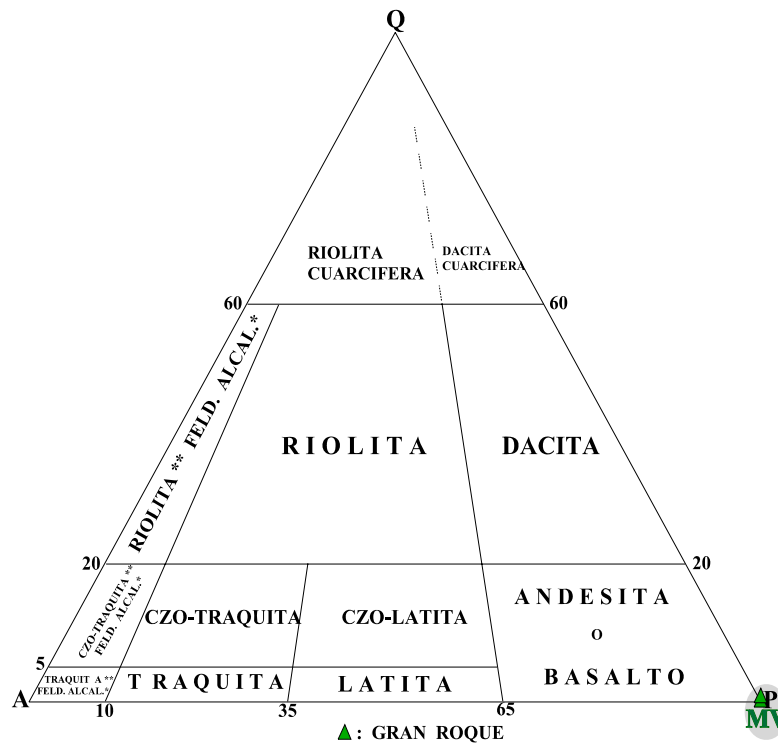
A partir del estudio petrográfico presentado en el capítulo anterior, surgió el interés en clasificar las rocas por litogrupos para su mejor aprovechamiento y poder hacer una comparación desde el punto de vista petrográfico. Con la finalidad de validar esta comparación y determinar otras características distinguibles en las muestras de Gran Roque y Guayana, en este capítulo se presenta el análisis estadístico y geológico de los resultados de susceptibilidad magnética ( $k$ ) y caracterización mineralógica, obtenidos en laboratorio para las dos zonas de estudio. Con esta finalidad se presenta esta información en el siguiente orden: Clasificación Modal, Estadística Descriptiva, Análisis Estadístico Multivariante, y Análisis Geológico.

### 5.2. Clasificación Modal.

En esta sección se presenta la clasificación modal (según STRECKEISEN, 1972) de las muestras recolectadas para las rocas de la isla Gran Roque y de Guayana, por medio de cinco (5) diagramas ternarios de clasificación I.U.G.S. para ígneas plutónicas e hipoabisales. Todas las muestras de rocas en ambas zonas, con excepción de las muestras G04-12, G04-59, y G04-66, correspondientes al litogrupo (M) de Guayana, no cumplen con las características texturales necesaria para ser consideradas en dichos diagramas de clasificación, sin embargo, esta clasificación modal se establece desde un interés principal de sus características mineralógicas de composición.

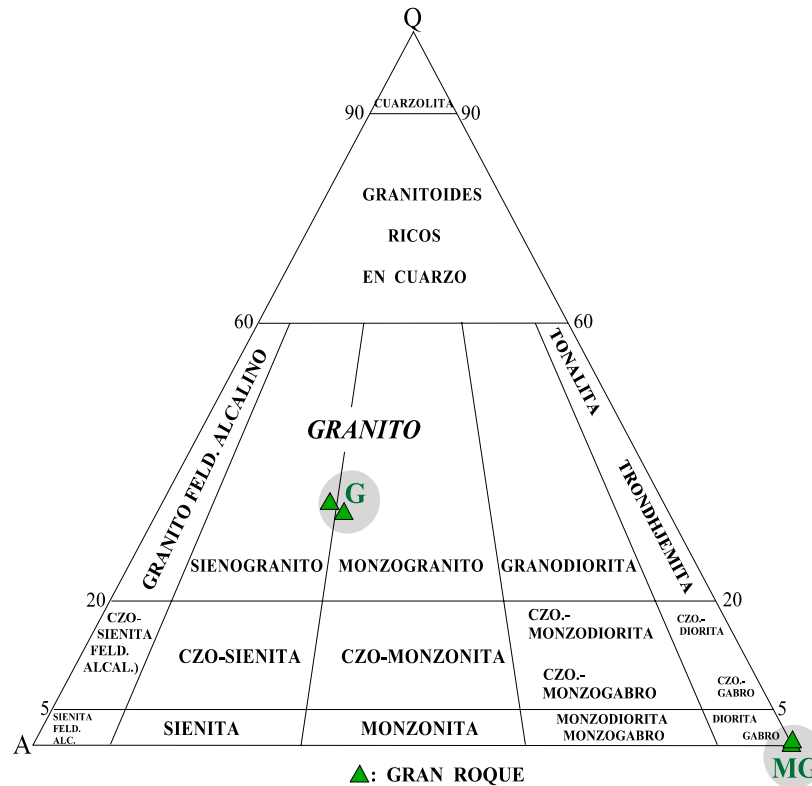
### 5.2.1. Muestras del Gran Roque.

Para esta primera zona de estudio, se graficaron tres (3) diagramas. En la Figuras 100 y 101, se observa como la composición mineralógica de la población muestral de los litogrupos MV, MG y G, se distribuyen con muy poca dispersión, definiéndose dos (2) campos litográficos muy bien distanciados y diferenciados en el sistema. Un primer campo, ubica a los litogrupos MV y MG hacia el extremo del componente plagioclásico del sistema, y debido a que las rocas de esta composición, incluyendo al litogrupo MD, requieren de un esquema de clasificación más específico, este es mostrado en la Figura 103.



**Figura 100.** Representación gráfica de Litogrupo MV para muestras de Gran Roque en el diagrama ternario de clasificación APQ.  
(Según STRECKEISEN, 1972).

El segundo campo, ubica al litogrupo G con buen distanciamiento, apreciándose la variabilidad significativa en sus componentes mineralógicos de composición félsica en relación a los componentes de MV y MG, e composición máfica.



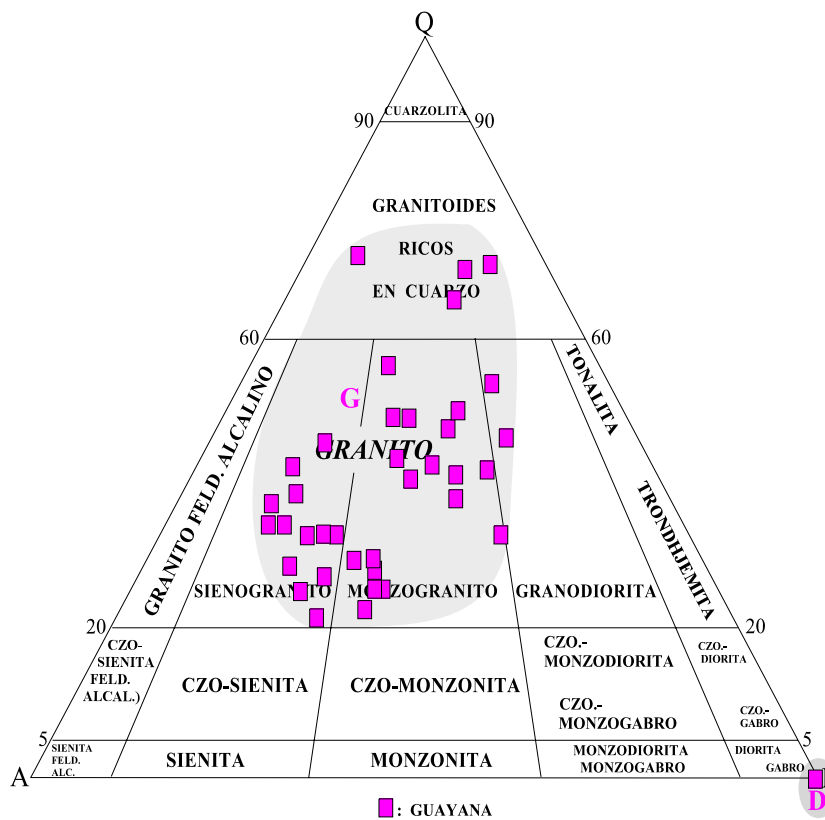
**Figura 101.** Representación gráfica de Litogrupos MG y G, para muestras de Gran Roque en el diagrama ternario de clasificación APQ. (Según STRECKEISEN, 1972).

### 5.2.2. Muestras de Guayana.

En la Figura 102 se observa una dispersión similar en la distribución poblacional de las muestras del Litogrupo G de Guayana igual a la mostrada por el Litogrupo G de Gran

Roque, con la notorio diferencia de las densidades de población pero con similitudes mineralógicas con predominancia félsica.

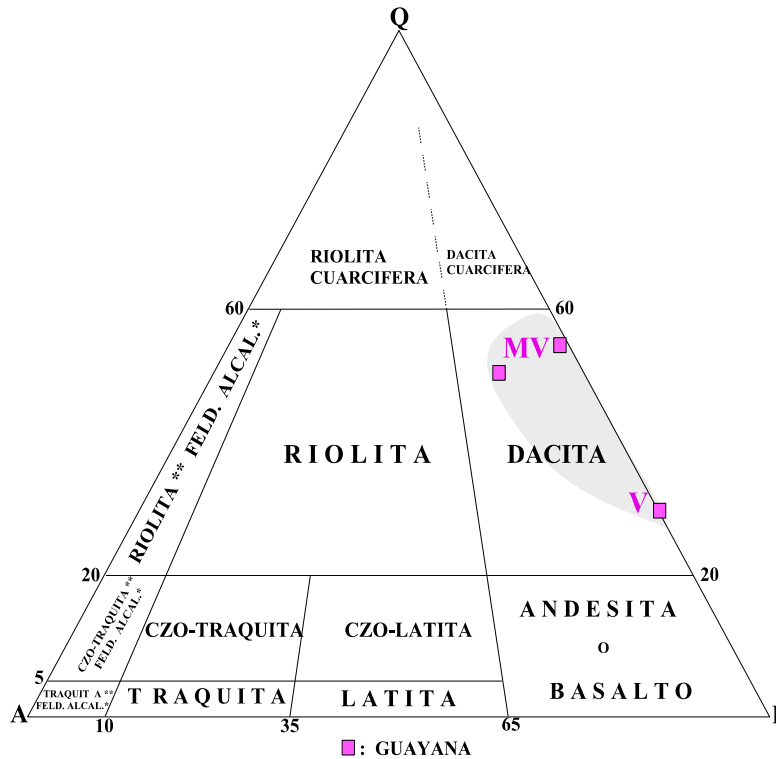
Se puede apreciar en términos globales que el sistema diferencia dos campos litográficos que también se encuentran muy bien distanciados, haciendo coincidir al litogrupo D hacia el extremo plagioclásico del sistema, donde se requiere de un tratamiento especial (ver Figura 103).



**Figura 102.** Representación gráfica de Litogrupo G y D para muestras de Guayana en el diagrama ternario de clasificación APQ. (Según STRECKEISEN, 1972).



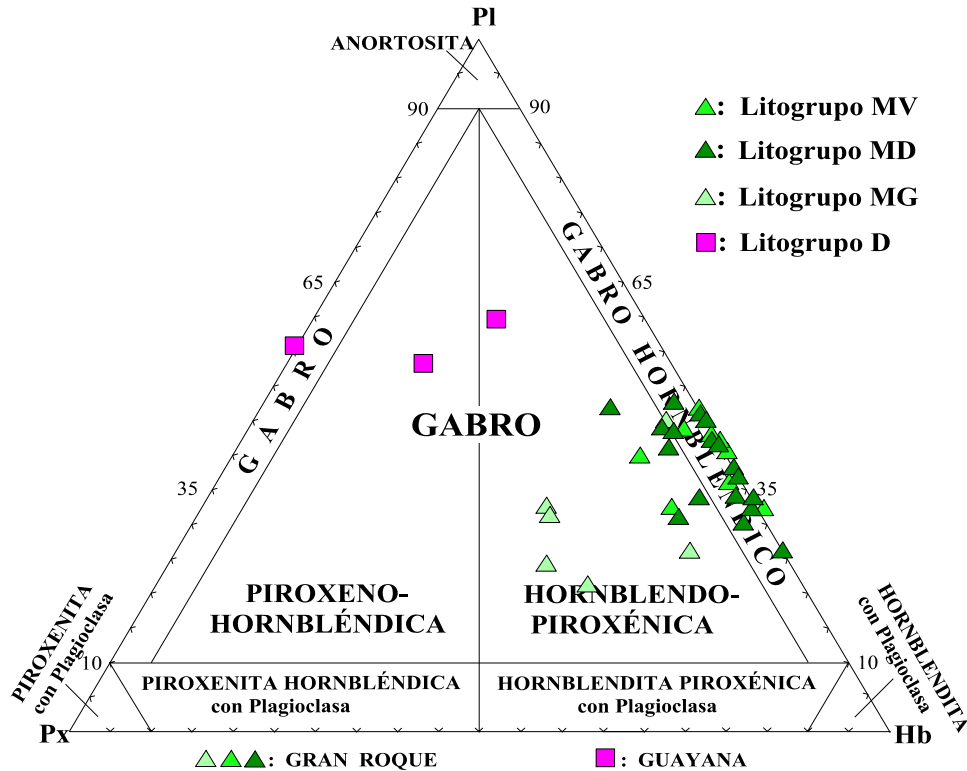
Por otro lado, en la Figura 103 se observa como el litogrupo MV y el litotipo V de Guayana caen en un único y amplio campo litográfico de composición félsica a intermedia, pese a su distanciamiento moderado, la variabilidad composicional entre MV y V puede llegar a ser muy poco significativa.



**Figura 103.** Representación gráfica de Litogrupo MV para muestras de Guayana en el diagrama ternario de clasificación APQ. (Según STRECKEISEN, 1972).

Por último, en la Figura 104 se plotean las muestras de los litogrupos MV, MD y MG pertenecientes a Gran Roque, como también al litogrupo D correspondiente Guayana, todas reconocidas como poblaciones predominantemente máficas. En esta se reconocen tres poblaciones máficas, dos de ellas definidas por los litogrupos D y MG, donde se observa

como el litogrupo D de Guayana se distancia bien de los tres restantes litogrupos de Gran Roque, y la dispersión que exhibe D es sólo igualada en el sistema por la variabilidad expresada en el litogrupo MG, el cual registra mayor dispersión en relación a MV y MD. Estos últimos litogrupos definen aglomeramientos muy solapados que conforman el tercer campo del sistema.



**Figura 104.** Representación gráfica común de Litogrupos MV, MD, MG y D para muestras de Gran Roque & Guayana en el diagrama ternario de clasificación de rocas Gabroides Sin Olivino y Con Hornblenda. (Tomdo y modificado de STRECKEISEN, 1973).

### 5.3. Estadística Descriptiva.

A partir de los resultados obtenidos en laboratorio se realizó un análisis estadístico descriptivo por zona de estudio con la finalidad de discriminar las muestras de ambas zonas de estudio que coinciden mineralógicamente. Para ello se contó con la elaboración e

interpretación de un total de cuarenta y dos (42) histogramas de frecuencia y nueve (9) Tablas estadísticas.

### **5.3.1. Histogramas de Frecuencia.**

A partir de la elaboración de cuarenta y dos (42) histogramas de frecuencia es posible ilustrar una mejor representación gráfica de la variabilidad mostrada por el conjunto de datos concernientes a los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) y de las variables mineralógicas en el estudio de los litogrupos definidos para cada zona de estudio.

#### **5.3.1.1. Muestras del Gran Roque.**

Para estas muestras se elaboraron dieciseis (16) histogramas de frecuencia (ver Figuras: 105 y 106, y ver Anexos: 4 a 19) para el estudio de los cuatro (4) litogrupos definidos como: MV, MD, MG, y G (ver Capítulo IV).

En la Figura 105 se presenta un histograma de frecuencias de las susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) clasificadas por litotipos, en esta gráfica se aprecia que para el litogrupo MV los valores de ( $k$ ) varían entre 40 y 100 en 8 de las muestras, y existe una muestra de éstas cuyo valor se acerca a los 200, este último valor se escapa del intervalo de confianza (90%) establecido para los valores de susceptibilidad de estas muestras. En contraste, el litogrupo MD concentra sus valores entre 60 y 90 de susceptibilidad, existiendo 2 muestras de las 17 que exceden el valor 90 de ( $k$ ), pero se encuentra en el rango de confiabilidad establecido para este conjunto de muestras (95%).

Las 6 muestras pertenecientes al litogrupo MG se comportan bastante uniforme, estando todos los valores dentro de un rango de confiabilidad de ( $k$ ) entre 30 y 70, establecidos con un nivel de confianza de 95%. Llama la atención la presencia de dos muestras graníticas con valores de susceptibilidad muy bajo, apenas cercanos a los 10.

Litogrupos Gran Roque

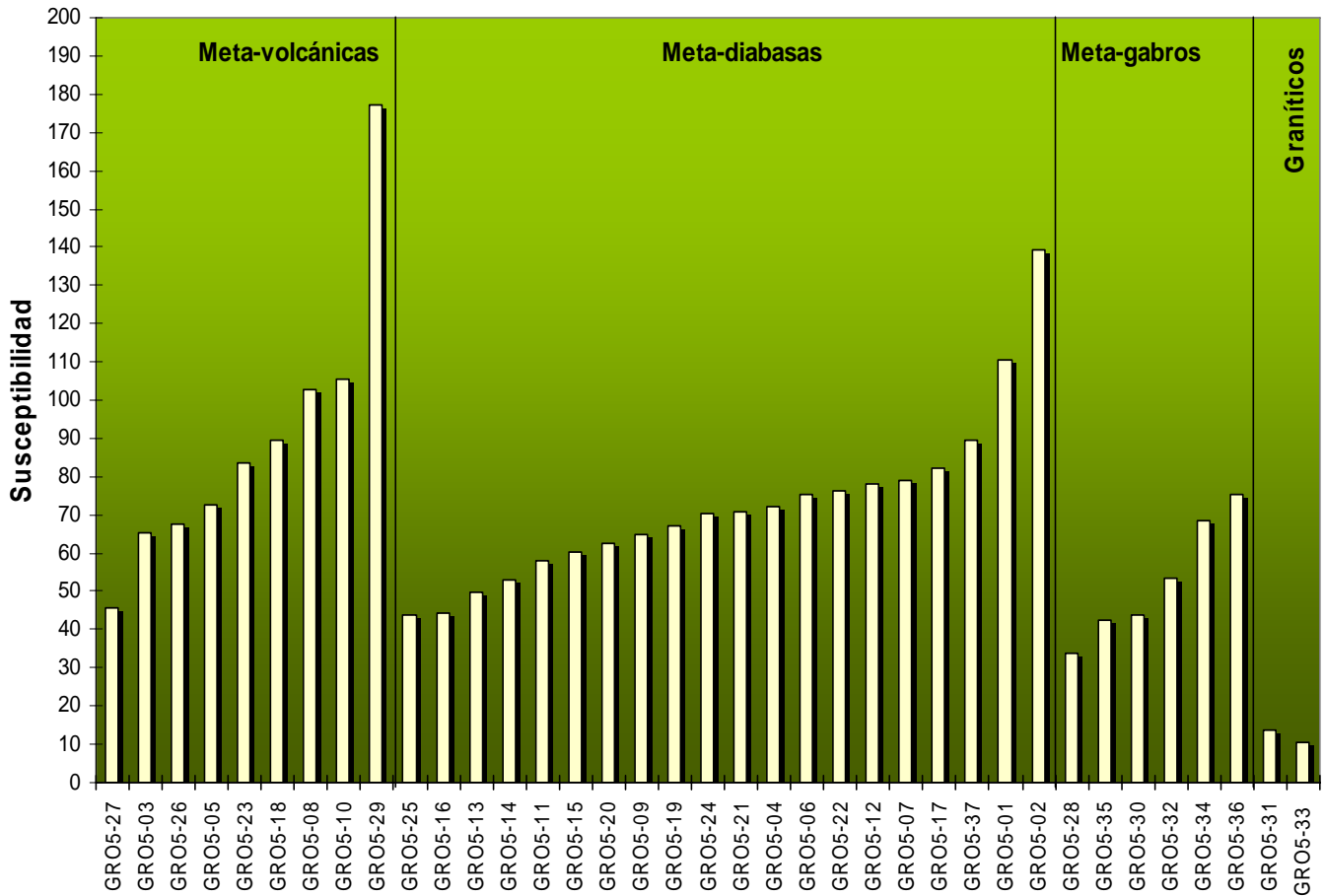


Figura 105. Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Litogrupos MV, MD y MG, respectivamente, para muestras de Gran Roque.

La Figura 105 se consideró como histograma base para graficar los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) por porcentaje de cada variable mineral estudiada para las muestras de Gran Roque. Estos histogramas se presentan en la Figura 106 (ver Anexos: 4 a 19).

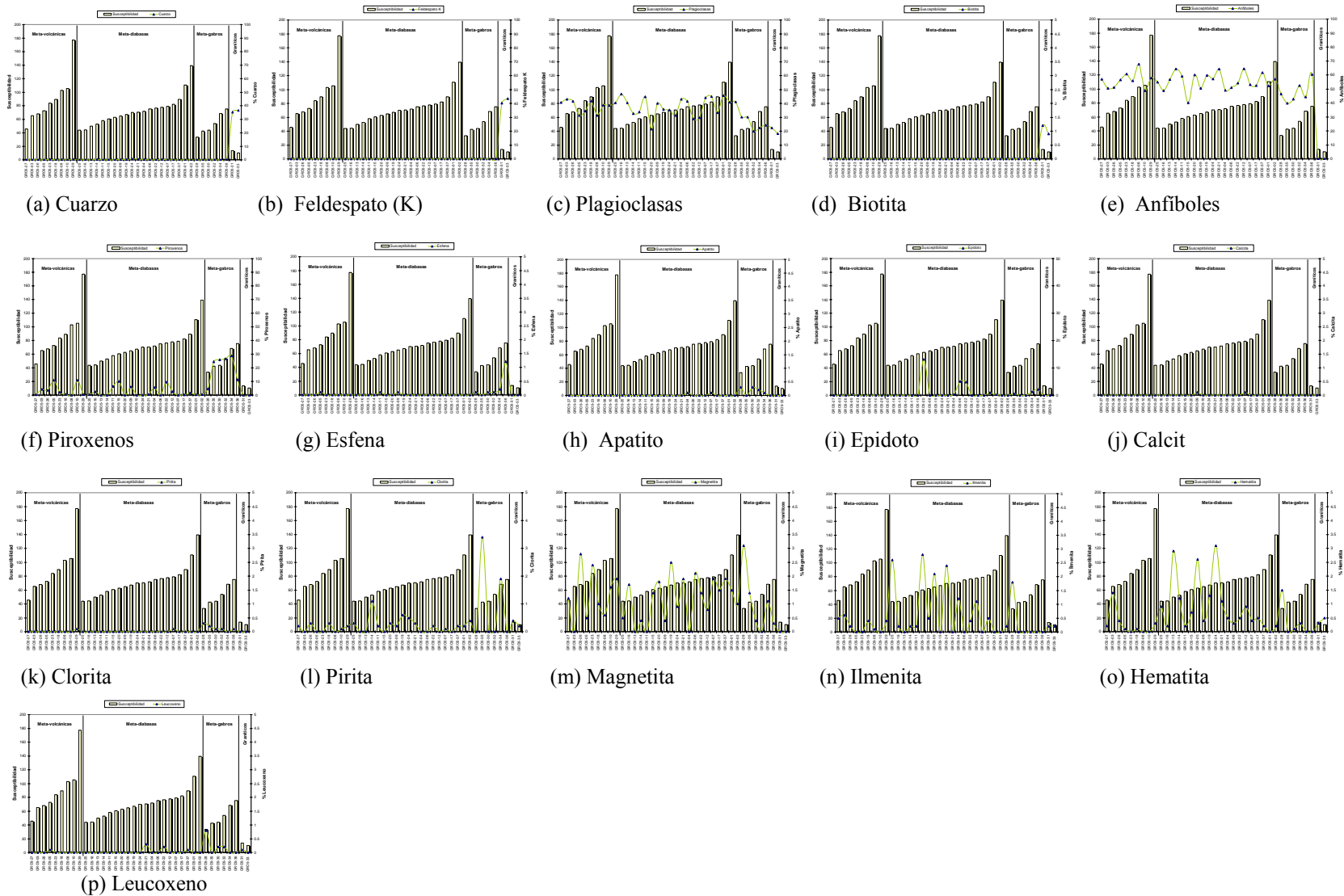


Figura 106. Histogramas de frecuencia: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico para muestras de Gran Roque. (ver Anexos: 4 a 19).

En la Figura 106 se aprecian 16 histogramas de susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) versus el porcentaje de contenido mineralógico. A partir de esta Figura se puede decir que en (a) para el cuarzo se observa que los valores por litogrupo son casi nulos excepto para el litogrupo G. Esta misma tendencia se mantiene para (b), es decir, para el contenido de feldespato potásico en las muestras y para (d) biotita.

En (c) el porcentaje de plagioclasas si logra ser distintivo en los 4 litogrupos, nótese que la mayoría de los valores de susceptibilidad ( $k$ ) están entre 80 unidades  $\pm$  10 para el litogrupo MV, mientras que hay un incremento en promedio de 10 unidades para el litogrupo MD. Este comportamiento promedio decae en un promedio de 20 unidades en el litogrupo MG y disminuye a 40 unidades  $\pm$  5 para el litogrupo G.

En cuanto a (e), referente al porcentaje de anfíboles, ya una discriminación es más difícil puesto que los valores casi no varían por litogrupo, excepto entre los litogrupos MG y G. El caso contrario ocurre en (f) y (g), donde el porcentaje de piroxenos y esfenas en el litogrupo MG tiene variaciones significativas.

En (h) es imposible discriminar el porcentaje mineralógico de apatitos por litogrupos al igual que la calcita en (j). En (i) llama la atención los dos picos de porcentaje de epidoto concentrados en la región del litogrupo MD. En (j) y (k) es imposible tratar de determinar alguna tendencia en los porcentajes de calcita y clorita respectivamente. Mientras que en (l) el porcentaje de pirita aumenta linealmente entre los tres primeros litogrupos: MV, MD y MG.

Los minerales (m), (n) y (o) por ser los más magnéticos tienen un comportamiento bastante caótico en el caso de la magnetita, pero los valores decaen en el litogrupo G, mientras que para (n) en la ilmenita, los valores se concentran en el litogrupo MD, rasgos que se mantienen para la hematina en (o). Con respecto al porcentaje de leucoxeno en (p) sólo se puede apreciar en el litogrupo MG.

### 5.3.1.2. Muestras de Guayana.

Análogamente que en el caso anterior, se elaboraron veinticuatro (24) histogramas de frecuencia (ver Figuras: 107 y 108, y ver Anexos: 20 a 43) y cuatro (4) Tablas estadísticas para el estudio de los cuatro (4) litogrupos definidos como: MV, D, G, y M (ver Capítulo IV).

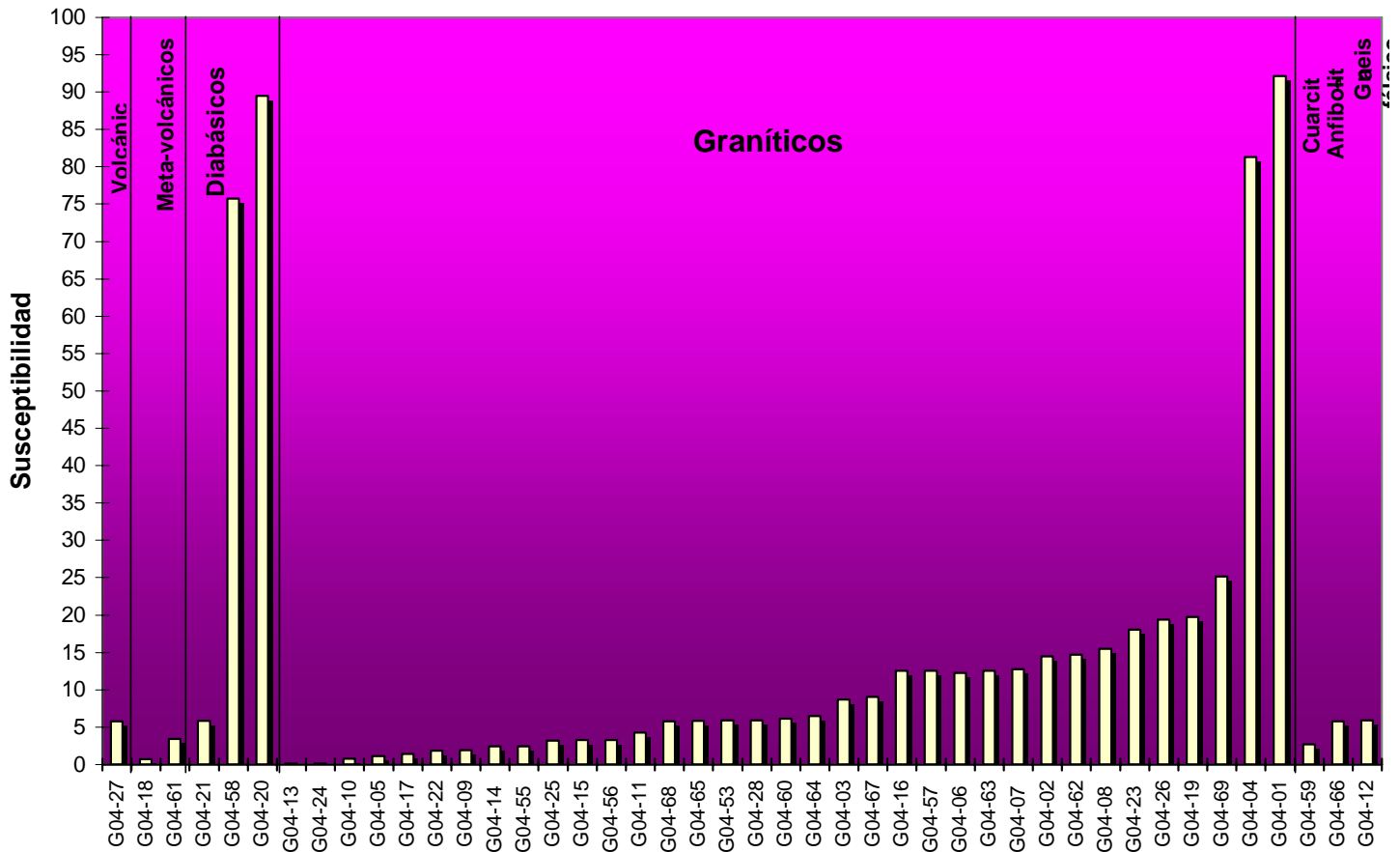
En la Figura 107 se muestran los histogramas de frecuencia de susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) organizados por litogrupos. A diferencia del caso anterior existen: una muestra de litotipo Volcánico con una ( $k$ ) de 5 unidades, por otro lado, existen dos muestras en el litogrupo MV con una ( $k$ ) menor a 5 unidades, también tres muestras del litogrupo D, de las cuales, sólo una, llama la atención al arrojar una ( $k$ ) de casi 5 unidades, mientras las otras dos tienen una ( $k$ ) mayor a 75 unidades.

El litogrupo G está determinado por 35 muestras con 33 de muy baja ( $k$ ), entre 1 y 20 unidades, mientras que dos de ellas se encuentran por encima de las 80 unidades. Por último, se tiene que todo el litogrupo M es de muy baja ( $k$ ), menor a 5 unidades.

En la Figura 108 (ver Anexos: 20 a 43) se aprecian 24 histogramas de susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) versus el porcentaje de contenido mineralógico, de donde se puede decir que en (a) para el cuarzo se observa que los valores por litogrupo varían mucho entre las rocas graníticas. Estos valores tienen grandes oscilaciones entre los tres últimos grupos de rocas cuarcita, anfibolita y gneiss félsico.

La Figura 107 se consideró como histograma base para graficar los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) por porcentaje de cada variable mineral estudiada para las muestras de Guayana.

Litogrupos Guayana



**Figura 107.** Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética vs. Litotipo V (Volcánica) y de los Litogrupos: MV (MetaVolcánica), D (Diabásicas), G (Graníticas) y M (Metamórficas), respectivamente, para muestras de Guayana.



COMPARACIÓN ENTRE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ ) Y COMPOSICIÓN MINERALÓGICA ENTRE ROCAS DE LA ISLA GRAN ROQUE, DEPENDENCIAS FEDERALES, Y DE GUAYANA, ESTADO BOLÍVAR.

SOJO R. FREDDY J. (2006)

ANÁLISIS DE RESULTADOS.

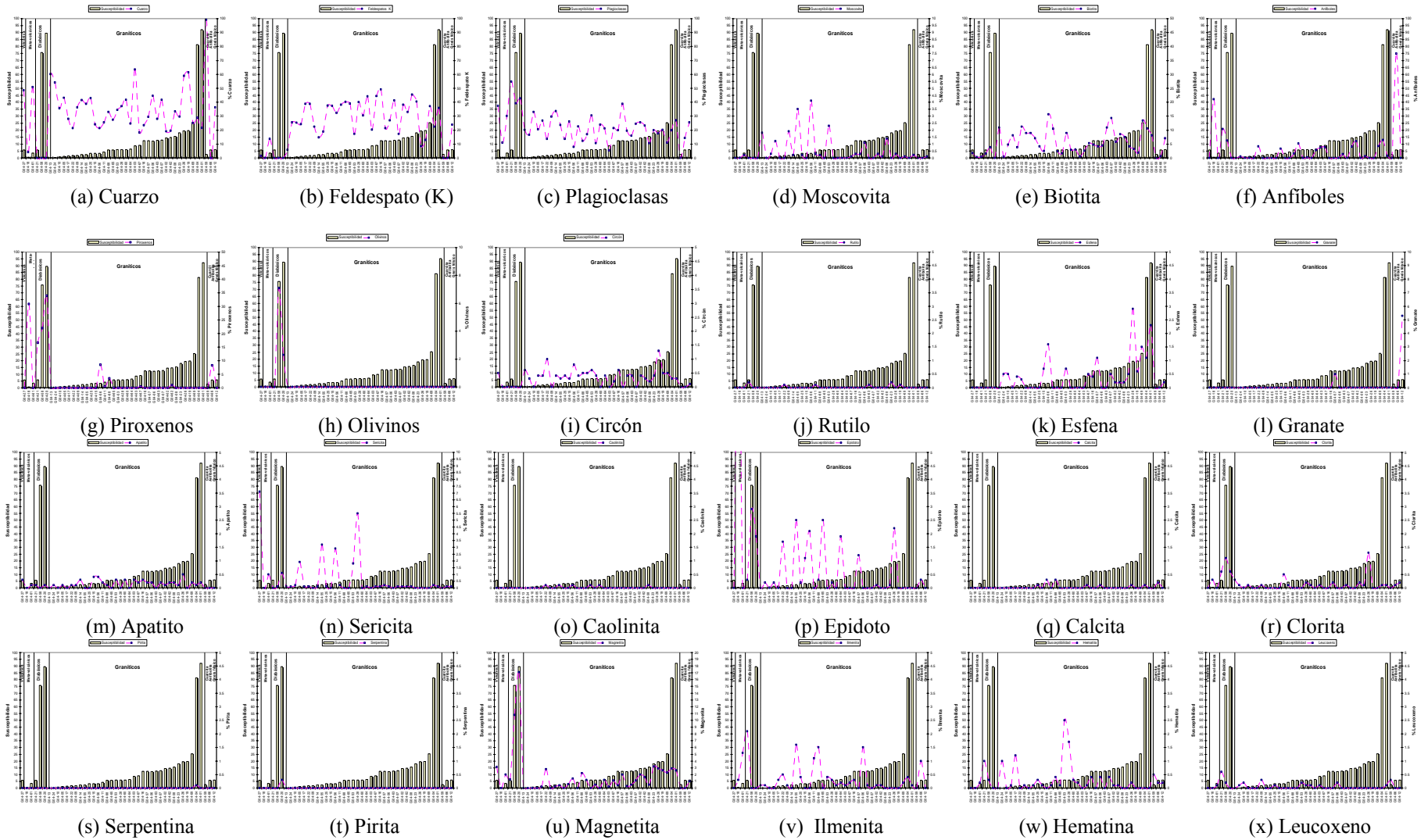


Figura 108. Histograma de frecuencia: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico para muestras de Guayana (ver Anexos: 20 a 43).

A partir de la Figura 108 se puede decir con respecto al porcentaje de feldespato potásico dado en (b), que el litotipo V y los dos primeros litogrupos, MV y V, tienen valores por debajo de 5 unidades para ( $k$ ), mientras que hay una alta variabilidad en el litogrupo G. En (c), el porcentaje de plagioclasas alcanzan valores máximos en los litogrupos MV y D, mientras que para el resto de los litogrupos se mantiene más o menos uniforme.

Con respecto al porcentaje de moscovita dado en (d), se aprecia que hay al menos dentro del litogrupo G, dos tendencias dadas por el comportamiento de los picos; para el resto de los litogrupos no se observa nada significativo. Este comportamiento es similar en el caso (e) del porcentaje de biotita en las muestras. Observando que en el caso (f) se puede apreciar que el porcentaje de anfíboles llega a ser mayor en el litotipo V y los litogrupos MV y D, disminuyendo en el litogrupo G y volviendo a aumentar significativamente en el litogrupo M.

En cuanto a los porcentajes de piroxeno y olivino representados por (g) y (h), se observan valores máximos en V, MV y D, y luego una disminución en G y M. Con respecto a los porcentajes de circón dados por (i), hay una variabilidad más o menos constante, mayor al 2% en G, mientras que en el resto de los litogrupos es casi nulo. Este comportamiento es similar en (m), (o), (q), (r), (s), (t) y (x) para los porcentajes de apatito, caolinita, calcita, clorita, serpentina, pirita y leucoxeno respectivamente.

En (n) y (p) los porcentajes de sericita y epidoto son notables en V, MV, D y G, disminuyendo en M, este comportamiento se mantiene en el porcentaje de (v) ilmenita y (w) hematina, pero en la magnetita representada por (u) hay una mayor concentración para D, mientras que en V, MV, G y M es muy baja.

### 5.3.2. Tablas Estadísticas.

Con la finalidad de tratar de identificar o cuantificar las observaciones realizadas en los histogramas de frecuencia mostrados en las Figuras anteriores se calcularon los valores estadísticos: media aritmética, desviación estándar y varianza por litogrupos para cada una de las muestras de las zonas de estudio.

#### 5.3.2.1. Muestras del Gran Roque.

Los resultados derivados de los cálculos de los valores estadísticos por litogrupos son mostrados en la Tabla 25. A continuación se expone el contenido de la estadística descriptiva contenida en dicha Tabla.

##### **Litogrupo MV:** *Meta-Volcánicas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 25, estos corresponden a anfíboles, plagioclasas y piroxenos con valores promedios de 56, 38 y 3.7. La desviación para estos tres componentes es más o menos similar, aproximadamente de 5 unidades, esto indica que no hay mucha variabilidad entre los valores observados de estos minerales en el grupo de rocas de las metavolcánicas. Con respecto a la ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 90 unidades con una desviación de 37.79, esto último indica que varía mucho en las muestras pertenecientes a este litogrupo.

##### **Litogrupo MD:** *Meta-Diabasas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 25, análogamente que en el caso anterior, éstos corresponden a anfíboles,

plagioclasas y piroxenos con valores promedios de 56, 38 y 2.3. La desviación estándar para los dos primeros componentes es más o menos similar, aproximadamente de 6, esto indica que no hay mucha variabilidad entre los valores observados de estos minerales. Aparecen otros valores derivados de los componentes cristalinos epidoto y magnetita con una media de 1.2. Con respecto a ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 72.38 unidades con una desviación de 22.29, esto último indica que la ( $k$ ) es un poco menor que en las muestras pertenecientes al litogrupo anterior.

#### **Litogrupo MG:** *Meta-Gabros.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 25, análogamente que en el caso anterior, éstos corresponden a anfíboles, plagioclasas y piroxenos con valores promedios de 48, 28 y 20. La varianza para estos tres componentes es mayor que la mostrada en los litogrupos anteriores, esta varianza se encuentra en un rango de 7.6 a 10, esto indica que existe una alta variabilidad entre los valores observados de estos minerales en este litogrupo. Llama la atención el incremento en el porcentaje de las plagioclasas con respecto a los MV y MD. Análogamente sucede en el caso de ( $k$ ), donde el valor promedio se sitúa en 52.88 unidades con una desviación de 16.17.

#### **Litogrupo G:** *Graníticas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 25. A diferencia de los litogrupos anteriores la plagioclasa tiene el mayor promedio con 41.8, seguido por el cuarzo con 35.8 y anfíboles con 20.3. La desviación para estos tres componentes es pequeña con valores de 0.9, 2.3 y 3 respectivamente, esto indica que existe los valores observados de estos minerales en este litogrupo son muy similares. Llama la atención el incremento en el porcentaje de plagioclasas con respecto a los MV,

MD y MG. Análogamente sucede en el caso de la ( $k$ ), donde el valor promedio es el menor de todos los litogrupos con un valor de 12.075 unidades. El hecho de tener una desviación de 2.29 indican que hay poca variabilidad en los valores de ( $k$ ) en este litogrupo.

Parámetro		Componentes Cristalinos													Susceptibilidad	
Litogrupo	Estadístico	Cuarzo	Plagioclasas	Anfiboles	Piroxenos	Esfena	Apatito	Epidoto	Calcita	Clorita	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno	$k \times 10^{-6}$ (C.G.S) $\pm 1\%$
MV	$\bar{x}$	0.1	38	56	3.7	0	0	0	0	0.1	0	1.3	0.2	0.3	0	90
	$\sigma$	0.2	4.5	5.8	4.3	0	0	0.1	0	0.1	0	0.9	0.2	0.4	0	37.79331952
	$\sigma^2$	0	20	33	19	0	0	0	0	0	0	0.9	0.1	0.2	0	1428.335
MD	$\bar{x}$	0.1	38	56	2.3	0	0	1.2	0	0.2	0	1.2	0.7	0.9	0	72.38
	$\sigma$	0.2	6.8	6.2	3.3	0	0	3.2	0	0.3	0	0.8	1	0.9	0.1	22.2922833
	$\sigma^2$	0	46	38	11	0	0	10	0	0.1	0	0.6	0.9	0.9	0	496.9458947
MG	$\bar{x}$	0	28	48	20	0.3	0.2	0.7	0	0.9	0.1	1.1	0.3	0.3	0.2	52.88333333
	$\sigma$	0	7.6	7.6	9.9	0.5	0.1	0.9	0	1.4	0.1	1.1	0.7	0.6	0.3	16.17670135
	$\sigma^2$	0	58	57	98	0.2	0	0.8	0	2.1	0	1.3	0.5	0.3	0.1	261.6856667
G	$\bar{x}$	35.8	41.8	20.3	1.05	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0.2	12.075
	$\sigma$	0.9	2.3	3	0.2	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	2.298097039
	$\sigma^2$	0.8	5.4	8.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5.28125

Tabla 25. Valores estadísticos para los litogrupos de las muestras de la isla Gran Roque.

### 5.3.2.2. Muestras de Guayana.

Los resultados derivados de los cálculos de los valores estadísticos para los datos provenientes de las muestras de Guayana son mostrados en la Tabla 26 por litogrupos. Esta se presenta en una hoja a fin de facilitar la revisión por parte del lector.

**Litogrupo MV:** *Meta-Volcánicas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 26, estos corresponden a cuarzos, plagioclasas, anfíboles, piroxenos, feldespatos potásicos, epidoto y sericita con valores promedios de 35, 26, 14, 10, 5, 3.6 y 2.7 respectivamente. La desviación para estos componentes es muy variada, de 26, 14, 24, 7.5, 6.3 y 3.8, respectivamente. Esto indica que los valores observados de estos minerales en este litogrupo tienen oscilaciones considerables. Con respecto a la ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 1.65 unidades con una desviación de 2.41 unidades, esto último indica que ( $k$ ) no varía mucho en las muestras pertenecientes a este litogrupo. Si se comparan los mismos litogrupos MV entre Gran Roque y Guayana, se aprecia que las primeras son más susceptibles magnéticamente, con un valor de 90 unidades de ( $k$ ) en contraste con las segundas, que casi no son susceptibles, o cuyo valor es casi despreciable (1.65 unidades).

**Litogrupo D:** *Diabasas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 26, estos corresponden a plagioclasas, piroxenos, anfíboles, magnetita y olivino con valores promedios de 8.1, 8.9, 10, 7 y 3.6 respectivamente. La desviación para estos componentes es más o menos uniforme, aproximadamente de 9 en promedio, excepto para los olivinos, que es de 3.6. Con respecto a ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 57.04 unidades con una desviación de 44.89, este número indica que los valores de ( $k$ ) difieren mucho entre las muestras. Si se comparan los litogrupos MD y D, entre Gran Roque y Guayana, respectivamente, se aprecia que las primeras son más susceptibles, magnéticamente, con un valor de 72.38 unidades en contraste con las segundas.

### **Litogrupo G:** *Graníticas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en negrillas en el litogrupo G de la Tabla 26, estos corresponden a cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas, biotitas y anfíboles con valores promedios de 25, 30, 21, 6.5 y 2.8 respectivamente. La desviación para estos componentes es variada, los valores son: 13, 11, 7.5, 4 y 4.1 respectivamente. Con respecto a ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 12.67 unidades con una desviación de 19.63, este número indica que los valores de ( $k$ ) difieren mucho entre las muestras. Si se comparan entre litogrupos G, para Gran Roque y Guayana, se aprecia que están bastante cercanos entre sí, con valores de 12.075 y 12.67 unidades.

### **Litogrupo M:** *Metamórficas.*

El litogrupo se caracteriza por el dominio de los componentes cristalinos mostrados en la Tabla 26, estos corresponden a cuarzo, anfíboles, plagioclasas, feldespatos potásicos y piroxenos con valores promedios de 58.6, 18.7, 9.97, 5.97 y 2.07 respectivamente. Las desviaciones estándar no son significativas estadísticamente. Con respecto a ( $k$ ), el valor promedio se sitúa en 4.25 unidades con una desviación de 1.84 unidades. Este litogrupo presenta la menor susceptibilidad ( $k$ ) después del litogrupo MV.

Parámetro		Componentes Cristalinos																							Susceptibilidad	
Litogrupo	Estadístico	Cuarzo	Feldespatos K	Plagioclasas	Moscovita	Biotita	Anfiboles	Piroxenos	Olivinos	Circón	Rutilo	Esfena	Granate	Apatito	Sericita	Caolinita	Epidoto	Calcita	Clorita	Serpentina	Pirita	Magnetita	Ilmenita	Hematita	Leucoxeno	$k_x \cdot 10^{-6} \text{ (C.G.S.)} \pm 1\%$
MV	$\bar{x}$	35	5	26	0.1	0.8	14	10	0	0.2	0	0	0	0.1	2.7	0	3.6	0	0.1	0	0	1.7	0.5	0.1	0	1.654448277
	$\sigma$	26	7.5	14	0.1	0.8	24	18	0	0.3	0	0	0	0.2	3.8	0	6.3	0	0.2	0	0	1.6	0.7	0.1	0.1	2.419794065
	$\sigma^2$	692	57	186	0	0.7	594	318	0	0.1	0	0	0	0	15	0	40	0	0	0	0	2.5	0.5	0	0	5.855403318
D	$\bar{x}$	0	0	46	0	1.8	11	24	3.1	0	0.1	0	0	0.1	0.4	0	1.7	0	0.8	0.1	0	10	0.6	0.1	0.1	57.04424856
	$\sigma$	0	0	8.1	0	1.9	10	8.9	3.6	0	0.1	0	0	0.1	0.6	0	1.3	0	0.3	0.2	0	7	1	0.2	0.1	44.89522448
	$\sigma^2$	0	0	66	0	3.6	109	78	13	0	0	0	0	0	0.4	0	1.7	0	0.1	0	0	49	1	0	0	2015.581181
G	$\bar{x}$	35	30	21	0.6	6.5	2.8	0.4	0	0.4	0	0.5	0	0.2	0.5	0	0.5	0	0.1	0	0	1.1	0.3	0.3	0	12.67402441
	$\sigma$	13	11	7.5	1	4	4.1	1.5	0	0.3	0	0.7	0.2	0.1	1.2	0	0.8	0.1	0.2	0	0	1.1	0.4	0.5	0.1	19.63986818
	$\sigma^2$	164	130	57	1	16	17	2.4	0	0.1	0	0.5	0	0	1.4	0	0.7	0	0.1	0	0	1.2	0.2	0.3	0	385.724422
M	$\bar{x}$	58.6	5.97	9.97	0.02	1.92	18.7	2.07	0	0.02	0	0.05	1.32	0	0.05	0	0.07	0.05	0.07	0	0	0.25	0.25	0.42	0.15	4.250202703
	$\sigma$	0	11.9	0	0.05	0	37.4	4.15	0	0.05	0	0.1	2.65	0	0	0	0.15	0.1	0	0	0	0.5	0.5	0	0	1.841065716
	$\sigma^2$	2401	142.8	153.2	0.002	11.98	1398	17.22	0	0.002	0	0.01	7.02	0	0.003	0	0.02	0.01	0.009	0	0	0.25	0.25	0.082	0.03	3.389522972

Tabla 26. Valores estadísticos para los distintos litogrupos de las muestras de Guayana.



## **5.4. Análisis Estadístico Multivariante.**

Partiendo de los resultados obtenidos en los análisis anteriores, se procedió a realizar un estudio más detallado que permitieran obtener nuevas directrices para tratar de explicar las diferencias entre las rocas de Gran Roque y las de Guayana. Para ello se realizó un Análisis por Grupo, y un Análisis por Regresión Múltiple.

### **5.4.1. Análisis por Grupos.**

Se realizó el análisis de cluster o discriminante entre las muestras de una misma área de estudio. Esto permite visualizar en forma dendrográfica el nivel de separación y/o superposición entre litogrupos.

Se elaboraron tres (3) diagramas dendrográficos de susceptibilidades ( $k$ ) (ver Figuras: 109 a 111). Para ello se usó la noción de la distancia comúnmente euclidiana en el espacio muestral de ( $k$ ) y la distancia promedio entre grupos como método de aglomeración.

#### **5.4.1.1. Muestras del Gran Roque.**

En la Figura 109 se presenta gráficamente en forma de dendograma los resultados del análisis de cluster realizado sobre los valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observadas de las muestras de Gran Roque, usando el método del entorno más cercano con un centroide ubicado en el valor 26 calculado por métrica euclídea. En esta Figura puede apreciarse que hay dos ramas principales, o dos grupos con distintas susceptibilidades ( $k$ ), la rama de la izquierda constituida por más de 36 muestras que se dividen a su vez en tres ramas, es decir tres grupos distintos de susceptibilidades. Estas tres ramas están ubicadas de acuerdo a las distancias de 0.8, 0.4 y 0.2, esta última es la que más muestras incluye.

La rama de la derecha está constituida por una sola muestra que posiblemente tenga valores de ( $k$ ) mayor, razón por la cual no puede ser agrupada por el análisis. De esta forma, se discrimina por este método 4 poblaciones de susceptibilidades ( $k$ ), tal vez relacionadas con la composición mineralógica de la muestra.

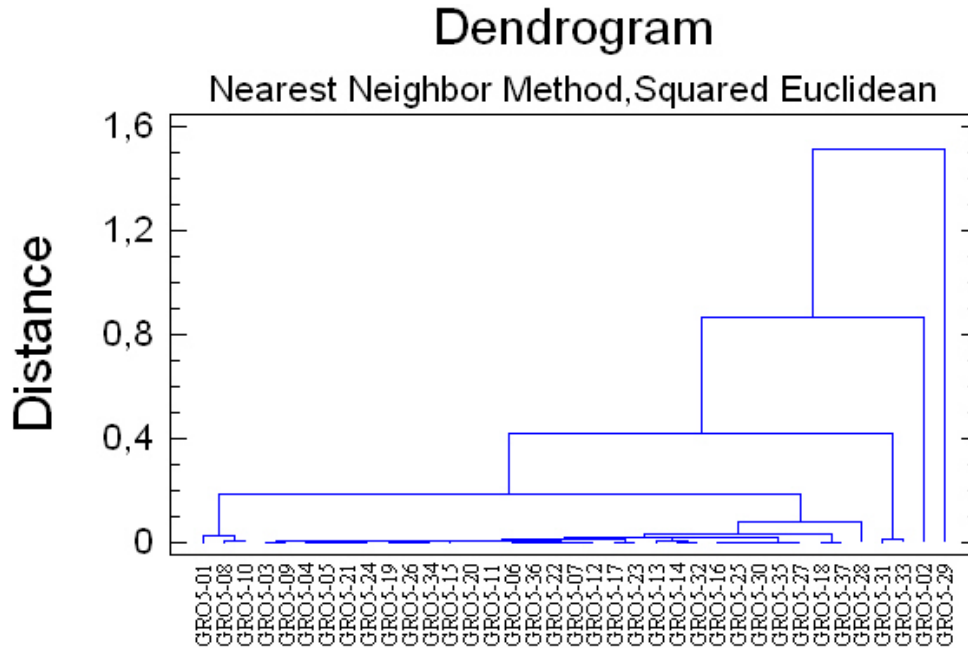


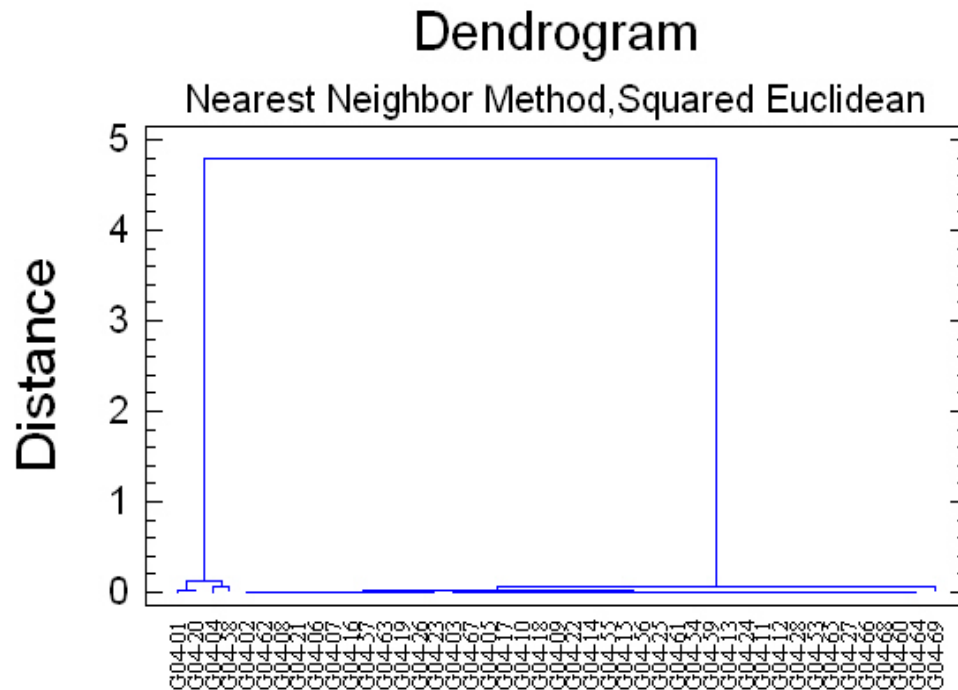
Figura 109. Dendrograma disjunto para las muestras de Gran Roque según los valores observados de susceptibilidad magnética ( $k$ ).

#### 5.4.1.2. Muestra de Guayana.

En la Figura 110 se presenta gráficamente en forma dendrográfica los resultados del análisis de cluster realizado sobre los valores de susceptibilidad magnética observadas de las muestras de Guayana usando el método del entorno más cercano con un centroide ubicado en el valor 14 calculado por métrica euclídea. En esta Figura puede apreciarse que hay dos ramas principales, o dos grupos con distintas susceptibilidades magnéticas ( $k$ ), en estas ramas se discriminan sólo dos poblaciones, una primera de valores de susceptibilidad

( $k$ ) cuyas distancias son mayores a 5, y otras denotadas por la mayor cantidad de datos con valores de susceptibilidad ( $k$ ) menores a 2.

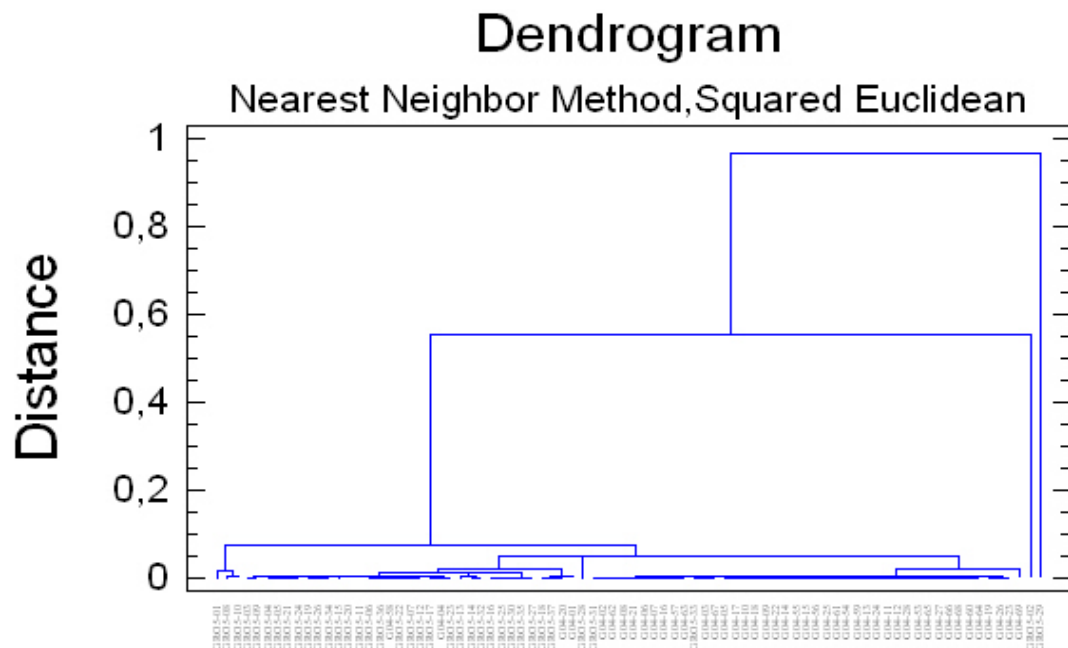
Relacionando esto con la estadística descriptiva, se puede deducir que el grupo de susceptibilidades bajas corresponden a las muestras de tipo granítica, mientras que las ramas discriminadas por valores altos de susceptibilidad están definidas por el resto de las muestras. Así se discrimina por este método sólo dos poblaciones de susceptibilidades magnéticas, aquellas referentes a baja susceptibilidad (con distancias menores a 1) y las de alta susceptibilidad ( $k$ ) (distancias entre valores mayores a 1).



*Figura 110. Dendrograma disjunto para las muestras de Guayana según los valores observados de susceptibilidad magnética ( $k$ ).*

### 5.4.1.3. Muestras de Gran Roque & Guayana.

Al realizar el análisis de cluster con un centroide ubicado en 39 para la mezcla de todos los datos de Gran Roque y Guayana se aprecia en el dendrograma de la Figura 111, similitudes. Existen dos poblaciones principales, la rama de la izquierda, que se bifurca en 3 subgrupos y la de la derecha que representa un valor anómalo de susceptibilidad magnética. En cuanto a esta propiedad física de las rocas entre las muestras de las dos zonas estudiadas se observan que las muestras son bien discriminadas con excepción de algunas muestras. Estos dos grupos tienen valores de susceptibilidad con distancias euclideas menores a 0.1 bien cercanos entre sí. Mientras que existen otros dos grupos con distancias entre susceptibilidades mayores a 0.4. Relacionando esto con la estadística descriptiva puede inferirse que a nivel de litogrupos del tipo granítico no hay diferencias entre las muestras de Gran Roque y Guayana, la diferencia es causada por el resto de los litogrupos como los metavolcánicos, metagabros metamórficos.



**Figura 111.** Dendrograma genérico de todas las muestras para Gran Roque & Guayana según los valores observados de susceptibilidad magnética ( $k$ ).

### 5.4.2. Análisis por Regresión Múltiple.

Para todas y cada una de las muestras de ambas zonas de estudio, se modeló, por la técnica de regresión lineal múltiple, la susceptibilidad magnética (*k*) en función de la combinación independiente del porcentaje de minerales presentes (ver Capítulo II). Esto permite tener una idea del grado de variación de la susceptibilidad magnética (*k*) con respecto al contenido mineralógico de las muestras. Para ello se modelaron tres (3) análisis de regresión lineal múltiple, para Gran Roque, Guayana, y para Gran Roque & Guayana.

#### 5.4.2.1. Análisis por Regresión Múltiple para Gran Roque

Este análisis fue considerado independiente del análisis anterior, de esta manera es posible plantear la siguiente ecuación disjunta (5.1) para las rocas del Gran Roque:

$$(k) = a + b_0.\%Cz + b_1.\%Plag + b_2.\%Anf + b_3.\%Prx + b_4.\%Esf + b_5.\%Apt + b_6.\%Src + b_7.\%Ept + b_8.\%Cal + b_9.\%Clr + b_{10}.\%Pir + b_{11}.\%Mag + b_{12}.\%Ilm + b_{13}.\%Hmt$$

Donde, cada variable significa:

<i>Cz</i> : Cuarzo.	<i>Plag</i> : Plagioclasas	<i>Anf</i> : Anfiboles.	<i>Esf</i> : Esfena.	<i>Apt</i> : Apatito.
<i>Src</i> : Sericita	<i>Ept</i> : Epidoto.	<i>Cal</i> : Calcita.	<i>Clr</i> : Clorita.	<i>Pir</i> : Pirita.
<i>Mag</i> : Magnetita.	<i>Ilm</i> : Ilmenita.	<i>Hmt</i> : Hematina.		

En la Tabla 27 se aprecian los valores arrojados por el paquete Statgraphics para la regresión lineal múltiple, tomando la susceptibilidad magnética (*k*) como variable dependiente del contenido mineralógico. El programa indicó no tomar en cuenta el feldespato K y el leucóxeno, ya que son variables mineralógicas consideradas combinación lineal de las otras variables mineralógicas.

Parámetro	Estimado	Error	Estadístico	Valor P
CONSTANTE	-3811.1	6168.17	-0.617866	0.5433
Cuarzo	112.704	591.747	190.459	0.0706
Plagioclasa	394.239	61.248	0.643677	0.5268
Anfibol	386.906	619.437	0.624609	0.5390
Piroxeno	388.044	615.942	0.630001	0.5355
Esfena	216.731	624.453	0.347074	0.7320
Apatito	-737.897	157.145	-0.469563	0.6435
Epidoto	412.784	608.284	0.678604	0.5048
Calcita	-479.761	201.515	-0.238077	0.8141
Clorita	238.118	596.317	0.399314	0.6937
Pirita	197.227	174.723	11.288	0.2717
Magnetita	380.987	655.714	0.581026	0.5674
Ilmenita	306.127	646.998	0.47315	0.6410
Hematita	239.601	635.181	0.377217	0.7098

Tabla 27. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple para muestras de Gran Roque.

Paralelamente a la Tabla 27, el programa arroja un análisis de varianza resumido en la Tabla 28, con los resultados de los valores ajustados para el modelo y los residuos.

Fuente	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Error cuadrático	Cociente F	Valor P
Modelo	12808.6	13	985.28	1.44	0.2224
Residuos	14393.9	21	685.424		
<b>Total</b>	<b>27202.5</b>	<b>34</b>			

<p>R-squared = 47.0862 percent</p> <p>R-squared (adjusted for d.f.) = 14.33 percent</p> <p>Standard Error of Est. = 26.1806</p> <p>Mean absolute error = 13.9808</p> <p>Durbin-Watson statistic = 2.01839 (P=0.4409)</p> <p>Lag 1 residual autocorrelation = -0.0348721</p>
---

Tabla 28. Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a las muestras de Gran Roque.

En el análisis resumido en la Tabla 28 nos dice que debido a que el leucoxeno es una variable mineralógica considerada combinación lineal de otras variables mineralógicas, fue excluida de este análisis, análogamente que en el caso anterior.

La salida del paquete Statgraphics muestra los resultados de un ajuste por regresión lineal múltiple para describir la relación existente entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y las 13 variables independientes. Sustituyendo la constante  $a$  y los coeficientes  $b_n$  de la ecuación disjunta (5.1) por sus correspondientes valores de estimado (ver Tabla 27), se tiene que, la ecuación (5.2) del mejor modelo ajustado viene dada por:

$$\begin{aligned} (k) = & - 3811.1 + 112.704*\%Cz + 39.4239*\%Plag + 38.6906*\%Anf \\ & + 38.8044*\%Pirx + 21.6731*\%Esf - 73.7897*\%Apt + 41.2784*\%Ept \\ & - 47.9761*\%Cal + 23.8118*\%Clr + 197.227*\%Pir + 38.0987*\%Mag \\ & + 30.6127*\%Ilm + 23.9601*\%Hmt \end{aligned}$$

Como el valor P en la Tabla 28, de análisis de varianza, es mayor o igual a 0.10, no existe una relación estadísticamente significativa entre las variables, por lo que no existe un 90% de confiabilidad en la relación entre la susceptibilidad ( $k$ ) y las variables mineralógicas.

El valor estadístico: error cuadrático indica que el modelo se ajusta en un 47.0862% de la variabilidad de  $k$ . El error cuadrático ajustado es más conveniente para comparar modelos con diferentes números de variables independientes, este error es de 14.33%. El error estándar de los residuales es de 26.1806. El error absoluto promedio es de 13.9808 y representa el valor promedio de los residuales. El test estadístico Durbin-Watson (DW), como es menor a 0.05, indica que no hay correlación entre residuales. Con respecto a la determinación de variables que puedan ser eliminadas para simplificar el modelo, note que el alto valor de P es de 0.8141 y pertenece a la variable calcita.

A partir de la ecuación (5.2) se realizó el cálculo de esta fórmula para tratar de estimar valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) utilizando la regresión como técnica estadística para la predicción. Para ello se hizo uso del Statgraphics plus, el Excel y también por calculos Manuales, y se compararon entre sí los valores predichos, sólo para el caso de las muestras de Gran Roque.

En la Figura 112 se muestran el análisis por regresión lineal múltiple realizado al comparar el grado de independencia lineal entre los valores de ( $k$ ) observado y los valores de ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión. Estos fueron calculados de tres formas: (a) mediante cálculos realizados por el paquete Statgraphics plus 5.1, (b) mediante cálculos realizados Manualmente y (c) mediante cálculos realizados por el Excel 2003. Básicamente entre los cálculos Manuales y el Excel no hay variaciones en el ajuste ya que el error cuadrático fue de aproximadamente 0.29 para ambos ajustes. En la Tabla 32 se presentan los diferentes valores de susceptibilidad ( $k$ ) para Gran Roque. A raíz de la existencia mayoritaria de muestras de composición máfica, las muestras de composición félsica no fueron consideradas en el análisis, para hacerlo más homogéneo. En contraste, la comparación entre valores observados y predichos de ( $k$ ) por el Statgraphics plus 5.1 indican que hay mejor aproximación por este paquete estadístico en casi el doble de los cálculos manuales y el excel, ya que el error cuadrático es de 0.47. Sin embargo, este error indica independencia entre valores observados y predichos para ( $k$ ) (ver Tablas 29 y 30).

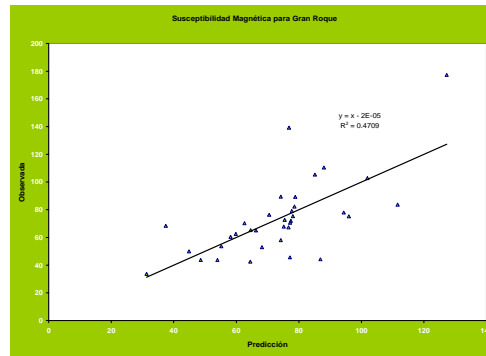
G R A N R O Q U E				
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha calculada por Statgraphic	( $k$ ) Predicha calculada Manualmente	( $k$ ) Predicha calculada por Excel
GR05-01	110.5	88.007	88.013	82.086
GR05-02	139.3	76.824	76.830	72.087
GR05-03	65.3	64.579	64.585	61.138
GR05-04	72	77.457	92.221	85.849
GR05-05	72.7	75.471	75.477	70.877
GR05-06	75.3	95.995	96.000	89.229

Tabla 29.- Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha para muestras de Gran Roque.

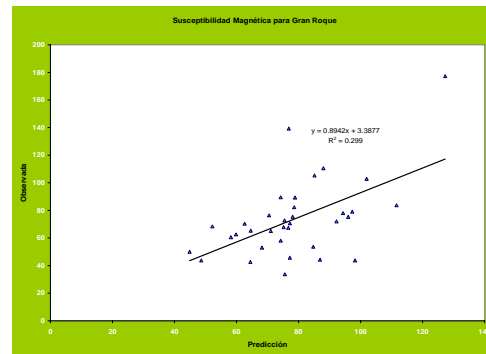


G R A N R O Q U E				
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha calculada por Statgraphic	( $k$ ) Predicha calculada Manualmente	( $k$ ) Predicha calculada por Excel
GR05-07	79	77.727	97.288	9.038.036.
GR05-08	102.9	101.947	101.953	94.551
GR05-09	65	66.273	7.107.641	66.942
GR05-10	105.3	85.127	85.132	79.511
GR05-11	58	74.228	74.234	69.766
GR05-12	78	94.333	94.340	87.744
GR05-13	50	44.860	44.866	43.506
GR05-14	53	68.167	68.173	64.347
GR05-15	60.5	58.197	58.203	55.431
GR05-16	44.3	86.904	8.691.032	81.100
GR05-17	82.3	78.610	78.615	73.683
GR05-18	89.3	78.841	78.847	73.890
GR05-19	67.3	76.706	76.712	71.982
GR05-20	62.6	59.825	59.832	56.888
GR05-21	70.6	77.169	77.175	72.396
GR05-22	76.4	70.51	70.515	66.441
GR05-23	83.7	111.603	111.609	103.181
GR05-24	70.3	62.625	62.631	59.390
GR05-25	43.7	48.616	48.622	46.864
GR05-26	67.8	75.167	75.172	70.605
GR05-27	45.7	77.162	77.168	72.389
GR05-28	33.7	31.308	75.587	70.976
GR05-29	177.3	127.268	127.271	117.193
GR05-30	43.7	53.934	98.213	91.207
GR05-31	13.7	9.875	7.642	7.854
GR05-32	53.6	55.219	84.740	79.160
GR05-33	10.4	8.954	6.432	6.124
GR05-34	68.4	37.449	52.213	50.075
GR05-35	42.5	64.473	64.478	61.042
GR05-36	75.4	78.080	78.086	73.210
GR05-37	89.5	74.227	74.233	69.765

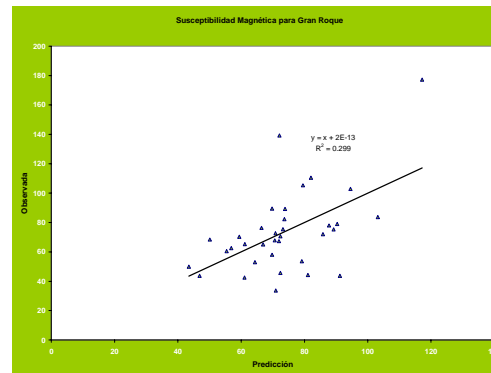
*Tabla 30. Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha, para muestras de Gran Roque (continuación).*



(a)



(b)



(c)

**Figura 112.** Valores de ( $k$ ) observado vs. ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Gran Roque. (a): calculado por Statgraphics plus 5.1, (b): calculado manualmente y (c): calculada por Excel 2003 (ver Anexos: 44, 45 y 46, respectivamente).

### 5.4.2.2. Análisis por Regresión Múltiple para Guayana.

Se consideró la siguiente ecuación disjunta (5.3) para las rocas de Guayana:

$$(k) = a + b_0.\%Cz + b_1.\% Felk + b_2.\% Plag + b_3.\% Msv + b_4.\% Bot + b_5.\% Anf + b_6.\% Prx + b_7.\% Olv + b_8.\% Cir + b_9.\%Rto + b_{10}.\%Esf + b_{11}.\%Gte + b_{12}.\%Apt + b_{13}.\%Src + b_{14}.\%Cta + b_{15}.\%Ept + b_{16}.\%Cal + b_{17}.\%Clr + b_{18}.\%Srp + b_{19}.\%Pir + b_{20}.\%Mag + b_{21}.\%Ilm + b_{22}.\%Hmt + b_{23}.\%Lex$$

En la Tabla 31 y 32 se aprecian los valores arrojados por el paquete Statgraphics para la regresión lineal múltiple, tomando la susceptibilidad magnética ( $k$ ) como variable dependiente del contenido mineralógico. El programa indicó no tomar en cuenta el leucoxeno, ya que esta es una variable mineralógica considerada combinación lineal de las otras variables mineralógicas.

Parámetro	Estimado	Error	Estadístico	Valor P
CONSTANTE	407781.0	633054.0	0.644148	0.5265
Cuarzo	-4072.47	6343.87	-0.641954	0.5278
Feldspatos	-4046.93	6331.15	-0.639208	0.5296
Plagioclasas	-4117.82	6335.95	-0.649914	0.5228
Moscovita	-4015.15	6428.28	-0.624607	0.5390
Biotita	-3995.65	6322.72	-0.631952	0.5342
Anfiboles	-4029.85	6322.51	-0.637381	0.5308
Piroxenos	-3964.23	6384.15	-0.620948	0.5413
Olivinos	-3613.59	6560.76	-0.550788	0.5876
Circón	-5719.85	6055.48	-0.944575	0.3556
Rutilo	-15782.0	13195.3	-119.603	0.2450
Esfena	-712.351	6620.1	-0.107604	0.9153
Granate	-4203.25	6235.58	-0.674074	0.5076
Apatito	-6674.75	6952.55	-0.960043	0.3480

Tabla 31. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple de muestras de Guayana.

Parámetro	Estimado	Error	Estadístico	Valor P
Sericita	-3959.55	6280.56	-0.630445	0.5352
Caolinita	-4157.99	16152.9	-0.257414	0.7994
Epidoto	-4545.89	6229.5	-0.729735	0.4736
Calcita	-17046.1	10735.4	-158.784	0.1273
Clorita	-6596.68	6761.59	-0.975612	0.3404
Serpentina	-14145.4	30600.9	-0.462255	0.6487
Pirita	25085.9	16119.8	155.622	0.1346
Magnetita	-3113.94	6307.55	-0.493684	0.6267
Ilmenita	-3638.53	6610.08	-0.550451	0.5878
Hematita	-4988.33	6758.93	-0.738035	0.4687

*Tabla 32. Valores arrojados por el Statgraphics plus 5.1 para la regresión múltiple de las muestras de Guayana (continuación)*

Paralelamente a las Tablas 31 y 32, el programa arroja un análisis de varianza resumido en la Tabla 33, con los resultados de los valores ajustados para el modelo y los residuos.

En la Tabla 33 se aprecia que el modelo fue ajustado con un error cuadrático del 82% aproximadamente. El error estándar de los estimados muestras una desviación estándar de los residuales de 2248.59, este valor puede ser usado como referencia para hacer otros modelos y para construir los intervalos de confianza.

El error absoluto promedio es de 1111.77 y este representa el promedio de los residuales. El test estadístico Durbin-Watson (DW) sirve para determinar si existe una correlación significativa entre las variables.

Fuente	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Error cuadrático	Cociente F	Valor P
Modelo	4.7981E8	23	2.08613E7	4.13	0.0009
Residuos	1.06179E8	21	5.05616E6		
<b>Total</b>	<b>5.85989E8</b>	<b>44</b>			

R-squared = 81.8803 percent  
 R-squared (adjusted for d.f.) = 62.035 percent  
 Standard Error of Est. = 2248.59  
 Mean absolute error = 1111.77  
 Durbin-Watson statistic = 1.64634 (P=0.0734)  
 Lag 1 residual autocorrelation = 0.00199524

**Tabla 33.** Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a muestras de Guayana.

La salida del paquete Statgraphics muestra los resultados de un ajuste por regresión lineal múltiple para describir la relación existente entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y las 23 variables independientes. Sustituyendo la constante  $a$  y los coeficientes  $b_n$  de la ecuación disjunta (5.3) por sus correspondientes valores de estimado (ver Tablas: 31 y 32), se tiene que, la ecuación (5.4) del mejor modelo ajustado viene dada por:

$$\begin{aligned}
 (k) = & 407781.0 - 4072.47 * Cz - 4046.93 \% Felk - 4117.82 \% Plag - 4015.15 \% Msv \\
 & - 3995.65 \% Bot - 4029.85 \% Anf - 3964.23 \% Prx - 3613.59 \% Olv - 5719.85 * Cir \\
 & - 15782.0 \% Rto - 712.351 \% Esf - 4203.25 \% Gte - 6674.75 \% Apt - 3959.55 \% Src \\
 & - 4157.99 \% Cta - 4545.89 \% Ept - 17046.1 \% Cal - 6596.68 \% Clr - 14145.4 \% Srp \\
 & + 25085.9 \% Pir - 3113.94 \% Mag - 3638.53 \% Ilm - 4988.33 \% Hemt
 \end{aligned}$$

Cómo el valor P es mayor a 0.05 esto indica que no existe correlación entre los residuales. Además por ser menor que 0.1, nos indica que el modelo está bien ajustado con un 99% de confiabilidad en la relación entre la susceptibilidad ( $k$ ) y las variables mineralógicas. Según la Tabla 33, el valor estadístico: error cuadrático indica que el

modelo se ajusta en un 81.8803% de la variabilidad de ( $k$ ). El error cuadrático ajustado es más conveniente para comparar modelos con diferentes números de variables independientes, este error es de 62.035%. El error estándar de los residuales es de 2248.59. El error absoluto promedio es de 1111.77 y representa el valor promedio de los residuales. El test estadístico Durbin-Watson (DW), como es mayor a 0.05, indica que si hay correlación entre los residuales. En cuanto a la simplificación del modelo, el alto valor de P sobre las variables independientes es de 0.9153 perteneciente a la esfera, indicando que este término no es significativo para valores mayores a 90% de confiabilidad, por lo tanto puede ser eliminada del modelo.

A partir de la ecuación (5.2) se realizó el cálculo de esta fórmula para tratar de estimar valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) utilizando la regresión como técnica estadística para la predicción. Para ello se hizo uso del Statgraphics plus, el Excel y también por cálculos Manuales, y se compararon entre sí los valores predichos, sólo para el caso de las muestras de Guayana.

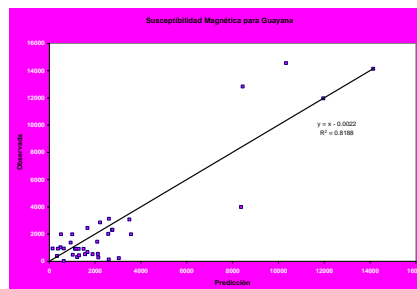
En la Figuras: 113 y 114, se muestran el análisis por regresión lineal múltiple realizado al comparar el grado de independencia lineal entre los valores de ( $k$ ) observado y los valores de ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión. Estos fueron calculados de tres formas: (a) mediante cálculos realizados por el paquete Statgraphics plus 5.1, (b) mediante cálculos realizados Manualmente y (c) mediante cálculos realizados por el Excel 2003. Básicamente entre los cálculos Manuales y el Excel no hay variaciones en el ajuste ya que el error cuadrático fue de aproximadamente 0,80 para ambos ajustes. El contraste, entre los valores de ( $k$ ) observado y el predicho por el Statgraphics llegan a ser muy cercanos, donde con un error cuadrático de 0,81, este paquete estadístico muestra casi el mismo rendimiento que los cálculos Manuales y que el Excel. La afinidad estadística de los tres errores indica una dependencia entre valores observados y predichos de ( $k$ ) (ver Tablas: 34 y 35).

G U A Y A N A				
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha calculada por Statgraphic	( $k$ ) Predicha calculada Manualmente	( $k$ ) Predicha calculada por Excel
G04-01	92.18	65.445	75.823	70.280
G04-02	14.50	17.392	18.295	16.450
G04-03	8.67	5.945	5.946	4.894
G04-04	81.27	53.431	58.395	53.973
G04-05	1.15	-1.486	-1.484	-2.059
G04-06	12.26	-2.141	-2.140	-2.672
G04-07	12.78	16.283	18.541	16.679
G04-08	15.51	10.580	11.484	10.075
G04-09	1.95	7.722	7.724	6.557
G04-10	0.81	16.423	18.680	16.810
G04-11	4.27	10.587	10.589	9.239
G04-12	5.91	4.019	4.923	3.937
G04-13	0.11	-6.191	-6.189	-6.461
G04-14	2.45	-7.305	-7.303	-7.503
G04-15	3.30	9.895	13.054	11.545
G04-16	12.54	6.362	8.168	6.973
G04-17	1.41	19.226	21.032	19.011
G04-18	0.70	-3.683	-3.682	-4.115
G04-19	19.77	16.519	19.227	17.322
G04-20	89.54	89.547	89.550	83.126
G04-21	5.81	7.088	7.092	5.966
G04-22	1.81	13.588	14.943	13.312
G04-23	18.08	14.058	16.315	14.596
G04-24	0.12	4.019	6.276	5.202
G04-25	3.23	-3.400	-3.399	-3.850
G04-26	19.42	22.138	35.222	32.289
G04-27	5.77	7.503	7.505	6.353
G04-28	5.91	0.938	0.939	0.209
G04-53	5.91	-0.706	2.453	1.625
G04-54	3.00	6.477	6.478	5.392
G04-55	2.45	2.192	2.194	1.383
G04-56	3.30	11.993	19.212	17.308
G04-57	12.54	22.603	27.568	25.126
G04-58	75.76	75.766	75.769	70.230
G04-59	2.73	8.217	8.218	7.020

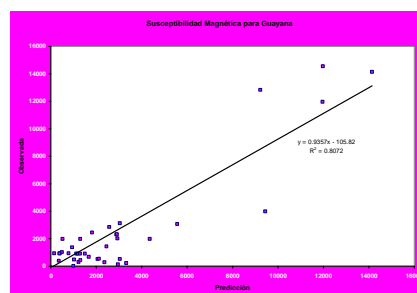
**Tabla 34.** Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha, para muestras de Guayana.

G U A Y A N A				
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha calculada por Statgraphic	( $k$ ) Predicha calculada Manualmente	( $k$ ) Predicha calculada por Excel
G04-60	6.10	-2.545	-2.543	-3.050
G04-61	3.44	13.416	13.418	11.886
G04-62	14.70	17.485	18.389	16.537
G04-63	12.56	3.246	3.247	2.369
G04-64	6.49	3.083	3.085	2.216
G04-65	5.84	2.420	2.421	1.595
G04-66	5.76	8.1433	8.145	6.952
G04-67	9.07	13.238	15.495	13.830
G04-68	5.77	9.502	9.503	8.222
G04-69	25.20	53.031	59.799	55.286

Tabla 35. Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha, para muestras de Guayana (continuación).



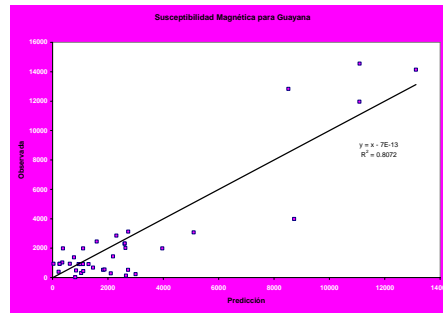
(a)



(b)

Figura 113. Valores de ( $k$ ) observado vs. ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Guayana. (a): calculado por Statgraphics plus 5.1 (ver Anexo 47), y (b): calculado manualmente (ver Anexo 48).





**Figura 114.** Valores de ( $k$ ) observado vs. ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Guayana, calculado por el Excel 2003. (ver Anexo 49).

#### 5.4.2.1. Análisis por Regresión Múltiple para Gran Roque & Guayana.

Se consideró la siguiente ecuación genérica (5.5) para las rocas de Gran Roque y Guayana:

$$(k) = a + b_0.\%Cz + b_1.\%Plag + b_2.\%Anf + b_3.\%Prx + b_4.\%Esf + b_5.\%Apt + b_6.\%Ept + b_7.\%Cal + b_8.\%Clr + b_9.\%Pir + b_{10}.\%Mag + b_{11}.\%Ilm + b_{12}.\%Hmt + b_{13}.\%Lex$$

En la Tabla 36 se aprecian los valores arrojados por el Statgraphics para la regresión lineal múltiple, tomando la susceptibilidad magnética ( $k$ ) como variable dependiente del contenido mineralógico. El programa no indicó la exclusión de ninguna variable mineralógica, que pudiera haberse considerado combinación lineal de las otras variables mineralógicas.

Parámetro	Estimado	Error	Estadístico	Valor P
CONSTANT	0.742947	16.181	0.0459147	0.9635
Cuarzo	0.0459745	0.247151	0.186018	0.8530
Plagioclasas	0.377636	0.367144	1.02858	0.3074
Anfiboles	1.08202	0.189259	5.71711	0.0000
Piroxenos	-0.417053	0.468977	-0.889282	0.3770
Esfena	14.2088	6.24541	2.27508	0.0261
Apatito	-39.0649	28.0139	-1.39448	0.1678
Epidoto	-1.77497	1.4007	-1.2672	0.2095
Calcita	-54.4811	52.2106	-1.04349	0.3005
Clorita	-3.84763	6.44768	-0.596746	0.5527
Pirita	82.1563	71.7172	1.14556	0.2561
Magnetita	5.61086	1.42043	3.95011	0.0002
Ilmenita	-4.54314	4.51503	-1.00623	0.3179
Hematita	-3.27486	4.49725	-0.728192	0.4690
Leucoxeno	-31.2849	28.421	-1.10077	0.2749

**Tabla 36.** Valores arrojados por el paquete Statgraphics plus 5.1 para la regresión lineal múltiple de las muestras de Gran Roque & Guayana.

Paralelamente a la Tabla 36, el programa arroja un análisis de varianza resumido en la Tabla 37, con los resultados de los valores ajustados para el modelo y los residuos.

La salida del paquete Statgraphics muestra los resultados de un ajuste por regresión lineal múltiple para describir la relación existente entre la susceptibilidad magnética ( $k$ ) y las 14 variables independientes. Sustituyendo la constante  $a$  y los coeficientes  $b_n$  de la ecuación genérica (5.5) por sus correspondientes valores de estimado (ver Tabla 36), se tiene que, la ecuación (5.6) del mejor modelo ajustado para Gran Roque y Guayana, viene dada por:

$$(k) = 0.742947 + 0.0459745 * Czo + 0.377636 * \%Plag + 1.08202 * \%Anf - 0.417053 * \%Prx - + 14.2088 * \%Esf - 39.0649 * \%Apt - 1.77497 * \%Ept - 54.4811 * \%Cal - 3.84763 * \%Clr + 82.156 * \%Pir + 5.61086 * \%Mag - 4.54314 * \%Ilm - 3.27486 * \%Hmt - 31.2849 Lex$$

El valor P es menor 0.01, lo cuál llega a ser estadísticamente significativo indicando que el modelo está bien ajustado con un 99% de confiabilidad en la relación estadística entre la susceptibilidad ( $k$ ) y las variables mineralógicas.

Fuente	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Error cuadrático	Cociente F	Valor P
Modelo	86922.9	14	6208.78	12.24	0.0000
Residuos	33984.2	67	507.227		
<b>Total</b>	120907.0	81			

R-squared = percent 71.8923  
 R-squared (adjusted for d.f.) = percent 66.0191  
 Standard Error of Est. = 22.5217  
 Mean absolute error = 14.9746  
 Durbin-Watson statistic = 1.30036 (P = 0.0002)  
 Lag 1 residual autocorrelation = 0.31349

**Tabla 37.** Análisis de varianza y valores para el modelo de regresión lineal múltiple ajustado a muestras de Gran Roque & Guayana.

Según la Tabla 37, el valor estadístico: error cuadrático indica que el modelo se ajusta en un 71.8923% de la variabilidad de ( $k$ ). El error cuadrático ajustado es más conveniente para comparar modelos con diferentes números de variables independientes, este error es de 66.0191%. El error estándar de los residuales es de 22.5217. El error absoluto promedio es de 14.9746 representa el valor promedio de los residuales. El test estadístico Durbin-Watson (DW), como es menor a 0.05, indica que no hay correlación entre residuales.

Con respecto a la determinación de variables que puedan ser eliminadas para simplificar el modelo, note que el alto valor de P es de 0.8530 y pertenece a la variable de

cuarzo, indicando que este término no es significativo para valores mayores a 90% de confiabilidad, por lo tanto puede ser eliminada del modelo.

A partir de la ecuación (5.6) se realizó el cálculo de esta fórmula para tratar de estimar valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) utilizando la regresión como técnica estadística para la predicción.

En virtud del resultado obtenidos por el software estadístico Statgraphics plus 5.1., se asumió que el mejor rendimiento estadístico para las muestras de Gran Roque & Guayana sería proporcionado por este paquete.

En contraste, la comparación entre los valores de ( $k$ ) observado y el predicho por el Statgraphics indican que hay una mejor aproximación con un error cuadrático es de aproximadamente 0.71. Sin embargo, este error indica que la independientes entre los dos valores de ( $k$ ) se reducida a su mínima expresión, debido a que los valores observados y predichos que resultan del modelo de la ecuación genérica (5.6) se aproximan con un rendimiento menor que el de la ecuación disjunta (5.4) para el caso de Guayana (ver Tablas: 38 y 39).

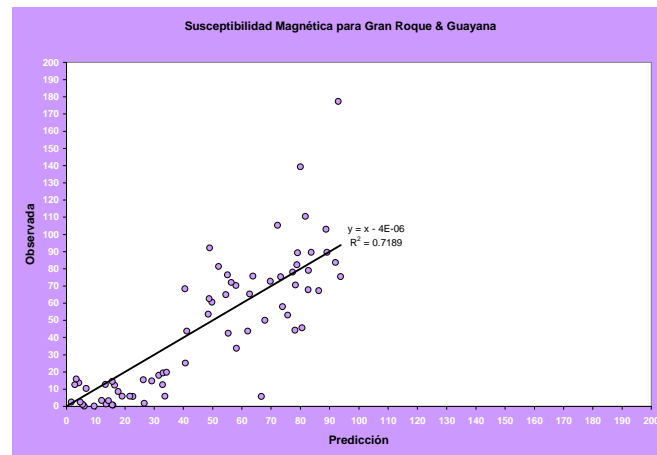
En la Figura 115 se muestran análisis de regresión lineal realizados al comparar el grado de independencia lineal entre los valores de  $k$  observados y los predichos, estos últimos fueron calculados por medio del paquete estadístico del Statgraphics plus 5.1., siendo el error cuadrático de aproximadamente 0.72 .

GRAN ROQUE & GUAYANA					
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha	Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha
GR05-01	110.5	81.681	G04-01	92.18	48.935
GR05-02	139.3	80.016	G04-02	14.50	29.208
GR05-03	65.3	62.665	G04-03	8.67	-0.894
GR05-04	72	56.333	G04-04	81.27	52.029
GR05-05	72.7	69.750	G04-05	1.15	5.530
GR05-06	75.3	73.275	G04-06	12.26	-15.759
GR05-07	79	82.786	G04-07	12.78	15.643
GR05-08	102.9	88.741	G04-08	15.51	3.350
GR05-09	65	54.514	G04-09	1.95	-0.864
GR05-10	105.3	72.248	G04-10	0.81	15.655
GR05-11	58	73.872	G04-11	4.27	-3.238
GR05-12	78	77.343	G04-12	5.91	19.069
GR05-13	50	67.852	G04-13	0.11	9.492
GR05-14	53	75.706	G04-14	2.45	4.742
GR05-15	60.5	49.787	G04-15	3.30	14.363
GR05-16	44.3	78.154	G04-16	12.54	2.869
GR05-17	82.3	78.820	G04-17	1.41	13.626
GR05-18	89.3	79.036	G04-18	0.70	15.962
GR05-19	67.3	86.258	G04-19	19.77	34.269
GR05-20	62.6	48.836	G04-20	89.54	89.088
GR05-21	70.6	78.356	G04-21	5.81	33.686
GR05-22	76.4	55.085	G04-22	1.81	26.654
GR05-23	83.7	92.020	G04-23	18.08	31.620
GR05-24	70.3	57.959	G04-24	0.12	6.143
GR05-25	43.7	61.977	G04-25	3.23	-3.842
GR05-26	67.8	82.650	G04-26	19.42	33.031
GR05-27	45.7	80.591	G04-27	5.77	22.732
GR05-28	33.7	58.175	G04-28	5.91	-1.423
GR05-29	177.3	92.947	G04-53	5.91	-4.225
GR05-30	43.7	41.195	G04-54	3.00	-6.715
GR05-31	13.7	4.261	G04-55	2.45	-4.575
GR05-32	53.6	48.521	G04-56	3.30	-5.871
GR05-33	10.4	6.747	G04-57	12.54	32.890
GR05-34	68.4	40.505	G04-58	75.76	63.803
GR05-35	42.5	55.311	G04-59	2.73	-5.719
GR05-36	75.4	93.751	G04-60	6.10	-5.021
GR05-37	89.5	83.744	G04-61	3.44	12.075

**Tabla 38.** Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha, para muestras de Gran Roque & Guayana, calculada por el Statgraphics plus 5.1.

GRAN ROQUE & GUAYANA		
Muestra	( $k$ ) Observada	( $k$ ) Predicha
G04-62	14.70	26.3003
G04-63	12.56	13.3118
G04-64	6.49	17.7029
G04-65	5.84	21.6813
G04-66	5.76	66.6426
G04-67	9.07	16.5255
G04-68	5.77	-7.80227
G04-69	25.20	40.7115

**Tabla 39.** Valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada y predicha, para muestras de Gran Roque & Guayana, calculada por el Statgraphics plus 5.1. (continuación).



**Figura 115.** Valores de ( $k$ ) observado vs. ( $k$ ) predicho por el modelo de regresión lineal múltiple para muestras de Gran Roque & Guayana, calculado por Statgraphics plus 5.1(ver Anexo 50).

### 5.5. Interpretación de Resultados.

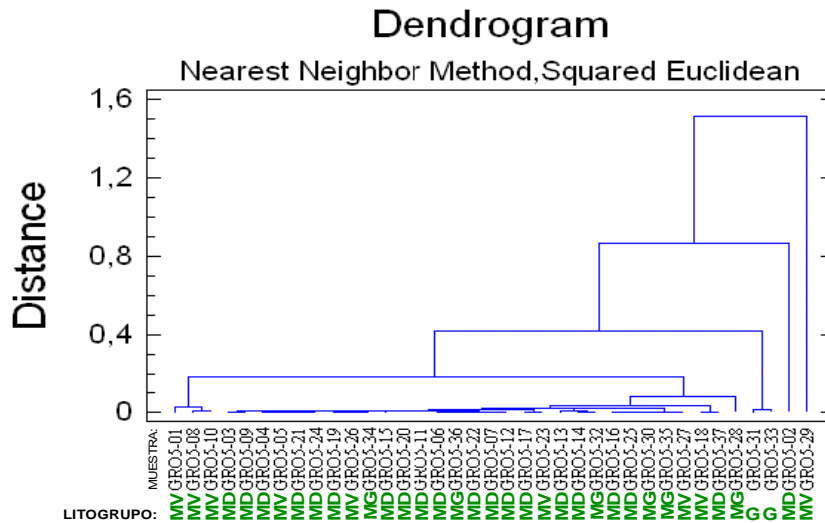
Todos los análisis estadísticos realizados para las muestras de los litogrupos de Gran Roque permiten aseverar lo siguiente:

1) Los distintos litogrupos conformados por MV, MD, MG y G para las muestras de rocas tienen susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) de 90, 72.38, 52.88 y 12.07 respectivamente. En cuanto a los litogrupos de composición máfica (MV, MD, MG) se observa que los valores de susceptibilidad ( $k$ ) puede variar hasta casi 40 unidades en promedio para un mismo porcentaje de minerales opacos, como magnetita e ilmenita. En cuanto al litogrupo G de composición félsica, se observa que la diferencia de variación que no llega a ser significativa. Esto supone que podría esperarse que la ( $k$ ) de las rocas de la Isla, según el muestreo realizado, presenten pequeños rangos de variación, entre 10 y 12 unidades, para composiciones félsicas; y rangos más amplios de variación entre 50 y 90 unidades, para composiciones máficas.

2) El contenido mineralógico más significativo para los litogrupos MV, MD y MG esta conformado por plagioclasa, mineral félsico diamagnético; y por anfíbol y piroxeno, minerales máficos paramagnéticos. Para el litogrupo G tenemos el cuarzo y plagioclasa, minerales félsicos diamagnéticos, y anfíbol, mineral máfico paramagnético. Conforme se registre una disminución en los valores de susceptibilidad ( $k$ ) es posible que se tenga predominancia de minerales félsicos diamagnéticos frente a los máficos paramagnéticos, donde el aumento de los contenidos félsicos de cuarzo para las muestras de Gran Roque, sugiere una buena correlación negativa con respecto a la susceptibilidad magnética ( $k$ ).

3) En el análisis de cluster por dendrograma para el caso disjunto, al incorporar la clasificación por litogrupos (ver Figura 116) se observa como la separación de 4 poblaciones de susceptibilidades ( $k$ ) sólo discrimina al litogrupo G de todo el conjunto, constituido este por sólo 2 muestras, por el contrario, para los litogrupos MV, MD y MV, nos habla de una fuerte mezcla de valores de susceptibilidad ( $k$ ) con unidades muy

similares, que a su vez produce el alto grado de dispersión y aleatoriedad entre ellos. Esto posiblemente obedece a la gran homogeneidad mineralógica de las composiciones máficas en todas las muestras pertenecientes a estos últimos litogrupos, con la excepción de las muestras del litogrupo G, las cuales discrepan en mineralogía debido a sus contenido principalmente félsicos.



**Figura 116.** Dendrograma disjunto para las muestras y litogrupos MV, MD, MG y G, de Gran Roque según los valores observados de susceptibilidad ( $k$ ).

4) Para las muestras de Gran Roque, la regresión lineal múltiple arrojó una ecuación disjunta (5.2) con bajo rendimiento de los valores de predicción en comparación a los valores observados con respecto a la susceptibilidad magnética ( $k$ ), mostrando un ajuste de 47% , donde se traduce que hay una debil relación lineal entre la ( $k$ ) y la composición mineralógica observada en estas muestras, que pudieran también obedecer a la fuerte homogeneidad composicional de sólo los litogrupos MV, MD y MG.



En cuanto a los análisis estadísticos realizados para las muestras de los litogrupos de Guayana permiten decir lo siguiente:

1) Existen cuatro tipos de litogrupos: MV, D, G y M; que presentan susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) de 1.68, 57.04, 12.67 y 4.25, respectivamente. Se observa que todos los valores de susceptibilidad ( $k$ ) expresan mayores rangos de variabilidad en comparación con los mostrados en el caso de Gran Roque. La susceptibilidad ( $k$ ) puede variar 60 unidades en promedio, esto posiblemente se atribuye a los diferentes porcentajes de minerales opacos, a variaciones mucho más evidentes en la concentración de magnetita, principalmente. No obstante, para el litogrupo G se observó la presencia de tres muestras con altos valores anómalos de ( $k$ ) que se alejan mucho del promedio y que además se expresan con bajos porcentajes de minerales opacos.

De esta forma pudiera esperarse que la ( $k$ ) para las rocas de Guayana, según el muestreo realizado y los resultados obtenidos, presenten rangos más amplios de variación, entre 1 y 90 unidades, para composiciones félsicas; y entre 5 y 90 unidades, para composiciones máficas. Sin embargo, se sugiere no descartar el hecho de que las propiedades magnéticas de estas rocas y minerales, probablemente pudieron haber sido afectadas por los distintos ciclos del paleomagnetismo terrestre, donde es posible llegar a inferir una actividad de mayor intensidad en los efectos del campo geomagnético para períodos Precámbricos.

2) Para el litogrupo MV, el contenido mineralógico más significativo lo conforma el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, como minerales félsicos diamagnéticos; anfíbol, piroxeno, como minerales máficos paramagnéticos; y sericita y epidoto, minerales de alteración no esencial, diamagnético y paramagnético, respectivamente. Mientras que para el litogrupo D, el contenido mineralógico más significativo lo proporcionan la plagioclasa, piroxeno, anfíbol, y magnetita, generalmente como mineral no esencial y del tipo ferrimagnético, sin embargo, muy posiblemente la alta susceptibilidad magnética ( $k$ ) asociada a este último litogrupo se deba a los contenidos de magnetita como mineral esencial. La composición mineralógica del litogrupo G está determinada básicamente por



4) Para las muestras de Guayana, la regresión lineal múltiple arrojó una ecuación disjunta (5.4) donde la variabilidad de la susceptibilidad ( $k$ ) puede ser explicada en más de un 80% de sus valores observados por la dependencia lineal de las variables mineralógicas, lo cual revela una mayor resolución estadística que la mostrada para el caso de Gran Roque. El mayor ajuste del modelo a los resultados observados de ( $k$ ) para el caso de Guayana pudiera obedecer a la mayor heterogeneidad composicional expresada por muestras, que alternan contenidos félsicos y máficos, como también por la mayor variación en la concentración de minerales magnetizables, como se evidencia en el porcentaje de magnetita mostrado por el litogrupo D. Por otra parte, ya es conocido que sólo un 6% del litogrupo G no es consistente con el valor promediado de ( $k$ ) para dicho litogrupo, y por lo tanto no puede ser explicado por las variables mineralógicas.

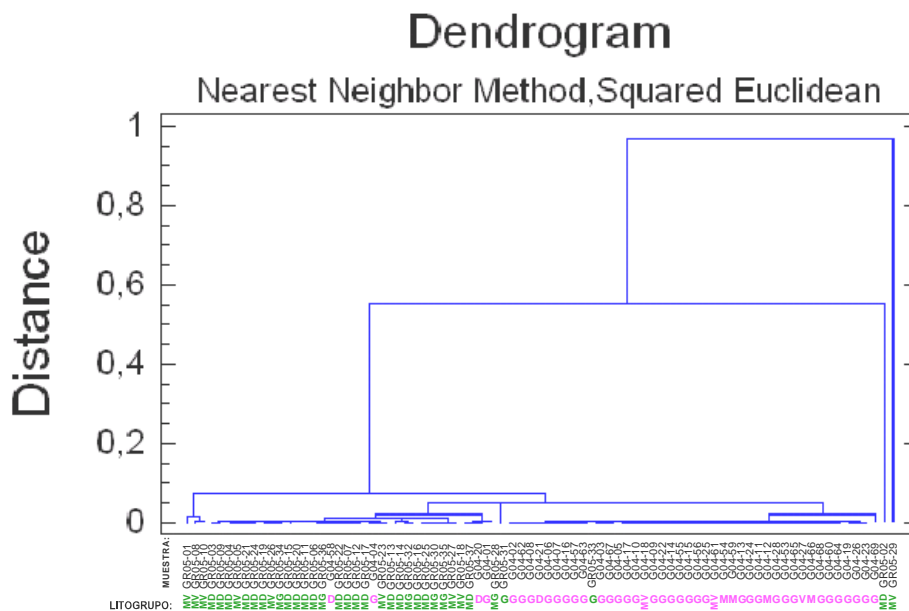
En cuanto a los análisis estadísticos realizados para el conjunto total de las muestras de los litogrupos de Gran Roque & Guayana, permiten decir lo siguiente:

1) Para el conjunto de todas las muestras, tanto de Gran Roque como de Guayana, y sin la consideración de litogrupos, se determinó una ecuación matemática única (caso genérico) que modela la susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada, ajustándose a los resultados con un 72% de éxito. Esto posiblemente se atribuye al hecho de que los contenidos de minerales magnetizables que pueden afectar las respuestas de ( $k$ ) tienen muy baja concentración.

2) Existe dos fuertes relaciones a nivel estadístico. La primera es suministrada al comparar los dos litogrupos MV, donde se registra la más fuerte diferencia, con los valores más bajos de susceptibilidad ( $k$ ) que disminuyen a 1.65 unidades, frente a los valores más altos de ( $k$ ) que se disparan a 90 unidades. Esta primera relación pudiera entenderse por las diferencias mineralógicas entre el litogrupo de Guayana, que se presenta con contenidos muy félsicos, frente al litogrupo de Gran Roque, el cual se exhibe con fuerte contenidos máficos. También se expresan contenidos de magnetita relativamente más bajos para las muestras del litogrupo MV de Guayana, incluyendo la muestra definida como litotipo V, que fue agrupada junto a MV.

Por otro lado, una segunda relación es señalada entre los dos litogrupos G, donde se registró una fuerte similitud en los valores de susceptibilidad ( $k$ ) y en los contenidos mineralógicos. En común, existe gran afinidad entre las muestras del litogrupo G de Gran Roque y las muestras del litogrupo G para Guayana, aún cuando las primeras tengan una escasa población muestral con respecto a estas últimas.

3) El análisis de cluster por dendrograma para el caso genérico al incorporar la clasificación por litogrupos (ver Figura 118) permite apreciar como la separación realizada para el conjunto de todas las muestras para ambas zonas de estudio define dos importantes poblaciones de susceptibilidades ( $k$ ) que abarcan mas del 97% de todas las muestras. Estas dos poblaciones o grupos se presentan con una pequeña separación relativa, que sin embargo, permite una clara y efectiva discriminación entre el 86.48% de todas las muestras de Gran Roque y el 95.56% de todas las muestras de Guayana, destacando que las muestras de esta última zona siguen respondiendo con mayor resolución estadística.



**Figura 118.** Dendrograma genérico para las muestras y litogrupos de Gran Roque y Guayana según los valores observados de susceptibilidad ( $k$ ) (ver Anexo 51).

A partir del dendrograma genérico de la Figura 118, se puede apreciar como el litogrupo G de Gran Roque no logra discriminarse del litogrupo G de Guayana. Se puede observar que sólo el 88% del litogrupo MV de Gran Roque pudo alcanzar una separación frente al litogrupo MV de Guayana, incluyendo el litotipo V, donde estas últimas alcanzan una separación del 100%. También se observa como el litogrupo D sólo logra una separación del 67% frente a un 95% de separación del litogrupo MD.

4) Para el conjunto total de las muestras, para Gran Roque y Guayana, la regresión lineal múltiple arrojó una ecuación genérica (5.6) relativamente aceptable para modelar las susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) observadas, permitiendo comparar los valores de ( $k$ ) medidos en laboratorio, con los valores predichos por el modelo, el cual se ajusta relativamente bien, con un ajuste de 72%, porcentaje mayor al mostrado por la ecuación disjunta (5.2) para las muestras de Gran Roque, pero menor al revelado por el rendimiento de la ecuación disjunta (5.4) para las muestras Guayana. Esto se traduce, en que sólo el 72% de las variaciones observadas de susceptibilidad ( $k$ ) para ambas zonas de estudio, pueden ser explicado por las respuestas independientes de sus variables mineralógicas.

5) No se descarta que las edades puedan llegar a representar un factor importante. Un ejemplo que así lo refleja es el caso planteado entre el litogrupo MD de Gran Roque y el litogrupo D de Guayana, donde se observa que en los primeros la susceptibilidad magnética ( $k$ ) es de 72.38 unidades frente a 57.04 unidades de las últimas, siendo difícil tratar de relacionar esta diferencia debido a que los eventos geológicos asociados en cada una de las regiones no son comparables a lo largo del tiempo geológico.

Si bien, en el caso de las rocas de la isla Gran Roque, no es determinante, sí llega a ser significativa en la respuesta magnética de las muestras estudiadas, las cuales, según SANTAMARIA F. y SCHUBERT, C., (1975), sugieren que la edad de las rocas de las islas Venezolanas (incluidas las de Gran Roque), datan probablemente desde el Cretácea Tardía, no obstante, rocas plutónicas supuestamente, al parecer se conocen en el Gran Roque (ver CAPITULO II). Al parecer, se infiere que los procesos geomagnéticos ocurridos pudieran

están más preservados en el Gran Roque por ser más recientes, mientras que los diversos cambios en el campo geomagnético terrestre permite que los ciclos acumulados de paleomagnetismo en Guayana, desde tiempos Precámbricos, vayan adquiriendo un reciclaje y/o transformación que conduce a una pérdida de información.

Desde un punto de vista de la Tectónica del Caribe, tendría sentido comparar los diversos litogrupos de las zonas de estudio seleccionadas para esta investigación, ya que situando un marco de referencia en el Cratón de Guayana, los procesos geodinámicos del margen activa del norte de Suramérica, debe arrojar información en las islas del norte de Venezuela. Llama la atención el hecho de que algunos granitos de Guayana tengan bajas susceptibilidades magnéticas y unos pocos arrojen valores altas, esto debería ser estudiado con detalle en investigaciones futuras.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los estudios realizados durante el desarrollo de este Trabajo Especial de Grado permiten aseverar lo siguiente:

Se definieron cuatro litogrupos para la isla Gran Roque, estos se caracterizaron por: Meta-Volcánicas (MV), Meta-Diabasas (MD), Meta-Gabros (MG) y Graníticas (G), con valores de susceptibilidad magnética ( $k$ ) de 90, 72.38, 52.88, y 12.07, respectivamente. Análogamente para Guayana se definen también cuatro litogrupos, como: Meta-Volcánicas (MV), Diabasas (D), Graníticas (G) y Metamórficas (M), con valores de susceptibilidad ( $k$ ) de 1.65, 57.04, 12.67, y 4.25, respectivamente. Los valores arrojados por las susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) fueron comparados según los litogrupos.

Para el caso de Gran Roque se tiene que las variaciones de ( $k$ ) en los litogrupos MV, MD y MG, posiblemente se atribuyen al tamaño y concentración de pseudomorfo de magnetita. Debido a su asociación con leucoxeno algunos granos identificados como magnetita pueden ser en realidad ilmenita.

El análisis descriptivo de los resultados obtenidos entre ambas zonas de estudio, señala dos fuertes relaciones. La primera, para las muestras de los dos litogrupos MV, donde se tiene una variación de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en casi 90 unidades, registrándose la variación más fuerte entre muestras de Gran Roque y Guayana, donde el litogrupo MV de Gran Roque con alto rango de ( $k$ ), presenta composiciones predominantemente máficas, y a demás con contenidos de magnetita relativamente similares al litogrupo MV de Guayana, que se muestra con bajo rango de ( $k$ ) y una composición félsica predominante.

Por otro lado, no se descarta que las propiedades magnéticas de las rocas de Gran Roque hayan sido afectadas por eventos tectotérmicos recientes en el contexto de la geodinámica del Caribe.

La segunda relación es señalada entre los litogrupos G de ambas zonas, donde se presentan contenidos mineralógicos muy similares de composición félsica que se expresan con bajo rango de ( $k$ ). Existe una relación entre las muestras de los dos litogrupos G, donde, a pesar de la escasa población de muestras para el litogrupo de Gran Roque, en fuerte contraste con la reunida para la población de muestras de Guayana, los resultados del análisis indican que las rocas graníticas existentes en el Gran Roque guardan afinidad en su respuesta magnética por susceptibilidad ( $k$ ) y en su composición mineralógica, con respecto a las rocas graníticas de Guayana.

Por otro lado, a pesar de no haber variaciones significativas en ambos litogrupos G, se observó la presencia de tres muestras de Guayana, de composición félsica, con bajos porcentajes de minerales opacos, y altos valores anómalos de ( $k$ ) que se escapan de su rango promedio. Probablemente se infiere que las propiedades magnéticas pudieron haber sido afectadas por cambios en los ciclos del paleomagnetismo terrestre desde edades Precámbricas.

El análisis estadístico de cluster por dendrograma, para los casos disjuntos de Gran Roque y de Guayana, no alcanza ninguna correspondencia entre las poblaciones de susceptibilidad ( $k$ ) y las poblaciones de litogrupos, mientras que al ser realizado el análisis de cluster para un dendrograma genérico, ajustado al conjunto total de muestras y litogrupos definidos para ambas zonas, se logra una buena discriminación entre las composiciones mineralógicas máficas de Gran Roque, con una efectividad del 86.48% de todas sus muestras; y las composiciones mineralógicas félsicas de Guayana, con una efectividad del 95.56% de todas sus muestras.

Al modelar la susceptibilidad magnética ( $k$ ) observada en función del porcentaje de minerales presentes se obtiene una mayor resolución por métodos de regresión múltiple para las muestras de Guayana, debido a la mayor abundancia y diversidad mineralógica de sus contenidos proporciona mayor información estadística que la suministrada por las muestras de Gran Roque. De esta forma, la mayor abundancia y diversidad mineralógica



proporciona información estadística más significativa para el modelaje de las susceptibilidades ( $k$ ) observadas.

Todos estos indicios son perfectamente reproducidos y modelados por los análisis estadísticos realizados en esta investigación. El hecho de que no sea posible obtener una alta correlación, mucho más efectiva entre las poblaciones de susceptibilidades ( $k$ ) y los litogrupos definidos, para cada caso disjunto, ni tampoco realizar una alta reconstrucción ó predicción de las susceptibilidades magnéticas ( $k$ ) observadas en las muestras de Gran Roque, suponen que posiblemente haya que aumentar la población de muestras, pero igualmente no se descarta la probabilidad de que otros fenómenos de la geodinámica puedan estar afectando la variabilidad de esta propiedad física en las rocas.

Para estudios futuros, a fin de discriminar con mayor exactitud las diferencias mineralógicas y de susceptibilidad magnética ( $k$ ) en ambas regiones se recomienda hacer estudios exhaustivos de las muestras mediante espectometría Mossbauer, análisis químicos y estudios de magnetismo remanente o paleomagnetismo en estas rocas. Sería ideal ampliar un poco más la zona en el caso del archipiélago Los Roques y aplicar datación de eventos tectotérmicos por estudios geocronológicos (K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar, huellas de fisión, entre otros) a fin de determinar la edad del último evento tectotérmico ocurrido, las paleotemperaturas, el gradiente geotérmico alcanzado, discriminar las facies metamórficas y cómo pudieron haber afectado estos procesos el magnetismo remanente en la roca.

Desde la óptica del marco tectónica del Caribe, tendría sentido comparar diversas muestras de rocas y litogrupos de otras islas del Caribe, colocando un marco de referencia en el Cratón de Guayana, ya que los procesos geodinámicos deben arrojar información disponible en todas estas islas al norte de Venezuela. Captura la atención el hecho de que algunos granitos de Guayana tengan bajas susceptibilidades magnéticas y unos pocos arrojen valores altas, esto debería ser estudiado con detalle en investigaciones futuras.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS CITADAS

**AGUERREVERE S. E. & LOPEZ V. M. , 1938.** Geología de la Isla del Gran Roque y sus depósitos de fosfatos. Bol. Geol. y Min., Caracas, V.2, N° 2-3-4, p. 151-181.

**ALBERDING M. , 1957.** Application of principles of wrenchfault tectonics of Moody and Hill to northern South America. Geol. Soc. Amer., Bull., Vol. 68, p. 785-790.

**ANAYA R. , 2004.** Calibración del Separador Magnético de alta intensidad Magnet-Lift mlh (13)111-5 y comparación con el Separador Isodinámico Frantz 1-1, para la concentración de grandes volúmenes de minerales accesorios pertenecientes a rocas sedimentarias de las Formaciones Isnotú y Betijoque, Estado Trujillo. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas.

**ASTIER J. L. , 1975.** Geofísica Aplicada a la Hidrología. Editorial Paraninfo, Madrid, España. 252 p.

**BALL M. M. & HARRISON C. G. A. , 1969.** Origin of the Gulf and Caribbean and implications regarding ocean ridge extension, migration and shear. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., Trans.*, 19: 287-294.

**BARR K. W. , 1974.** The Caribbean and plate tectonics. Some aspects of the problem. *En: Contributions to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adjacent Areas. The Kugler Volume*, 45-67, P. JUNG et. al., Editores, Verhandl. Naturf. Ges., Basilea, Suiza, 84 (1): 520 pp.

**BELL J. S. , 1971.** Tectonic evolution of the central part of the Venezuelan Coast Ranges: Geol. Soc. America Mem. 130, p. 107-118.

**BELLIZZIA M. C. & BELLIZZIA A. G. , 1956.** Imataca Series in Stratigraphic Lexicon of Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos (M.M.H.). Special Public. N° 1, pp 254-256.

**BELLIZZIA A. , 1968.** Rocas ultrabásicas en el sistema montañoso del Caribe y yacimientos minerales asociados. Bol. Geol., Caracas, 8 (16): 160-193.

**BELLIZZIA A. et. al. , 1969.** Reconocimiento geológico de las islas Monjes del Sur (Archipiélago de los Monjes), Venezuela: Dirección de Geología del Ministerio, V. 10mo. 20, p. 225-230.

**BELLIZZIA A. , 1972.** Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe, ¿es una cordillera alóctona? Conf. Geol. Caribe VI, Porlamar, 1971, Memoria, Caracas: 247-258.

**BELLIZZIA M. C. , 1974.** Paleotectónica del Escudo de Guayana. Boletín de Geología. Publicación especial N° 6, Memoria de la Novena Conferencia Geológica Inter-Guayanas, p. 251-305.

**BEETS D. J. , 1972.** Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian succession of Curacao: Natuurw. Studiekring Suriname en Nederlandse. Antillen Uitgven, N° 70, p. 153.

**BOSCH M. et al. , 2002.** Lithology discrimination from physical rocks properties. Geophysics. 67 (2): 573-581pp.

**BUTTERLIN J. , 1956.** La constitution géologique et la structure des Antilles. Cent. Nat. Recherches Scientifique, 453 p.

**CAMPELL C. J. , 1968.** The Santa Marta Wrench Fault of Colombia, its Regional Setting. IV Carib. Geol. Conf., Port of Spain, Trinidad-Tobago, 1965, Trans, p. 247-261.

**CAMPOSANO L. & MARTINEZ N. , 2000.** Caracterización química y radiométrica de secciones estratigráficas de las Formaciones Barca y Mirador. San Pedro del Río. Edo. Táchira. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. de Geología, U.C.V., 245 p.

**CANTOS J. , 1974.** Tratado de Geofísica Aplicada. España, 520 p.

**CARMICHAEL R. S. , 1982.** Magnetic Properties of Minerals and Rocks: CRC Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol. 2, Ch. 2, ed. Carmichael, R.S.

**CASE J. E. et. al. , 1969.** Regional Gravity studies in northwestern Colombia. Primer Congreso Colombiano de Geología (Resúmenes).

**CASE J. E. & MOORE W. R. , 1971.** Tectonic Investigation in Western Colombia and Eastern Panama. Geol. Soc. Amer., Bull. Vol. 82, N° 10, p. 2685-2712.

**CASTRO L. et al. , (1997).** Geología y Magnetometría del complejo máfico-ultramáfico Puerto Nuevo en el área San Miguel, Península de Vizcaíno, Baja California Sur. Tesis de Maestría en Ciencias, División de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 73 pp. GEOS, Vol. 21, No. 1, p. 3-21.

**CHASE R. L. , 1965.** El complejo de Imataca, la anfíbolita de Panamo y la trondjemita de Hurí: Rocas precámbricas del cuadrilátero de las Adjuntas-Panamo, Estado Bolívar, Venezuela. *Bol. Gol., Caracas*, 7 (13): 105-215.

**CHASE R. L. & BUNCE E.T. , 1969.** Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western Atlantic Ocean , and origin of the Barbados Ridge: Jour. Geophys. Research, V. 74, p. 1413-1420.

**DALZIEL I. W. D. & ELLIOT D. H. , 1971.** Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, Vol. 233, p. 246-251.

**DEARING J. , 1999.** Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 Sytem, for Windows.

**DEUSER W. G. , 1970.** Hypothesis of the Formation of Scotia and Caribbean sea. *Tectonophysics*, Vol. 10, p. 391-401.

**DEWEY J. F. , 1972.** Seismicity and tectonics of western Venezuela: *Seismol. Soc. America Bull.*, V. 62, p. 1711-1751.

**DIETZ R. S. & HOLDEN J. C. , 1970.** Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *Jour. Geophys. Research*, Vol. 75, p. 4939-4956.

**DOBRIN M. , 1961.** *Introducción a la Prospección Geofísica* . Ed. Omega, S.A. Barcelona, España. P. 483.

**DOBRIN M. , 1988.** *Tratado de Geofísica Aplicada*. Ed. Litoprint. Madrid, España. 650 p.

**DONNELLY T. W. , 1975.** The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico-Some critical problems and areas. En: *The Ocean Basin and Margins*, Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean, 663-689, A. E. M. NAIRN y F.G STEHLI, *Editores*, *Plenum Press, New York*, 706 pp.

**DOUGAN T. W. , 1966.** Origin and metamorphism of Imataca and The gneises, Precambrian rocks of the Los indios-El Pilar area. State of Bolivar, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Universidad de Princeton, EEUU.

**DOUGAN T. W. , 1972.** Origen y metamorfismo de los gneises de Imataca y los Indios, rocas precámbricas de la región de los Indios-El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela. *Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, III: 1337-1548.*

**DUPARC L. , 1922.** Les roches vertes et les felons de quartz du Callao au Venezuela. In Schweizer Min. U Petr. Mitt (Ginebra), Bd. II, pp. 1-68.

**EARDLEY A. J. , 1954.** Tectonics relations of north and south America. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 39, p. 107-773.

**EDGAR N. T. et. al. , 1971.** Seismic Refracción and Reflection in Caribbean Sea. XXX Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 55/6, p. 833-870.

**ESPEJO A. , 1972.** Geología de la región de El Manteco-Guri, Estado Bolívar, Venezuela. IX Conferencia Geológica inter-Guayanas. Caracas. Pags. 207-248.

**EWING J. et. al. , 1968.** Sediment distribution in the Caribbean Sea. Conf. Geol. Caribe IV, Port of Spain, 1965, Memoria.

**FREELAND G. L. & DIETZ R. S. , 1972.** Plate tectonic evolution of the Caribbean Gulf of Mexico region. Conf. Caribe VI, Porlamar, 1971, Memoria, C. PETZALL, Editora, Cromotip, Caracas, 259-254.

**FUNNEL B. M. & SMITH A. G. , 1968.** Opening of the Atlantic Ocean. *Nature*, 219: 1328-1333.

**GONZÁLEZ DE JUANA et. al. , 1972.** Reconocimiento geológico de la península de Paria, Venezuela. Cong. Geol. Venez. IV. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, III: 159- 1588.

**GONZÁLEZ DE JUANA , 1968.** Guía de la excursión geológica a la parte oriental de la isla de Margarita (Estado Nueva Esparta). Asoc. Vene. Geol., Min. Y Petr., Guía de excursión, 30 pp.

**GONZÁLEZ DE JUANA et. al. , 1980.** Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Foninves. Tomo I y II. Caracas, 680 p.

**GRANDE S. , 1993.** Curso de Mineralogía. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. EGMG, Departamento de Geología. 150p.

**GRANDE S. , 2003a.** Curso de Petrología Ígnea-Metamórfica. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. EGMG, Departamento de Geología. 104p.

**GRANDE S. , 2003b.** Guía Práctica: Clasificación de Rocas Ignea-Metamórfica. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. EGMG, Departamento de Geología. 30p.

**GRANDE S. , 2005.** Curso de Yacimientos Minerales Metálicos. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. EGMG, Departamento de Geología. 30p.

**HERMOSO S. J. , 2004.** Caracterización de rocas de las zonas Oriente y Occidente de Venezuela mediante el estudio de sus propiedades físicas. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ciencias. Escuela de Física. Caracas. 98 p.

**HESS H. H. , 1938.** Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. Proc. Amer. Phil. Soc., Vol. 79, p. 1-96.

**HESS H. H. & MAXWELL J. C. , 1949.** Geological reconnaissance of the island of Margarita, Venezuela: Geol. Soc. America Bull., V. 60, p. 1857-1868.

**ISACKS et. al. , 1968.** Seismology and the New Global Tectonics. Jour. Geophys. Research, Vol. 73, p. 5855-5900.

**JACQUES M. J. et al. , 2003.** Digital integration of potential fields and geologic data sets for plate tectonic and basin dynamic modeling - The first step toward identifying new play concepts in the Gulf of Mexico Basin. Página Web en línea, disponible en <http://crustal.usgs.gov/projects/namad>.

**JOHNSON R. , 1997.** Probabilidad y Estadística para Ingenieros de Miller y Freund. Quinta edición Pearson Educación. México. 630 p.

**KALLIOKOSKI J. , (1965).** Geología de la parte norte-central del Escudo de Guayana, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 7 (13): 29-104.

**KENNEDY J. & NEVILLE A. , 1982.** Estadística para Ciencias e Ingeniería. 2<sup>da</sup> Edición, Harla, México, 468 p.

**KOROL B. , 1961.** Estratigrafía de la serie Pastora en la región Guasipati-El Dorado. *Presentado en: Cong. Cent. Col. Ing. Venez.*, 1961; *publ.: Bol. Geol.*, Caracas, 7 (13): 3-17.

**KRAUSE , 1971.** La falla de Icotea en el bloque I de las concesiones de la C.S.V. en el Lago de Maracaibo. (Preprint) Jornadas Técnicas de Petróleo III, Maracaibo, 5 pp.

**LAGAAY R. A. , 1966.** Isotopic age of the quartz-diorite batholith on the island of Arube, Netherlands Antilles: *Geologie en Mijnbouw*, V. 45, p.

**LAGAAY R. A. , 1969.** Geophysical investigation of the Netherlands Leeward Antilles: *Koninkl. Nederlanse, Akad. Wetensch. Verh.*, Afd. Natuurk, Erste Reeks, V. 25, N° 2, p.86.



**LAGAAY R. A. , 1971.** Gravity Anomalies in the Southern Caribbean: UNESCO 1971, SC. 70/D. 71/DAs, p. 247-252.

**LE PICHON X. , 1968.** Sea Floor Spreading and Continental Drift. *Journal Geophys. Research*, Vol. 73, N° 12, p. 3661- 3697.

**LE PICHON X. & FOX P. J. , 1971.** Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. *Jour. Geophys. Res.*, 76 (26): 6294-6308.

**MACGILLAVRY H. J. , 1970.** Geological history of the Caribbean. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetens. Proc., Series B*, 73 (1): 64-69.

**MACKENZIE W. S. et. al. , 1984.** Atlas of igneous rocks and their textures. Logman Group. Segunda Edición. 148 pp.

**MACKENZIE W. S. & GUILFORD C. , 1984.** Atlas of rock-forming minerals in thin section. Logman Group. Segunda Edición. 98 pp.

**Mc CANDLESS G. , 1964.** Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. Boletín de Geología. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Dirección de Geología. Octubre de 1965, Vol VII, Número 13. pp: 19-28.

**MALONEY N. J. , 1971.** Geología de la isla de la Blanquilla y notas sobre el archipiélago de los Hermanos, Venezuela Oriental: *Acta Científica Venezolana*, V.22, p. 6-10.

**MARESCH W. V. , 1973.** Metamorfismo y estructura de Margarita nortoriental, Venezuela. *Bol. Geol., Caracas*, 12 (22): 3-172.

**MARTÍN B. C. , 1974.** Paleotectónica del Escudo de Guayana. *Conf. Geol. Inter.-Guayana IX, 1972, Memoria. Bol. Geol. Caracas, Páb. Esp 6: 251-305.*

**MATTSON P. H. , 1969.** The Caribbean: a detached relic o the Darwin Rise. EOS, *Amer. Geophys Union*, 51 (4): 317.

**MATTSON P. H. , 1977.** Caribbean tectonic model. *En: West Indies Island Arcs*, P.H. MATTSON, *Editor, Benchmark Papers in Geology*, 33: 353-359, *Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Pennsylvania*, 382 pp.

**MALFAIT B. T. & DINKELMAN M. G. , 1972.** Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83 (2): 215-272.

**MENARD H. W. , 1967.** Transitional types of cruz Ander small ocean basins. *Tour. Geophys. Research*, Vol. 72, p. 3061-3073

**MENDENHALL W. & SINCICH F. , 1997.** Probabilidad y Estadística para Ingeniería y Ciencias. Cuarta edición. Prentice Hall. México 1182.

**MENDOZA V. , 1973.** Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). *Cong. Latinoamericano de Geología II, Caracas, 1973, Resúmenes: 75.*

**MENDOZA, V. , 1974.** Geología del área del río Suapure. *Conf. Geol. Interguayanas IX, Ciudad Guayana, 1972, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 6: 326-338.*

**MENDOZA V. et. al. , 1975.** Evolución geoquímica de las rocas graníticas de la Guayana Venezolana. X Cong. Interguayana, Belem, Brasil.

**MENDOZA S. V. , 1977.** Evolución Tectónica del Escudo de Guayana. Congreso Latinoamericano de Geología II, 1973, Memoria. Bol. Geol. Caracas, Púb. Esp 7, III: 2237-2270.

**MENDOZA S. V. , 1977.** Petrogénesis de rocas volcánicas (piroclásticas) precámbricas del noroeste del Escudo de Guayana, Venezuela. *Cong. Geol. Venez. V, Caracas, 1977, Memoria, A. ESPEJO et al. Editores, Min. Energía y Minas – Soc. Venez. Geol., II: 555-589.*

**MENDOZA S. V. et. al. , 1977.** Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. V Cong. Geol. Venezolano. Tomo I, p.363-404.

**MENDOZA V. , 2000.** Evolución Geotectónica y Recursos Minerales del Escudo de Guayana (y su Relación con el Escudo Sudamericano). Patrocinante: Minera HECLA VENEZOLANA, VP C.A. Asuntos Mineros, para la Cátedra de Geología de Venezuela, Escuela de Ciencias de la Tierra, UDO. Ciudad Bolívar. 184p.

**MENÉNDEZ V. de V. A. , 1968.** Revisión de la estratigrafía de la provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana Venezolana. *Bol. Geol., Caracas, 9 (19): 309-338.*

**MENÉNDEZ V. de V. A. , 1972.** Geología de la región de Guasipati, Guayana Venezolana. *Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, IV: 2001-2046.*

**MESCHEDE M. & FRISCH W. , 1999.** Modelo tectónico para la placa Caribe en el Mesozoica y Cenozoico inferior. Institute of Geology, University of Tuebingen, Tuebingen, Germany. Página Web en línea, disponible en [http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR\\_2004](http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR_2004)

**METZ H. L. , 1968.** Stratigraphic and geologic history of extreme northeastern Serranía del Interior, State of Sucre, Venezuela: *Carib. Geol. Conf., 4th, Trans., p. 275-292.*

**MEYERHOFF A. A. & MEYERHOFF H. A. , 1972.** Continental Drift. IV: The Caribbean "Plate". *Jour. Geology*, 80 (1): 34-60.

**MOLNAR P. & SYKES L. R. , 1969.** Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, Vol. 80, p. 1639-1684

**MOONEY H. M. & BLEIFUSS R. , 1952.** Magnetic Susceptibility Measurements in Minnesota. Part I: Technique of Measuremet. *Revista Geophysics*, XVII: 531- 543 pp.

**MOTICSKA P. , 1972.** Geología del Archipiélago de los Frailes. *Conf. Geol. Caribe VI*. 1971, Memoria, p. 69-73.

**MIYASHIRO A. , 1972.** Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. Jour. Science*, 272: p. 629-656.

**MURRAY C. G. , 1972.** Zoned Ultramafic Complexes of the Alaskan Type: Feeder Pipes of Andesitic Volcanoes (Hess volume): Boulder, Color., *Geol. Soc. Amer., Mem.* (in press).

**NEWHOUSE W. H. & ZULOAGA G. , 1929.** Gold deposits of the Guayana Highlands, Venezuela. *Econ. Geol.* Vol. 24, pp. 797-810.

**NOGUERA M. & YEPEZ S. , 2002.** Caracterización química de secciones estratigráficas: Formaciones Naricual y Querecual, Estados Anzoátegui y Monagas. *Trabaja Especial de Grado*, Inédito. Dpto. de Geología, U.C.V., 282 p.

**NORTH F. K. , 1965.** The curvatura of the Antilles: in *Geologie en Mijnbouw*, 44ste. Jaar and, N° 3, p. 73-86 reprinted by *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inform.*, Vol. 8, N° 2, p. 47-60.

**ORIHUELA N. & URBANI F. , 1993.** Estudio magnetométrico del Complejo Apa, Guatopo, Edo. Miranda. *II Jornadas Científicas de investigación, 55 Aniversario de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica*, UCV. Colegio de Ingenieros, Caracas.

**ORIHUELA N. et. al. , 1995.** Relaciones entre composición mineralógica y susceptibilidad magnética en muestras del Complejo de Apa, Guatopo, Edo. Miranda. Presentado en el IX Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas (1998).

**OSTOS M. R. , 1992.** Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicas. Tesis doctoral. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Geofísica y Minas. Caracas. GEOS N° 30., p. 1-294.

**PARASNIS, D. S. , 1971.** Geofísica Minera. Editorial Paraninfo. Madrid, 376 p.

**PETER G. , 1971.** Geology and Geophysics of the Venezuelan Continental margin between Blanquilla and Orchila islands. Tesis doctoral mimeografiada, Univ. Miami, Florida, 206 p.

**PERFETTI J. N. et. al. , 1950.** Yacimiento de bauxita del Cerro el Chorro, inmediaciones de Upata, estado Bolívar.

**PIJPERS P. J. , 1933.** Geology and paleontology of Bonire (D.W.I.): Geog. En Geol. Med. Utrecht, Physiog-Geol. Reeks, N° 8, 103p.

**PRIEM N. H. A. et. al. , 1973.** Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic Magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, En: Geo. Soc. America V 84. p. 1677-1664.

**RATMIROFF G. , 1965.** Origen y metamorfismo del paragneis principal del Complejo precámbrico de Imataca: Cuadrilatero de Upata, Estado Bolivar, Venezuela. *Bol. Geol., Caracas*, 7(13): 217-329.

**RÍOS F. J. H. , 1972.** Geología de la region de Caicara, Estado Bolivar. *Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, III: 1759-1782.*

**ROD E. , 1956.** Strike-slip faults of northen Venezuelan. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Vol. 42, p. 457- 476.

**RODRIGUEZ I. et al. , 2006.** Modelaje Cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos Gravimétrico y Magnéticos. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas.

**ROST M. , 1938.** Die Venezolanischen Inseln Las Aves, Los Roques, La Orchila un die Phosphoritlagerstätte von Gran Roque: *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.*, V.90, p. 577-596.

**RUTTEN L. M. R. , 1931.** On rocks from the Venezuelan islands between Bonaire and Trinidad and on some rocks from northwestern Venezuela: *Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc.*, V. 34, p. 1101-1110.

**SANGER A. E. & GLEN M. G. J. , 2003.** Density and Magnetic Susceptibility Values for rocks in the Talkeetna Mountains and Adjacent Region, South-Central Alaska. Página Web en línea, disponible en [http: //minerals.usgs.gov/west/projects/scentak.shtml](http://minerals.usgs.gov/west/projects/scentak.shtml).

**SANTAMARIA F. & SCHUBERT C. , 1975.** Geoquímica y Geocronología del contacto entre las placas del Caribe y América del Sur. *Asoc. Ven. Geol., Min. Y Petr., Bol. Inform.*, 18 (1): 1-38.

**SAUNDERS J. B. et. al. , 1973.** Cruise Synthesis. *En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 15: 1077-1111, *Editores, U.S. Government Printing Office, Washington*, 1137 pp.

**SCHUCHERT C. , 1935.** Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Wiley and Sons, Inc., New York, 84 p.

**SCHUBERT C. , 1970.** Venezuela y la nueva Tectónica Global. *Acta Científica Venezolana*, 21: 13-16.

**SCHUBERT C. & SIFONTES R. S. , 1970.** Boconó fault, Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movement: *Science*, V. 170, p. 66-69.

**SCHUBERT C. , 1972.** Geología de la península de Araya, Estado Sucre. *Cong. Geol. Venez. IV*, 1969, *Memoria. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, III*: 1823-1882.

**SCHUBERT C. & MOTICSKA P. , 1972.** Reconocimiento geológico de las islas Venezolanas en el mar Caribe, entre los Roques y los Testigos (Dependencias Federales). I: Introducción e islas centrales: *Acta Científica Venezolana*, V.23, N° 6, p. 210-223.

**SCHUBERT C. & MOTICSKA P. , 1973.** Reconocimiento geológico de las islas Venezolanas en el mar Caribe, entre los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). II. Islas orientales y conclusiones: *Acta Científica Venezolana*, V. 24, N° 1, p. 19-31.

**SEIJAS I. F. J. , 1972.** Geología de la región de Carúpano. *Cong. Geol. Venez. IV*, Caracas, 1969, *Memoria. Bol. Geol., Publ. Esp. 5, III*: 1887-1922.

**SERWAY & BEICHNER , 2002.** Física para Ciencias e Ingeniería. Tomo II. Quinta Edición. McGRAW-HILL, INTERAMERICANA Editores, S. A. de C.V, 1551 p.

**SHORT K. C. & STEENKEN W. F. 1962.** A reconnaissance of the Guayana Shield from Guasipati to the río Aro, Venezuela. *Asoc. Ven. Geol., Min y Petr., Bol. Inform.*, 5 (7): 189-221.

**SIDDER G. B. & MENDOZA V. , 1995.** Geology of the Venezuela Guayana Shield and its Relation to the Geology of the entire Guayana Shield. En U.S Geol. Survey Bull N2124,p B1-B41.

**SIEVERS W. , 1898.** Die Inseln vor der Nordküste von Venezuelan: *Globus*, V. 74, p. 163-165, 291-294, 302-307.

**SKVOR V. , 1969.** The Caribbean area: A case of destruction y regeneración of continent. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 (6): 961-968.

**STAINFORTH R. M. , 1969.** Edades de formaciones del Terciario superior y del Cuaternario. *Asoc. Ven. Geol., Min. y Petr., Bol. Inform.*, 12 (8): p. 257-274.

**SYKES L. R. & EWING J. L. , 1965.** The seismicity of the Caribbean region: *Jour. Geophys. Research*, V. 70, p. 5065-5073.

**TALUKDAR S. C. & COLVEÉ P. G. , 1977.** Algunos Aspectos Geológicos de la Provincia Estructural de Cuchivero, Escudo de Guayana. En *Revista GEOS # 23*, 1977. UCV, EGMG. Caracas. p: 23.

**TALUKDAR S. C. & LOUREIRO D. , 1981.** Geología de una zona ubicada en el segmento central de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de Placas. *GEOS 27*: pags. 15 a 76.



**TAYLOR G. C. , 1960.** Geología de la isla de Margarita: VI Venezuela, Dir. Geol., Bol. Geol., Pub. Esp. 3, V.2, p. 838-894.

**TEGGIN D. E. et. al , 1985.** Estudio geoquímico de las lateritas niquelíferas de Loma de Hierro, Estado Aragua, Venezuela. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas. VI Congreso Geológico Venezolano, 6, p. 4248 – 4275.

**TURNER F. J. , 1968.** Metamorphic petrology: New York, McGraw-Hill Book Co., 403 p.

**URBANI F. , 1976.** Ensayo de prospección geoquímica en el Parque Nacional El Ávila, Norte de Caracas. U.C.V., Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Dpto. de Geología. Caracas. Inédito. 126 p.

**WESTERMANN J. H. , 1932.** The geology of Aruba: Geog. en Geol. Med. Utrecht, Physiog. Geol. Reeks, N° 7, p.129.

**WEYL R. , 1966.** The paleogeographic development of the Central American West Indian Region. Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petrol., Vol. 9, N° 4, p. 99-120.

**WOODRING W. P. , 1965.** Caribbean Land and Sea through the ages. Geol. Soc. AMER., Bull., Vol. 65, p. 719-732.

**ZULOAGA G. , 1930.** Geología general de la Guayana Venezolana. Colegio de Ingenieros de Venezuela., Rev. Vol. 12 N° 104, pp. 1181 – 1189.

**ZULOAGA G. & TELLO M. , 1939.** Exploración preliminar de la Sierra Imataca. Rev. Fomento, Caracas, Vol. 3 N° 19, pp. 397 - 430.

**ZULOAGA G. , 1953.** La Blanquilla y los Hermanos: Venezuela Acad. Cienc. Fis., Mat. y Nat. Bol., N° 49-46 p.

Páginas Web Consultadas:

<http://crystal.usgs.gov/projects/namad>.

[ Consulta: Marzo, 2005 ]

<http://minerals.usgs.gov/west/projects/scentak.shtml>.

[ Consulta: Marzo, 2005 ]

<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html>

[ Consulta: Abril, 2005 ]

<http://minerals.usgs.gov/west/projects/scentak.shtml>.

[ Consulta: Abril, 2005 ]

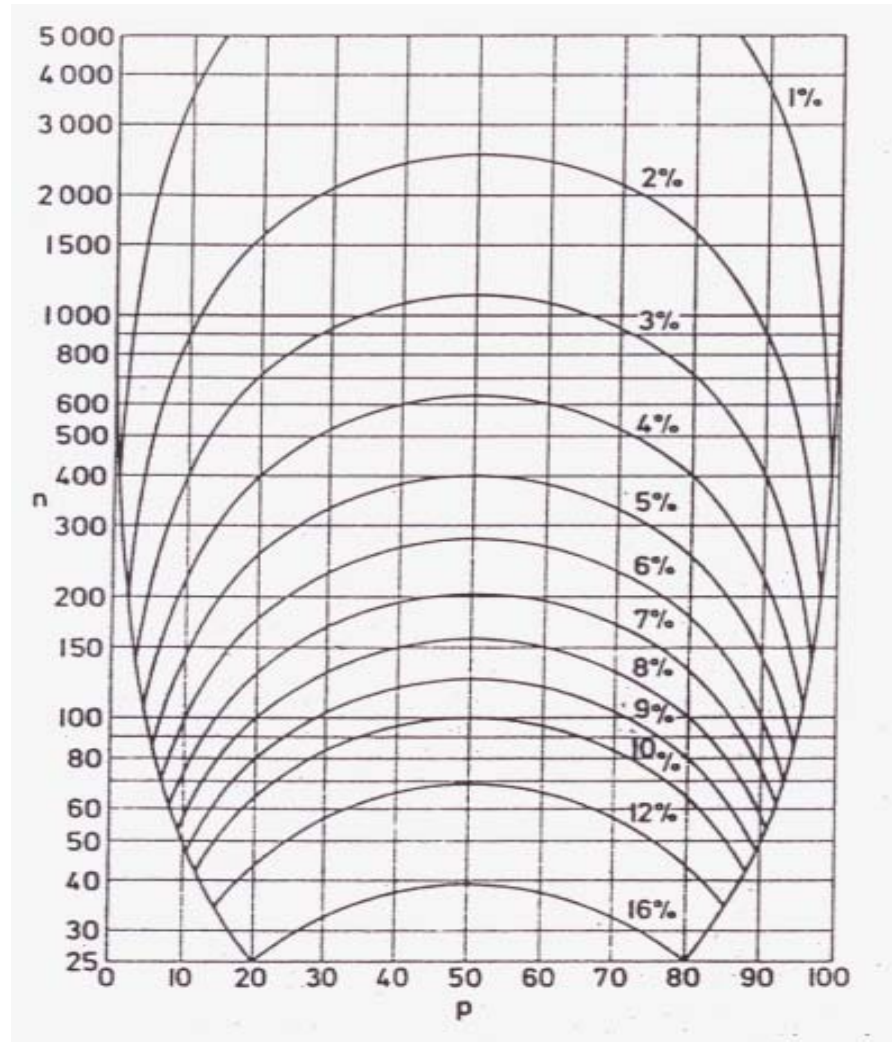
[http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR\\_2004](http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/CR_2004)

[ Consulta: Mayo, 2005 ]

<http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/202/# PLATE>.

[ Consulta: Mayo, 2005 ]

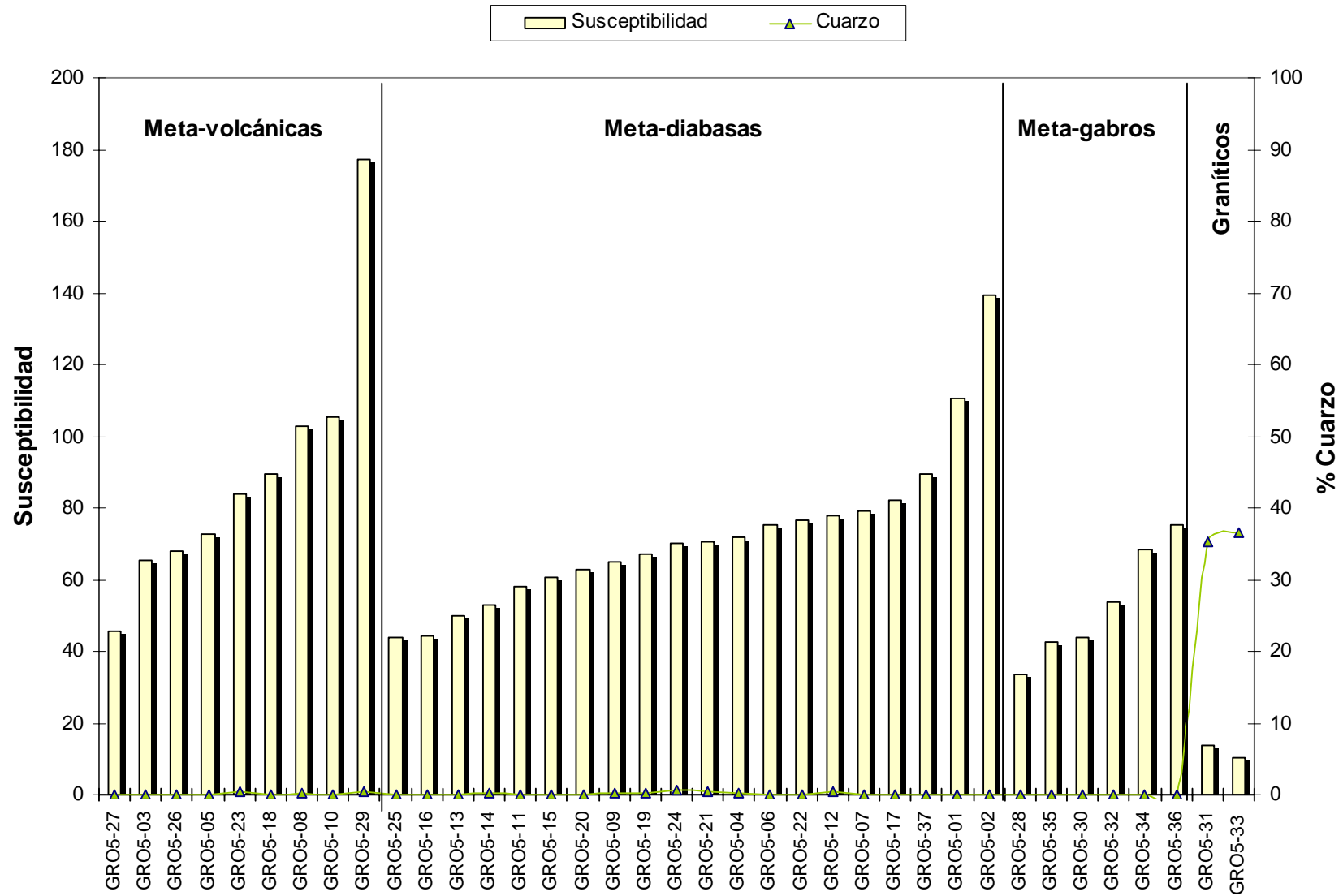
## ANEXO 3



Límites de 95 % de confiabilidad para proporciones minerales, donde “n” es el número total de granos contados y “p” es la proporción estimada de un mineral en particular. Los contornos de porcentaje indican los límites de confiabilidad. Por ejemplo: si n es igual a 500, p corresponde a 28%, entonces el límite de confiabilidad es de 4%, o sea que si se repite varias veces el muestreo, la proporción verdadera caerá entre 24% y 32%.

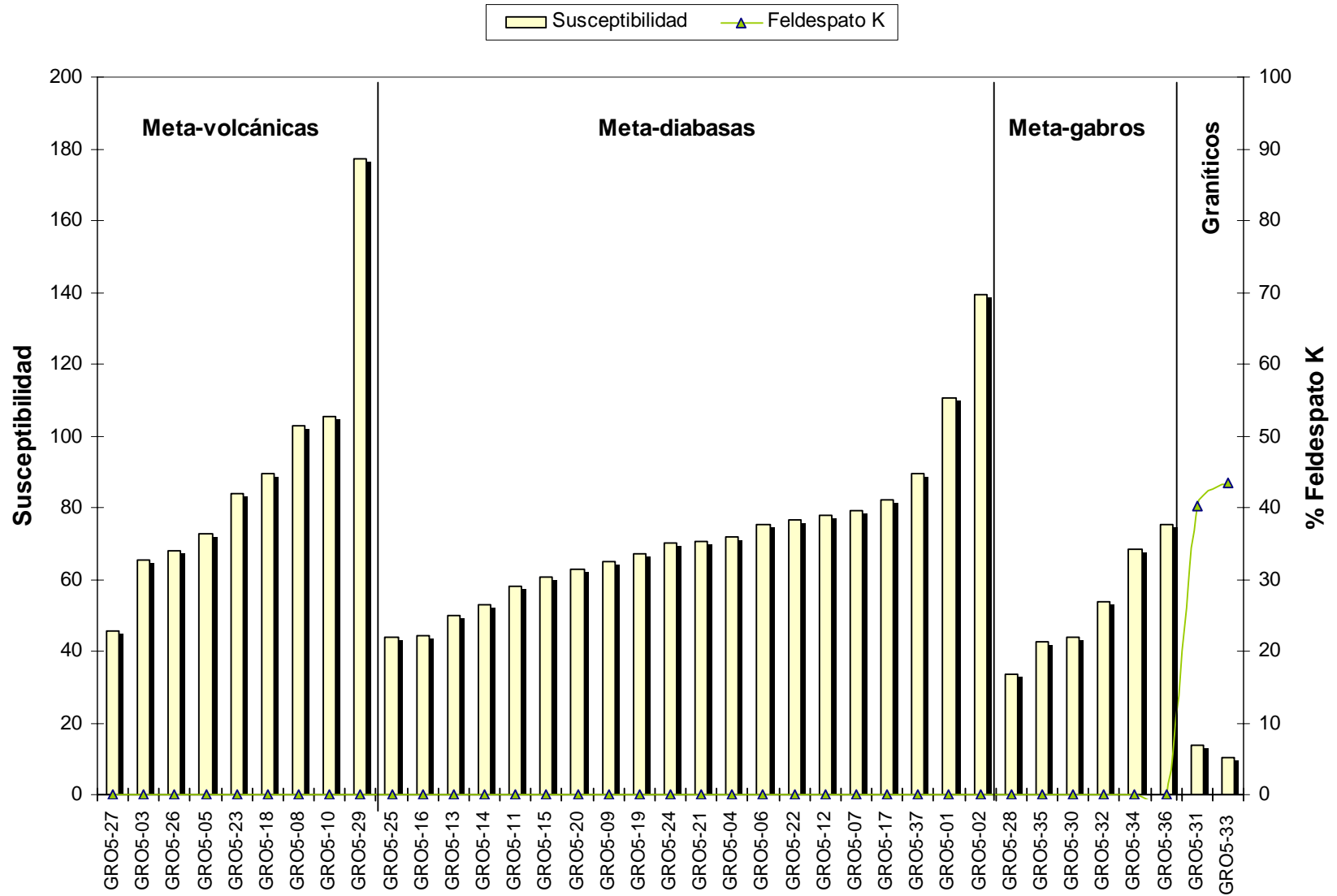
(Tomado de PETTIJOHN et al., 1973)

# ANEXO 4



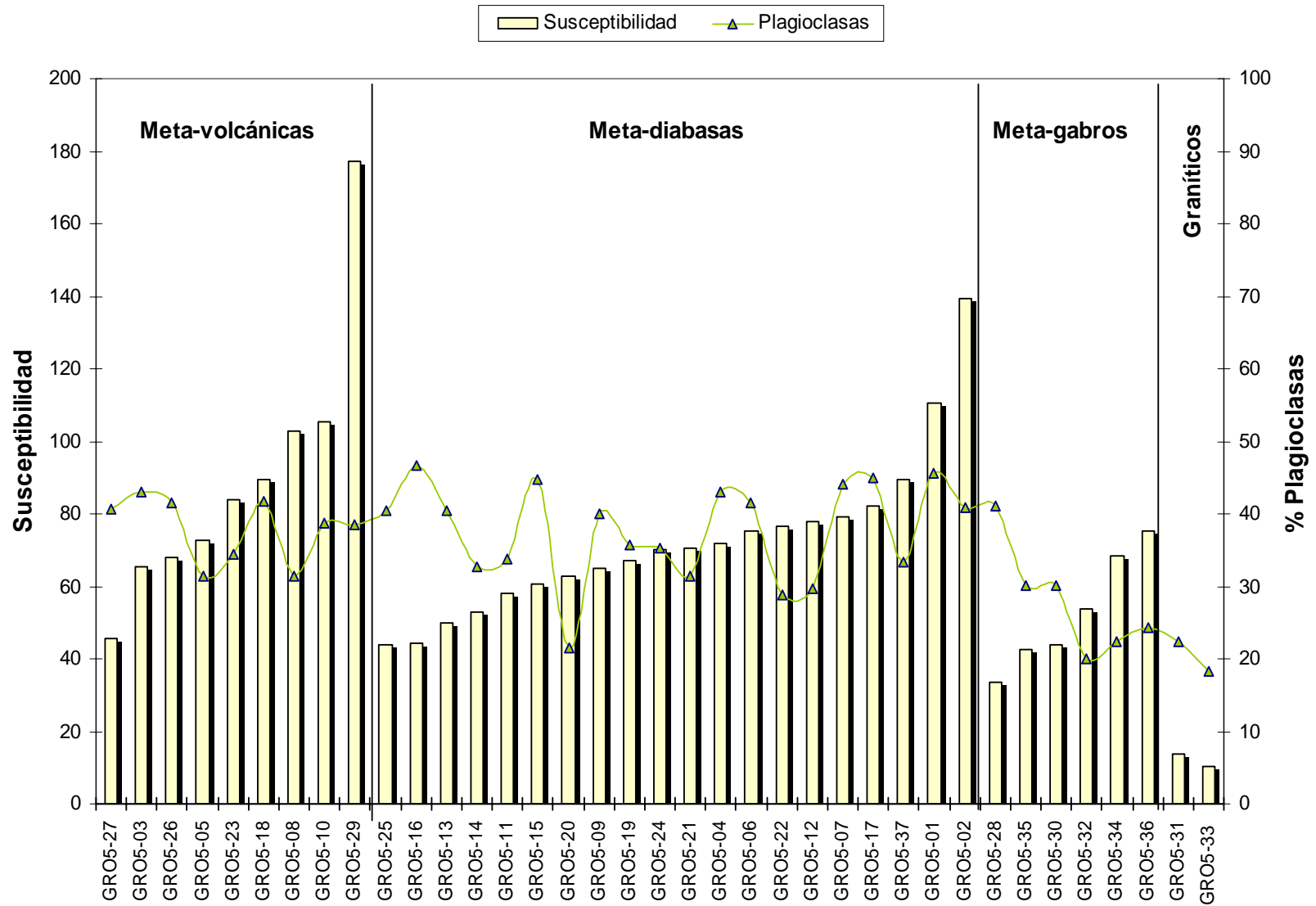
**Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Cuarzo.**

# ANEXO 5



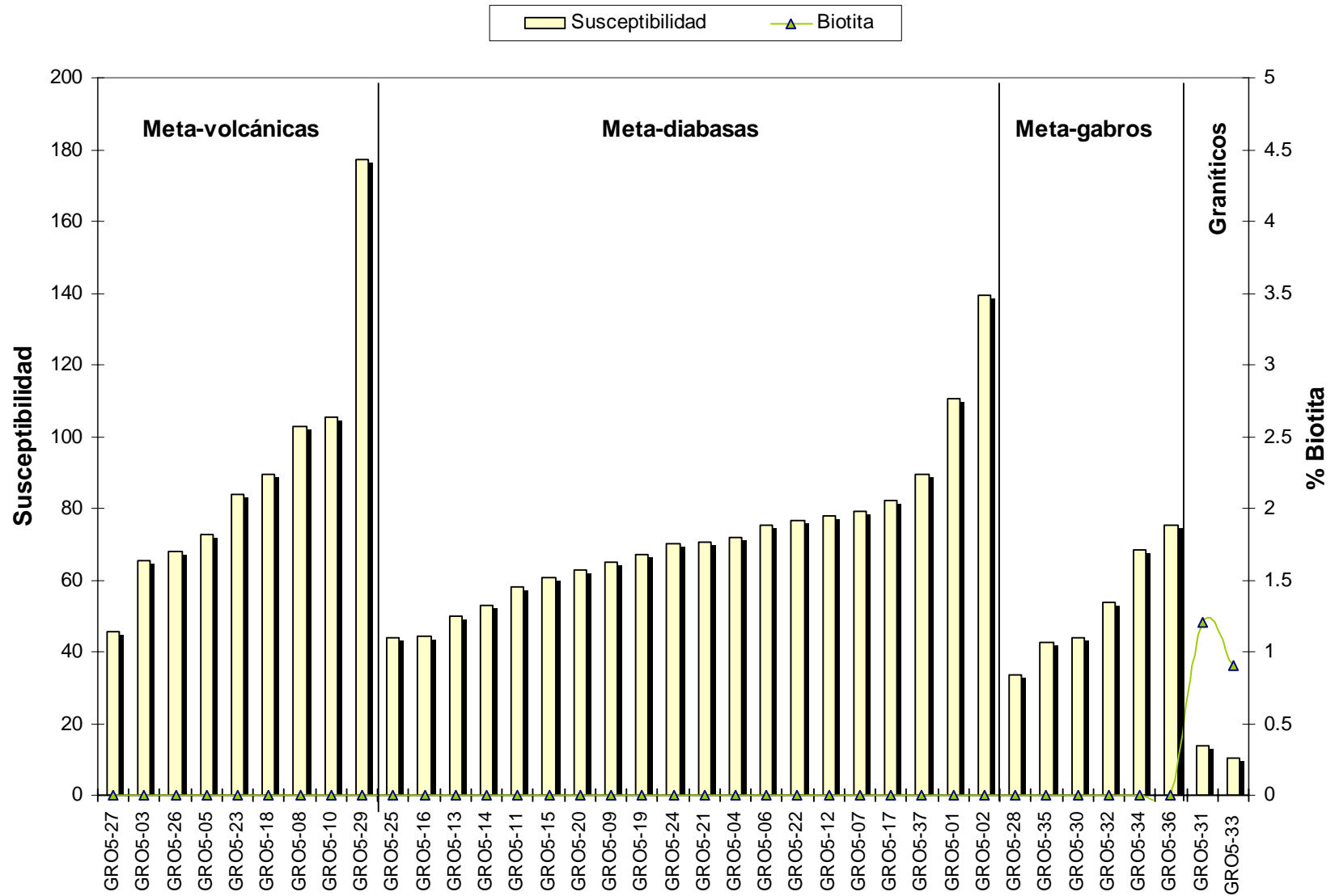
**Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Feldespato K.**

# ANEXO 6



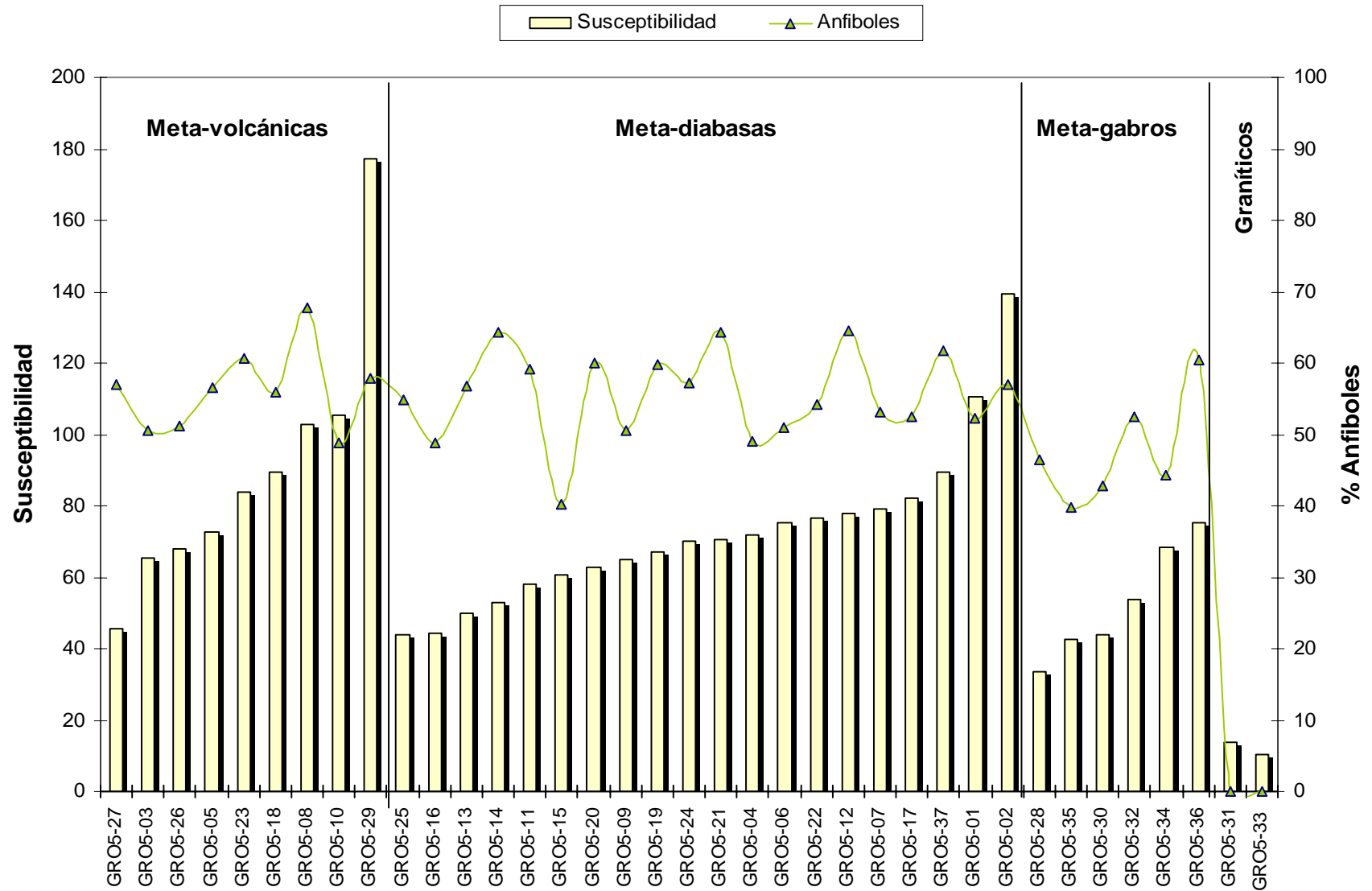
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Plagioclasas.

# ANEXO 7



**Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Biotita.**

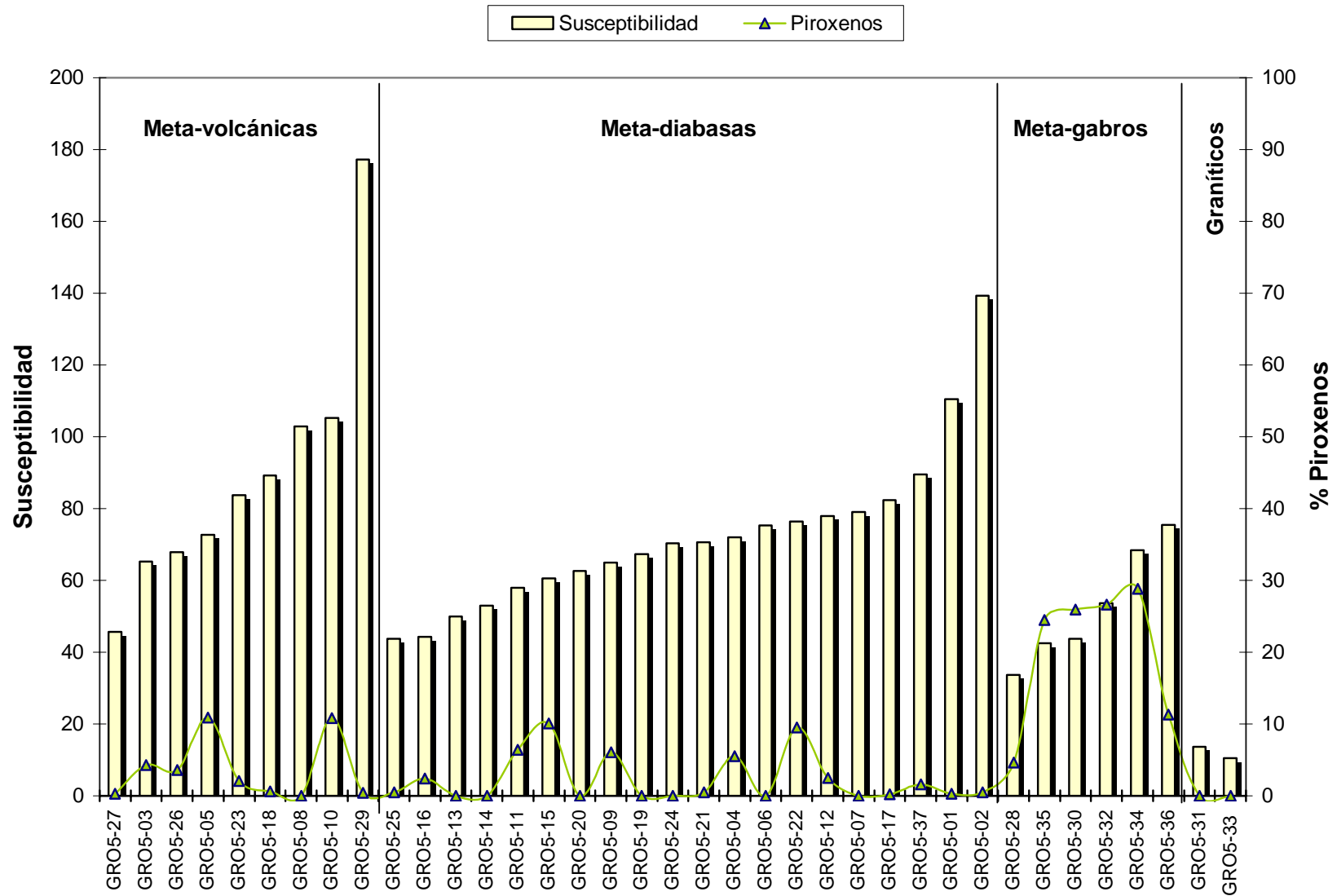
# ANEXO 8



Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Anfiboles.

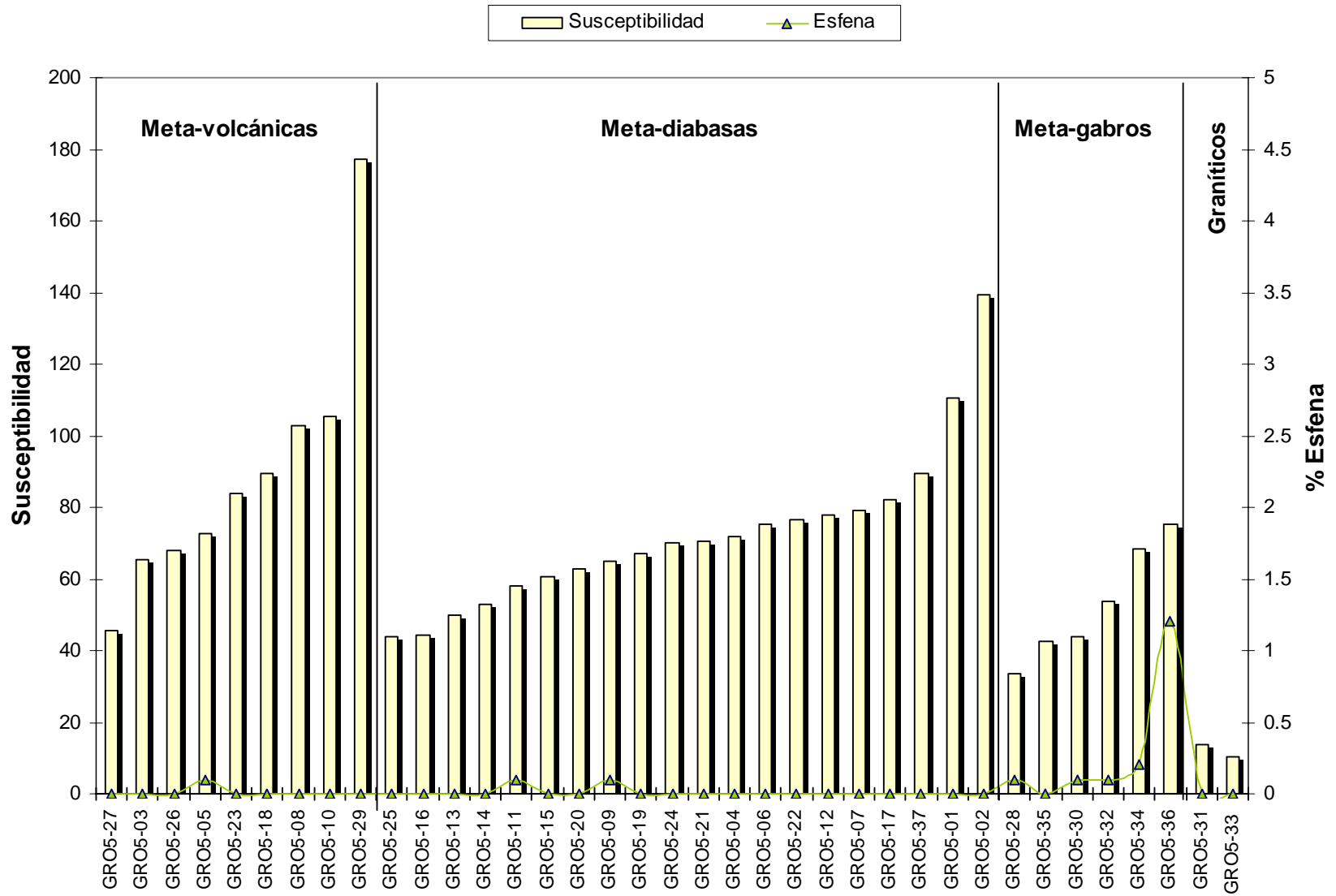


# ANEXO 9



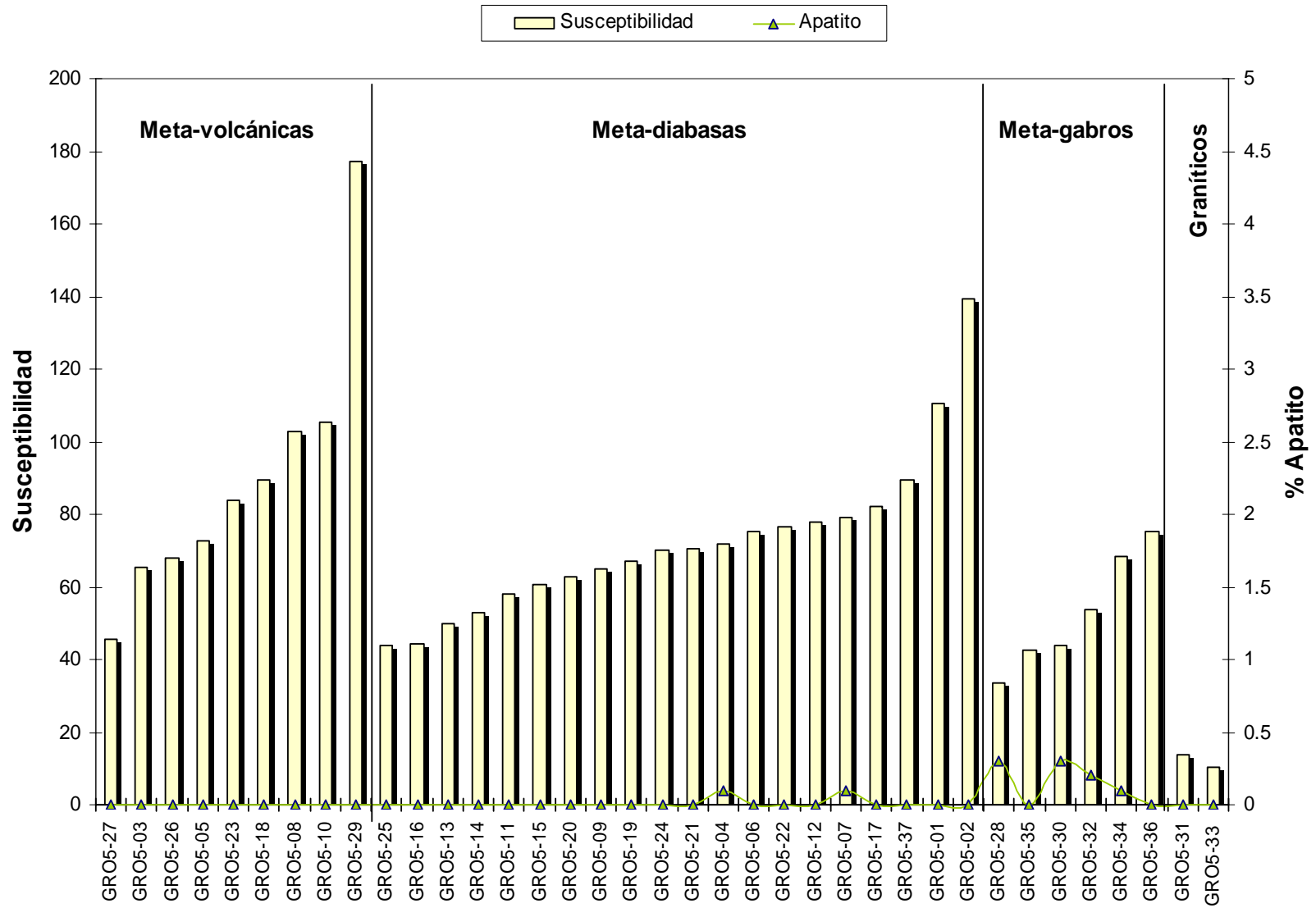
**Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Piroxenos.**

# ANEXO 10



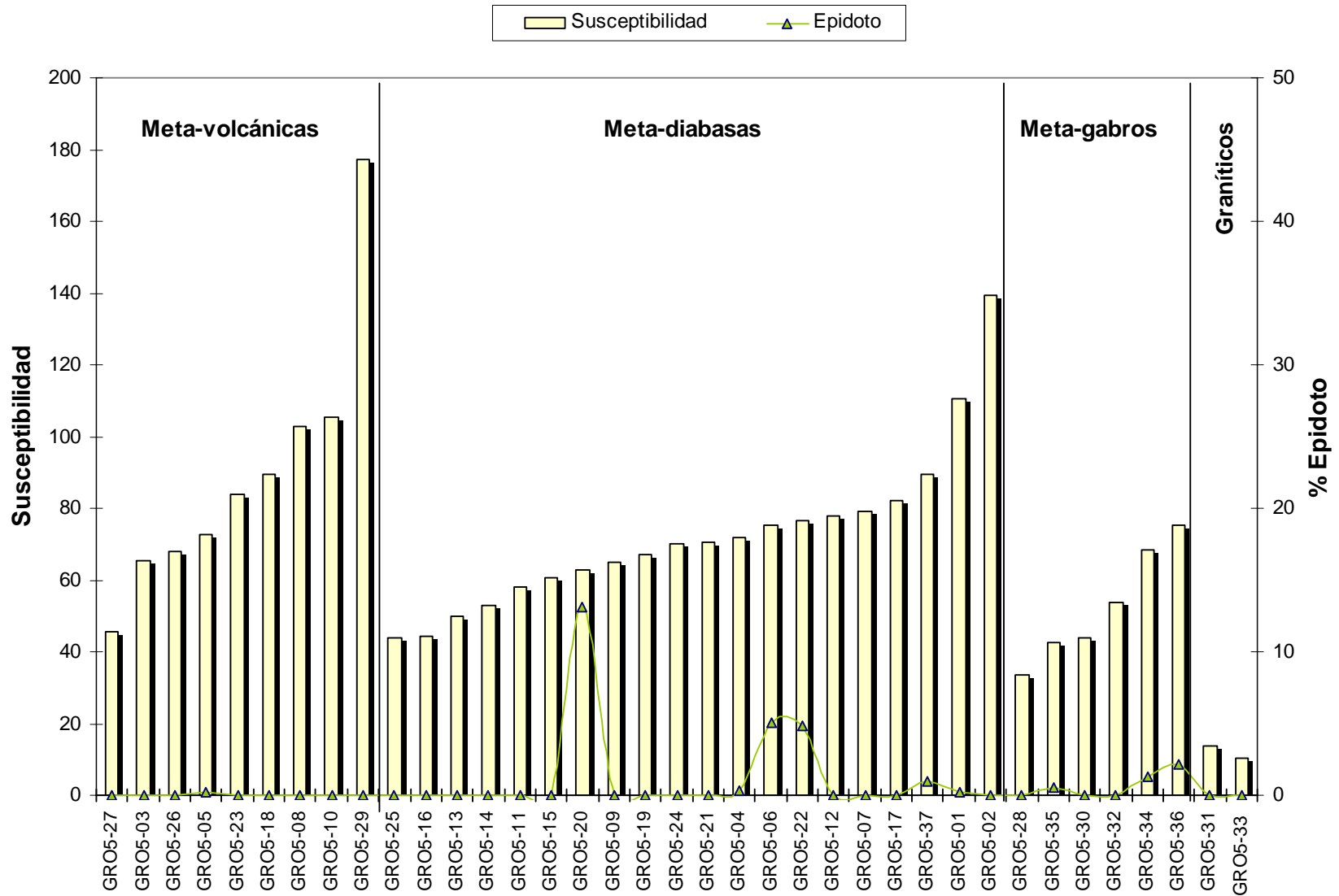
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Esfena.

# ANEXO 11



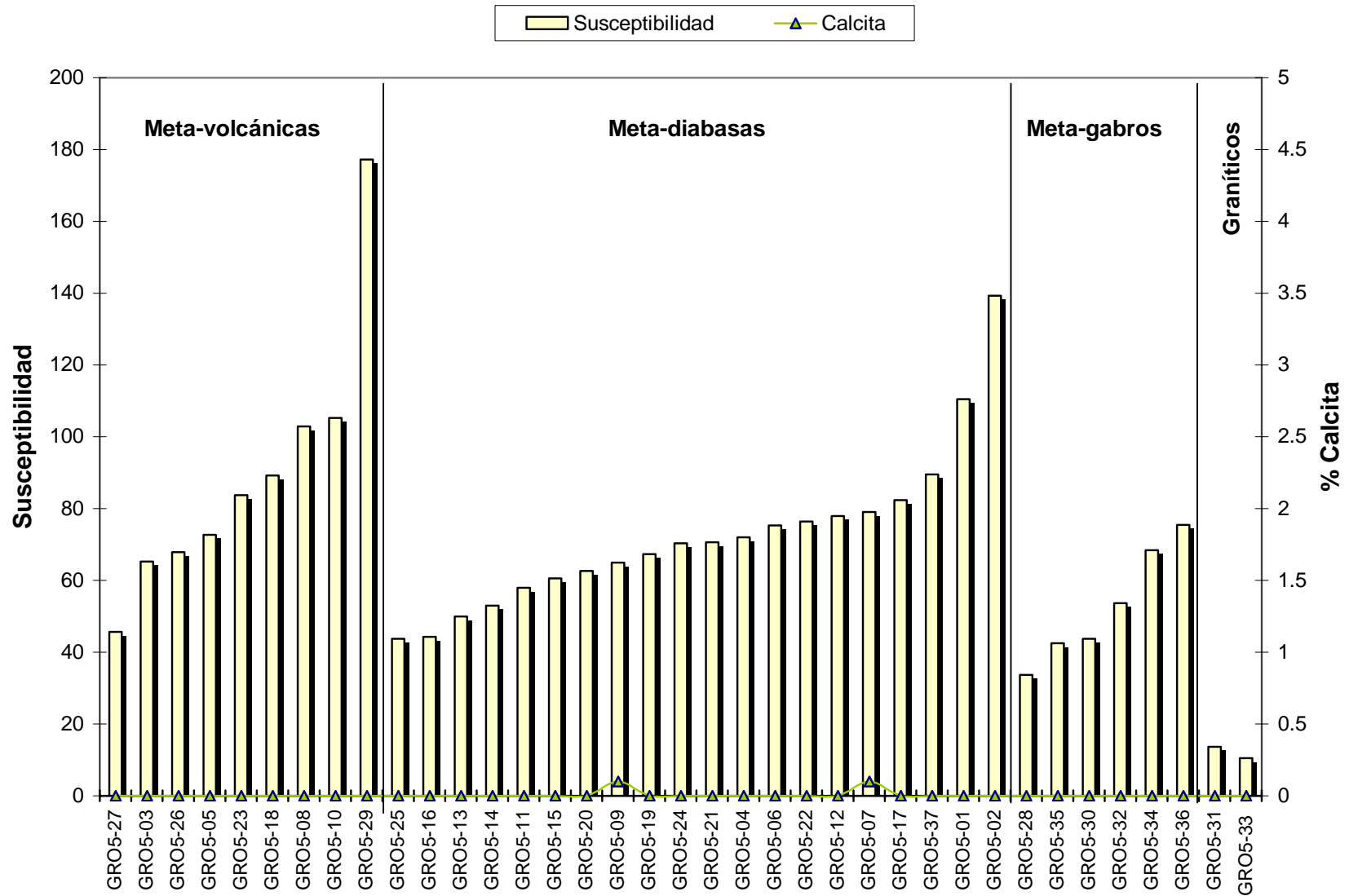
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Apatito.

# ANEXO 12



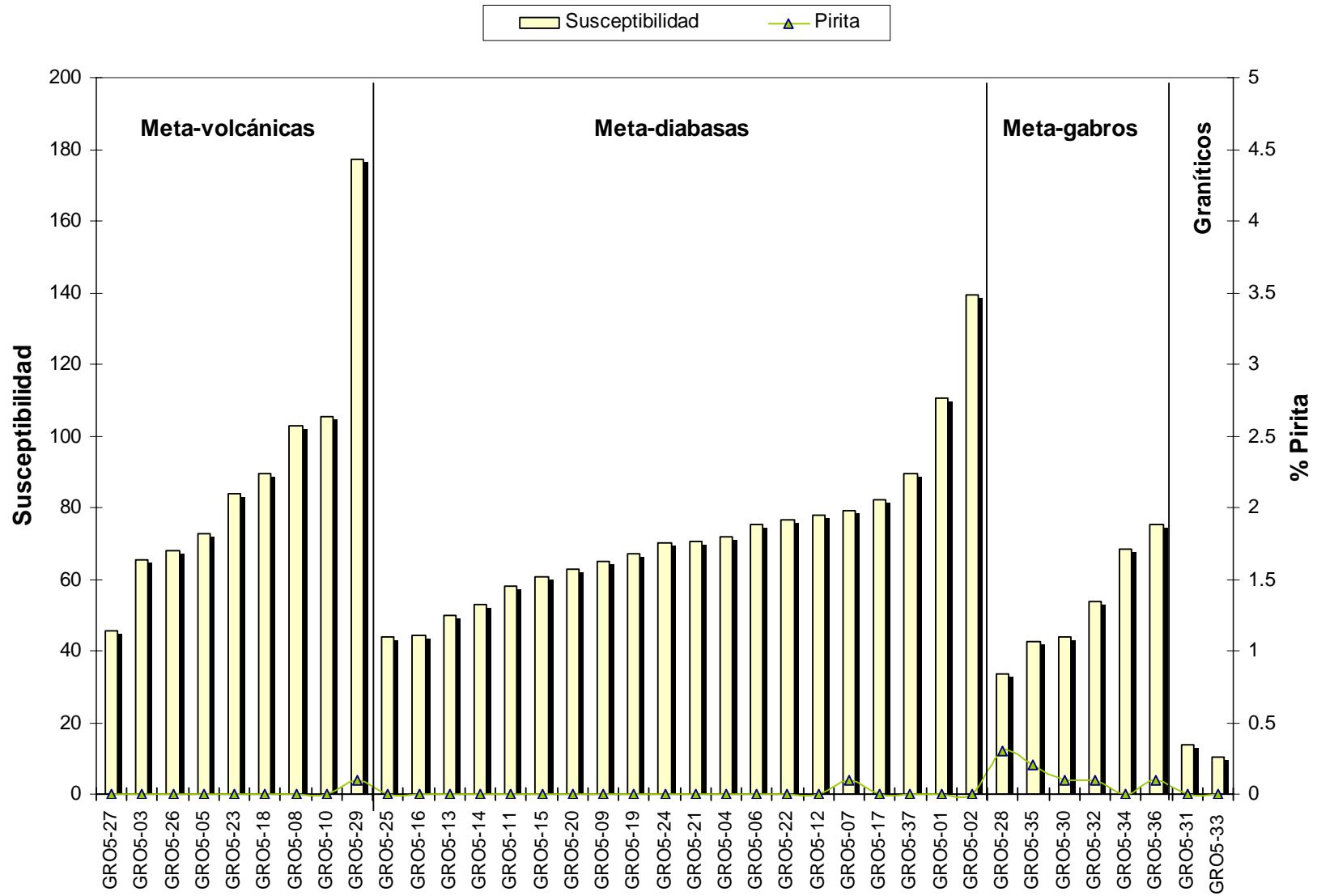
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Epidoto.

# ANEXO 13



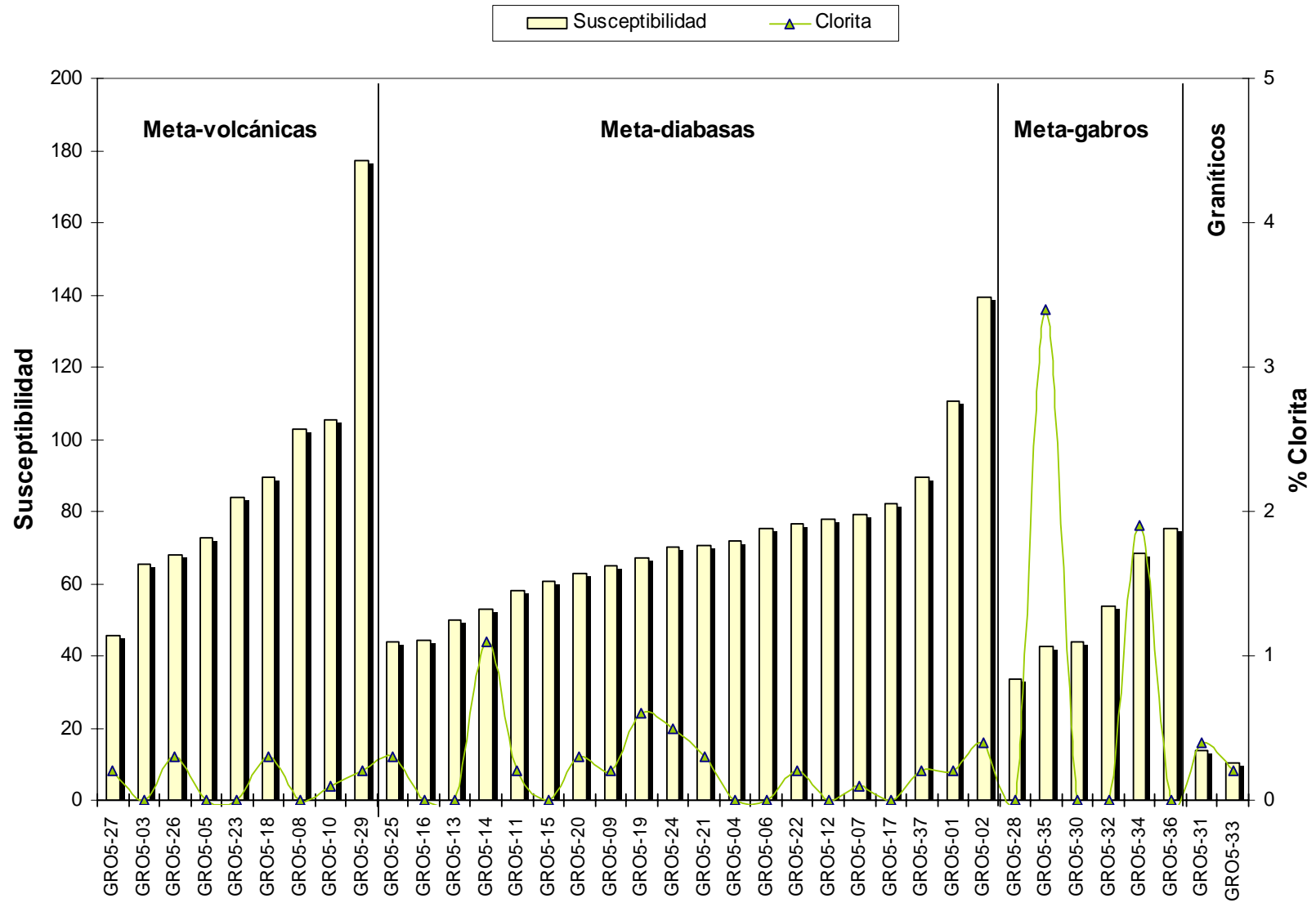
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Calcita.

# ANEXO 14



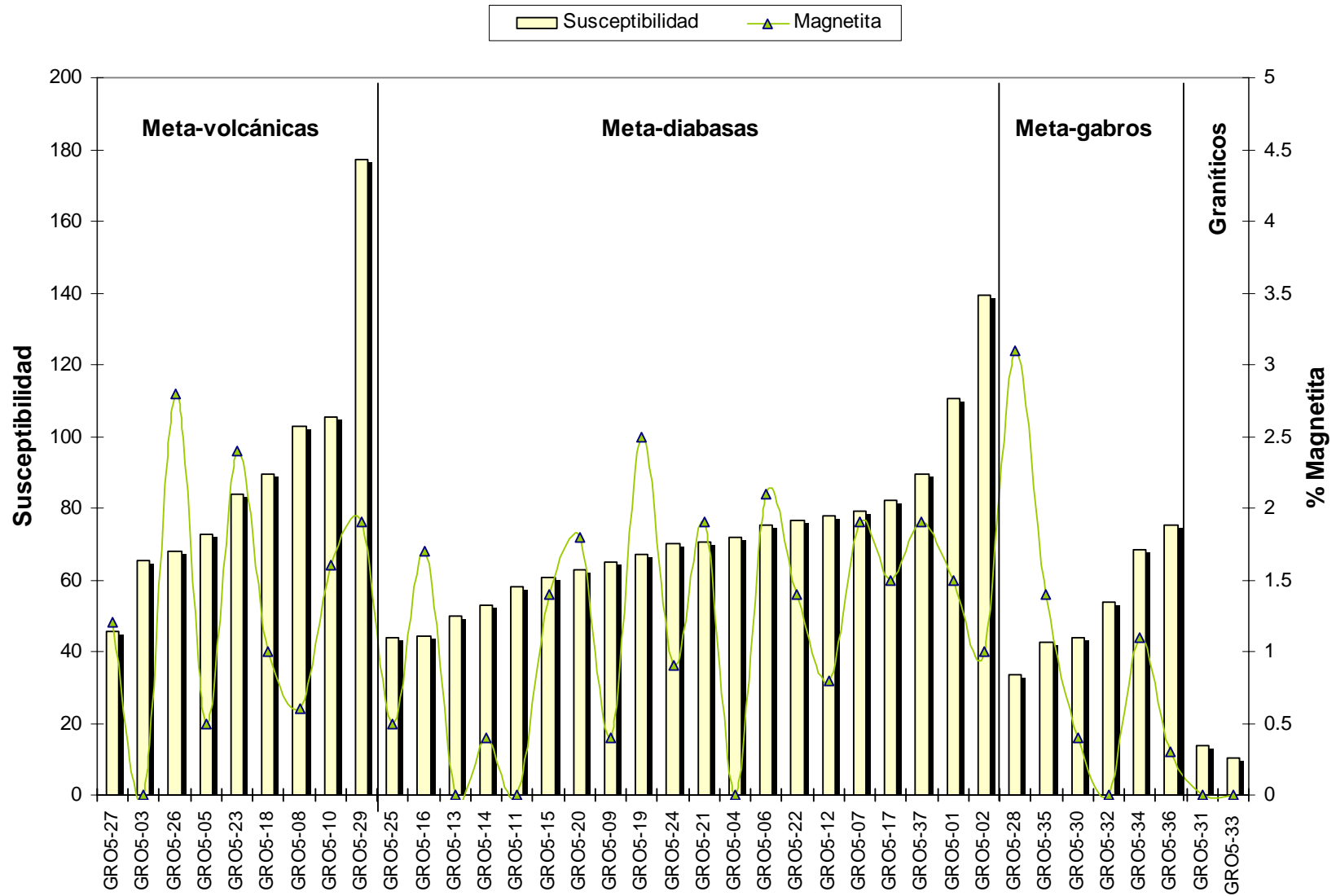
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Pirita.

# ANEXO 15



Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Clorita.

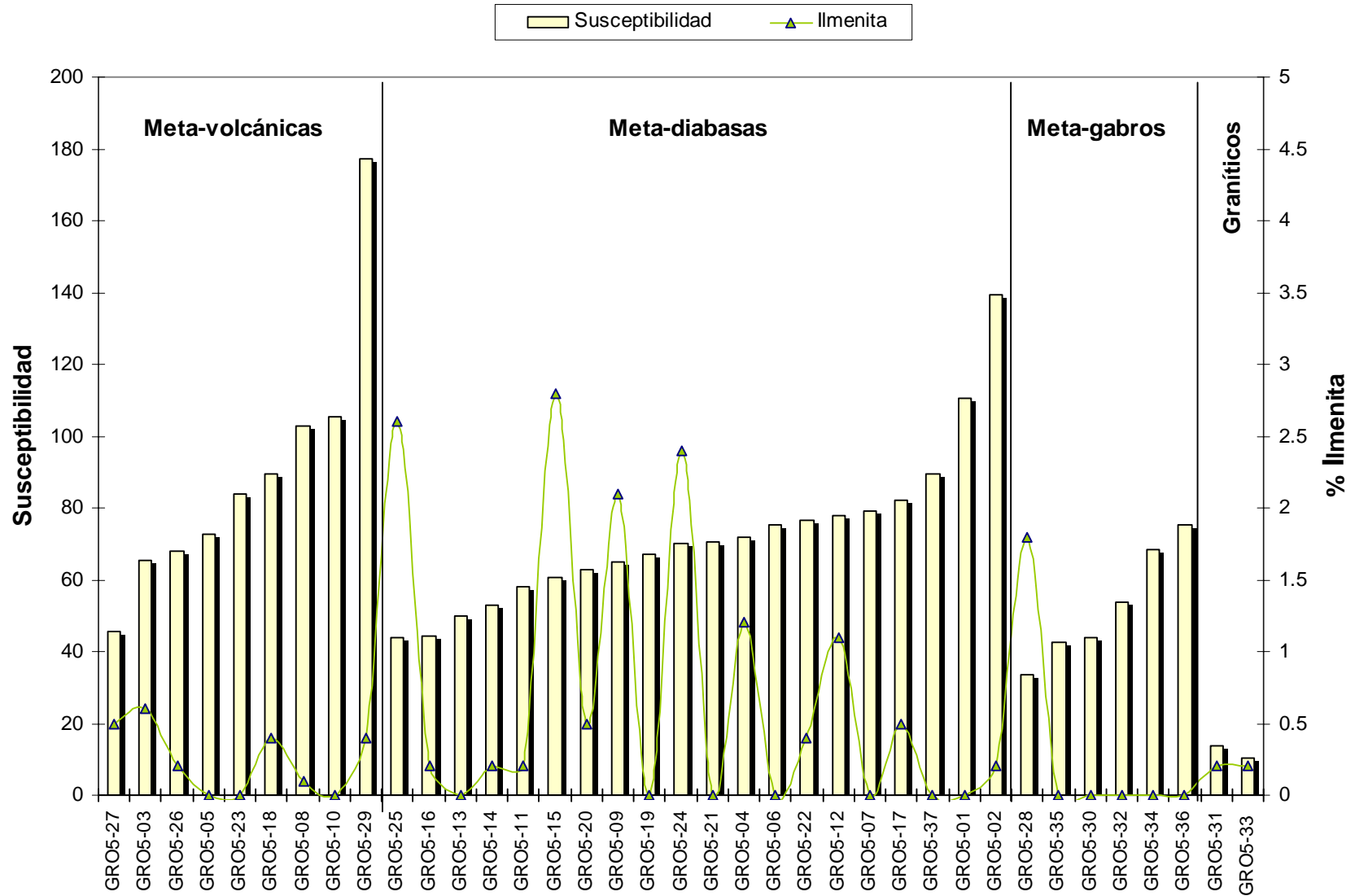
# ANEXO 16



Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Magnetita.

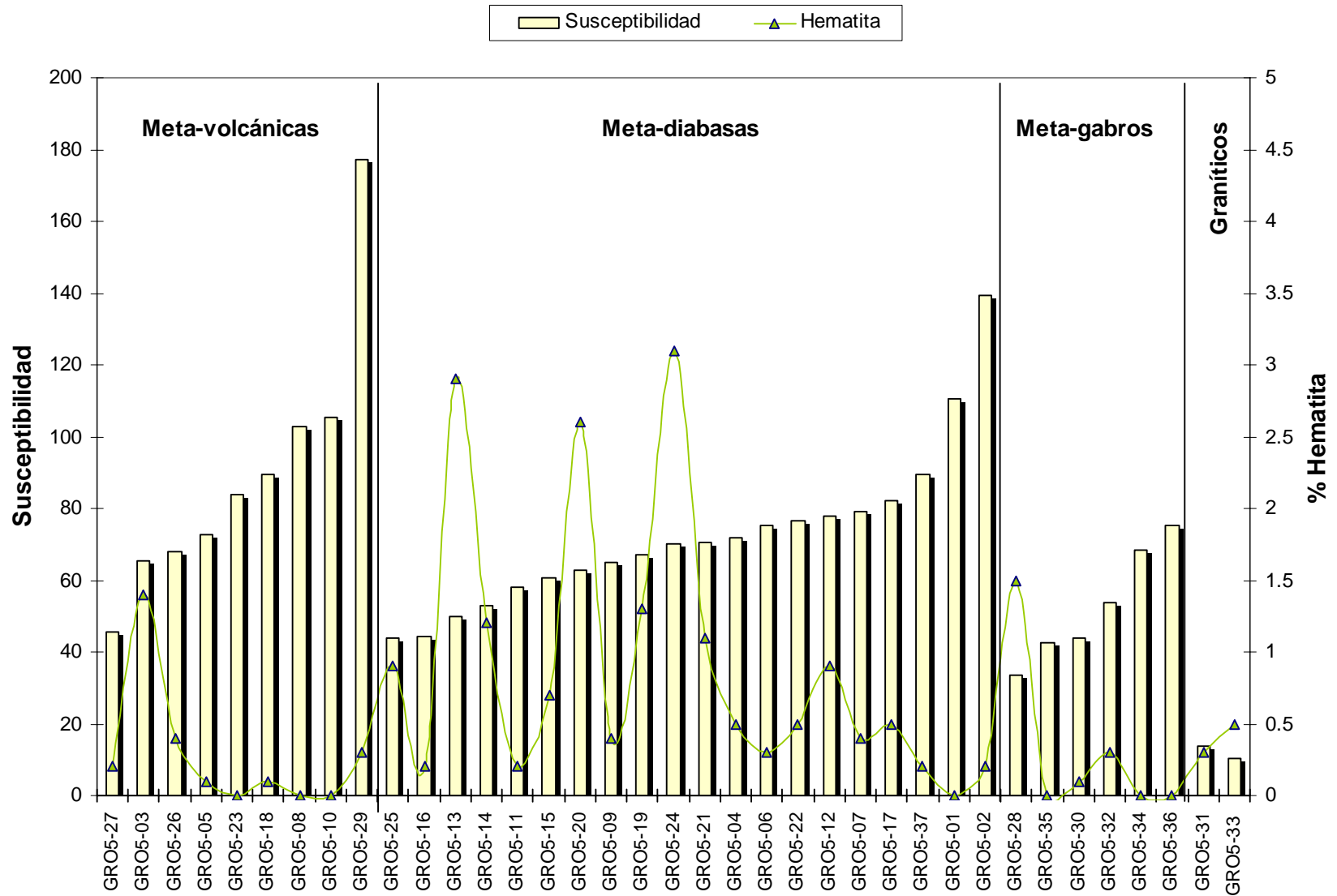


# ANEXO 17



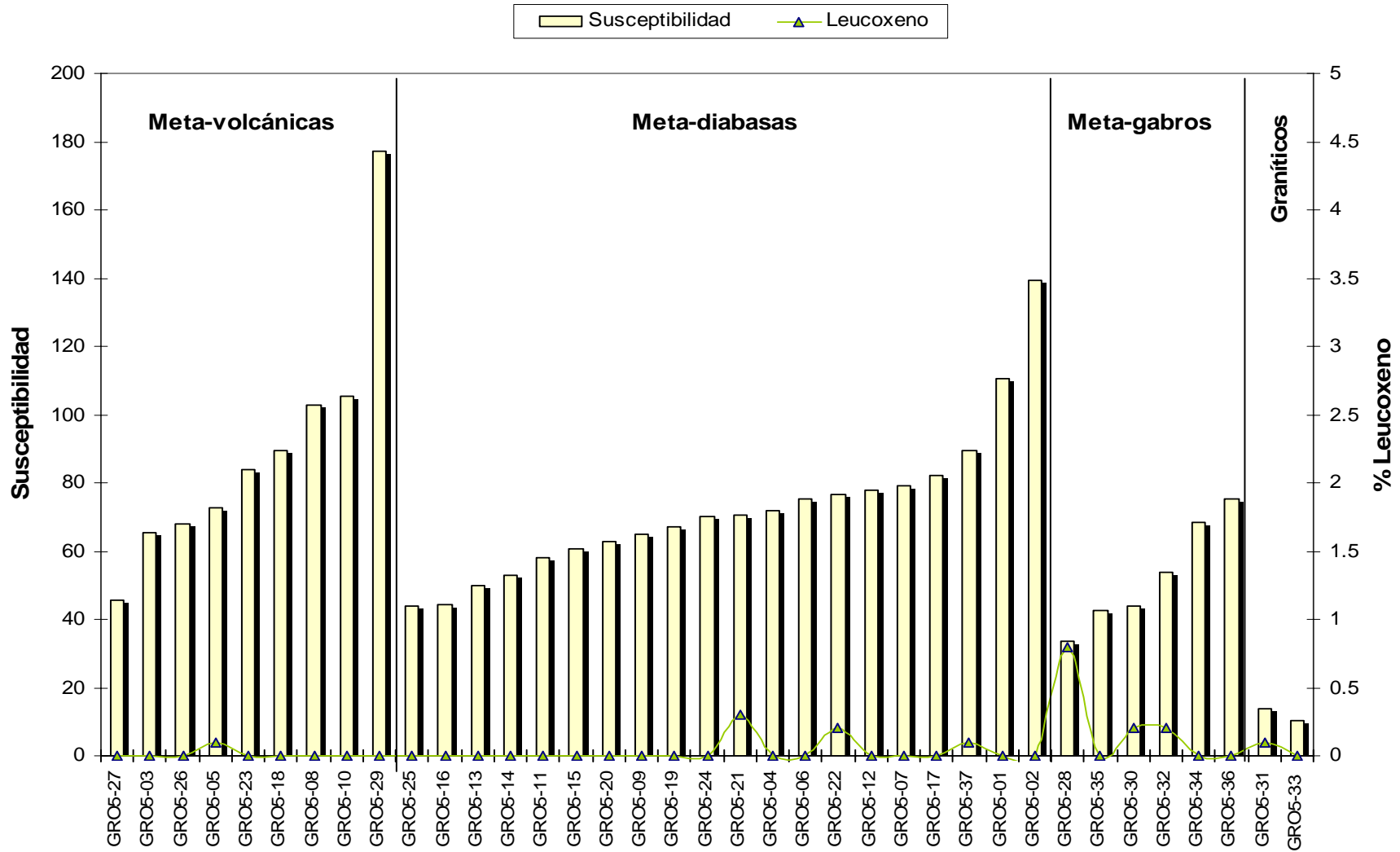
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Ilmenita.

# ANEXO 18



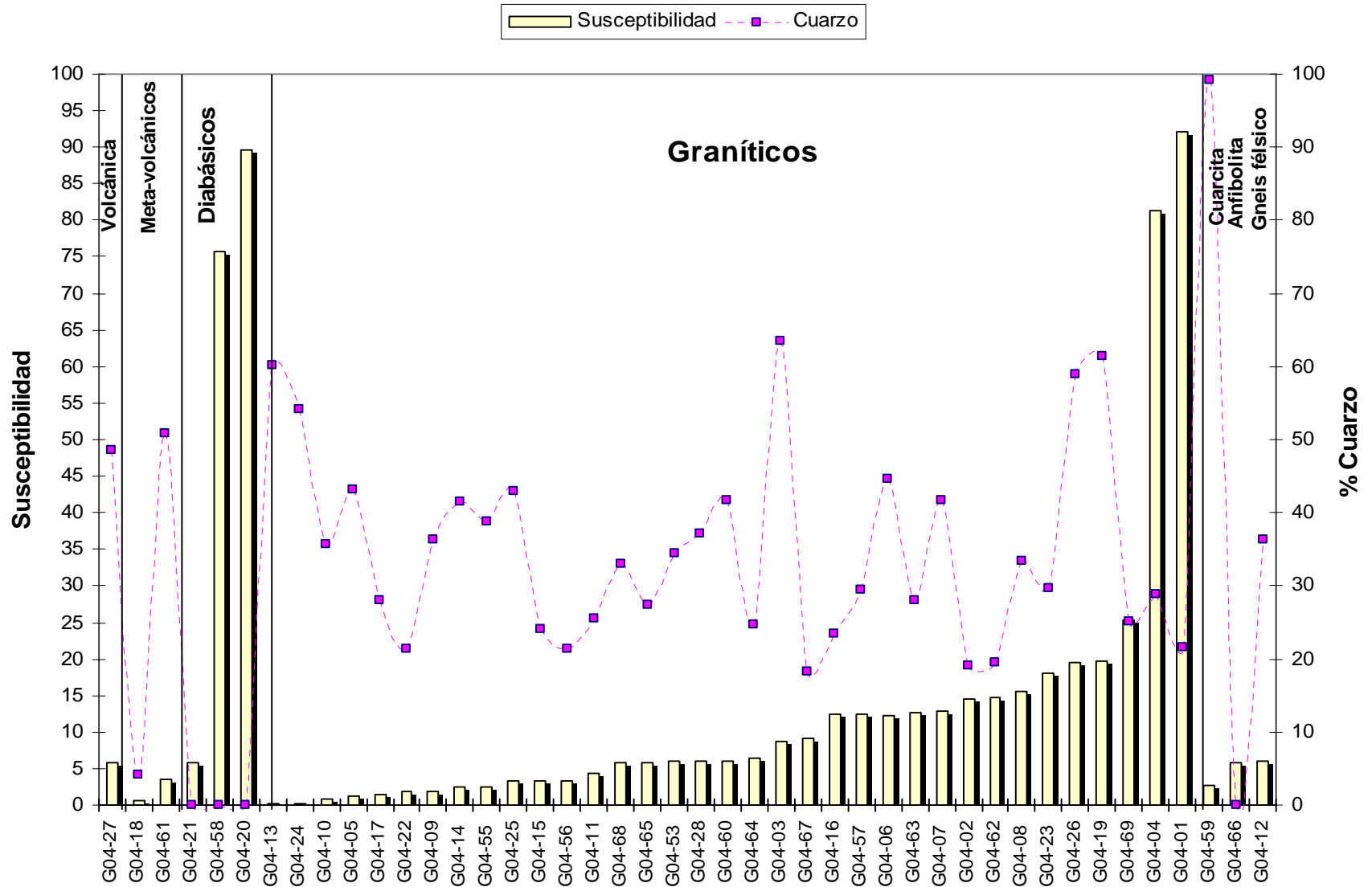
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Hematita.

# ANEXO 19



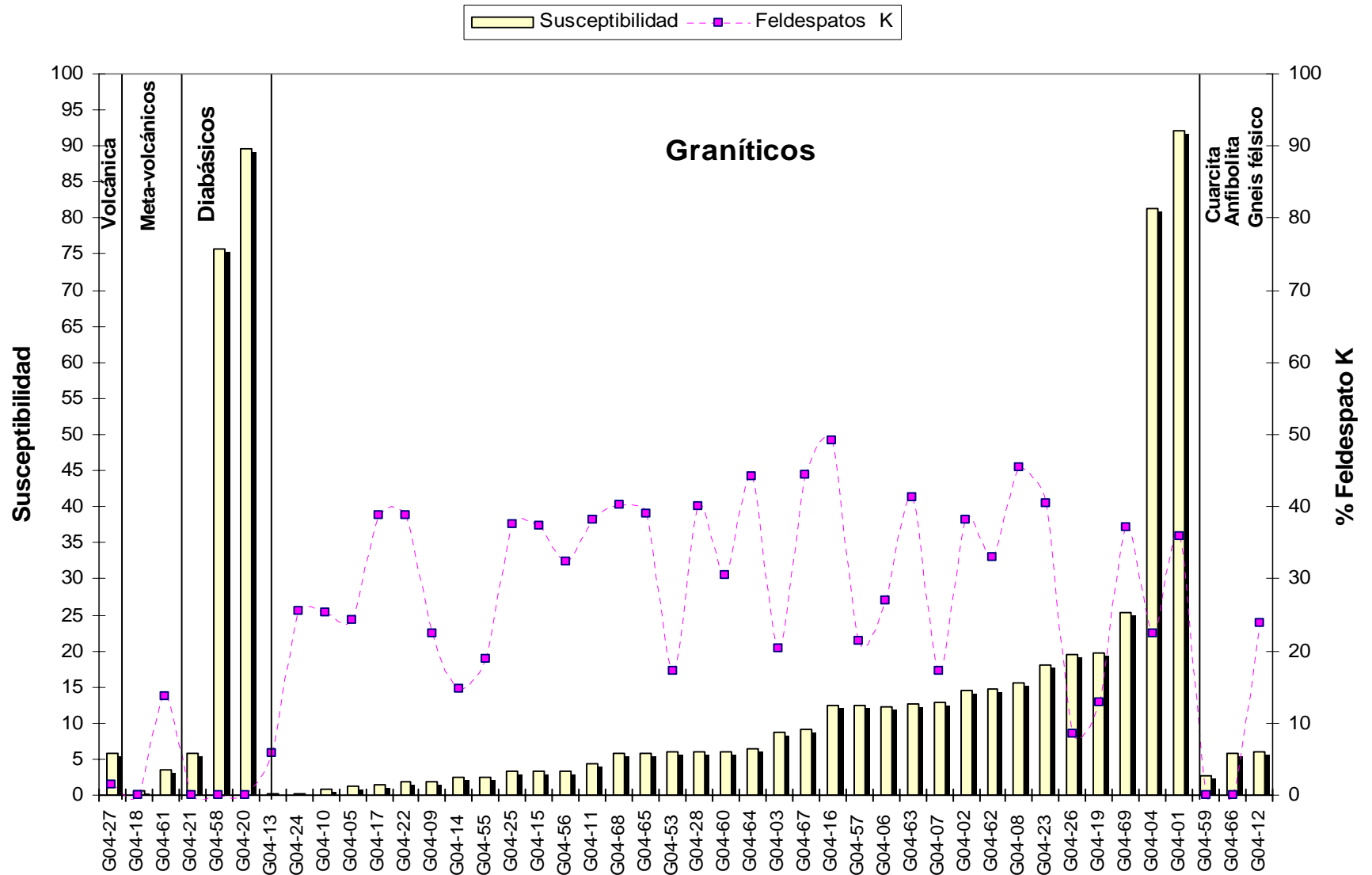
Histogramas de frecuencia para muestras de Gran Roque: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Leucoxeno.

# ANEXO 20



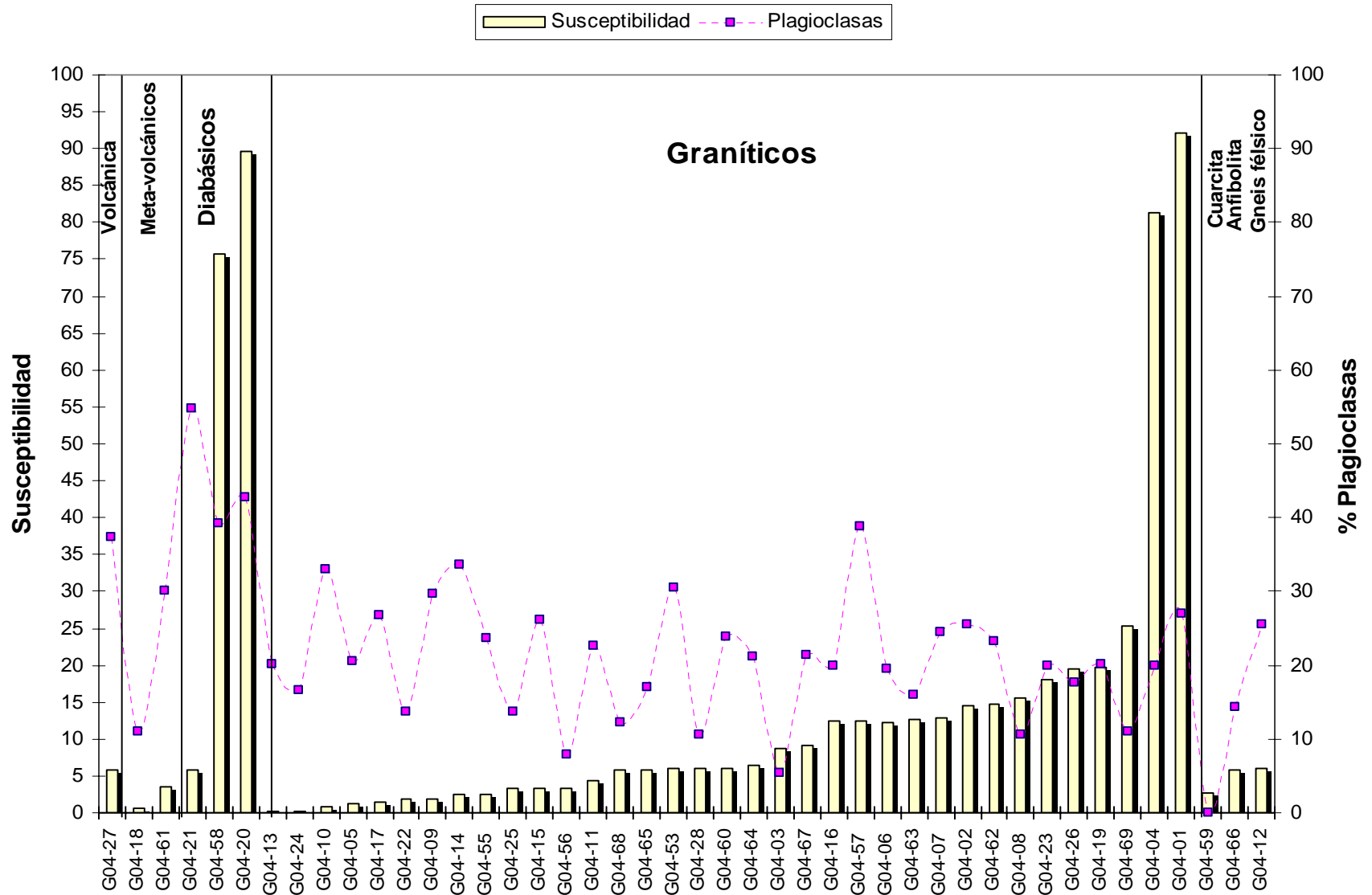
**Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Cuarzo.**

# ANEXO 21



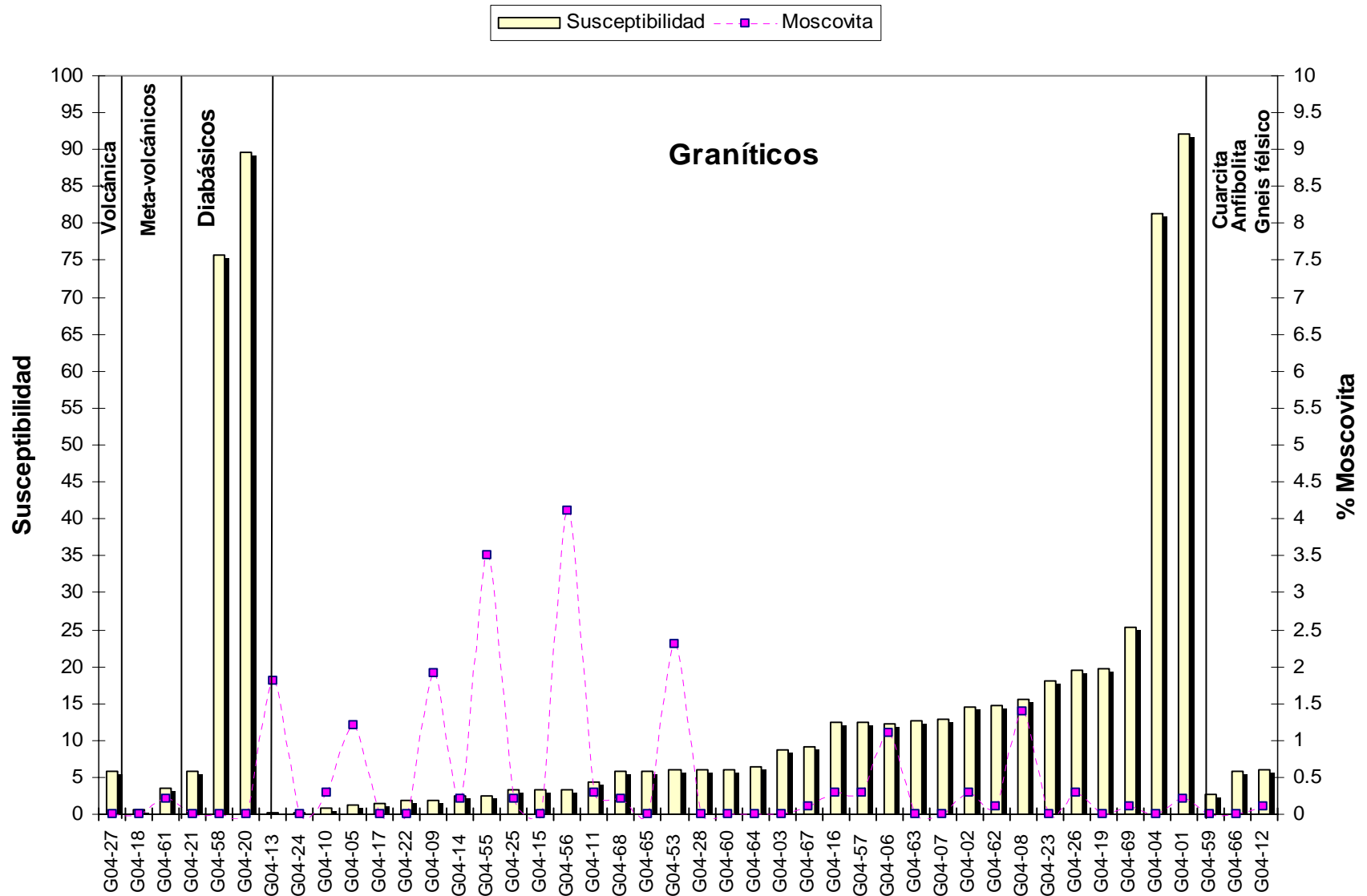
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Feldespato K.

# ANEXO 22



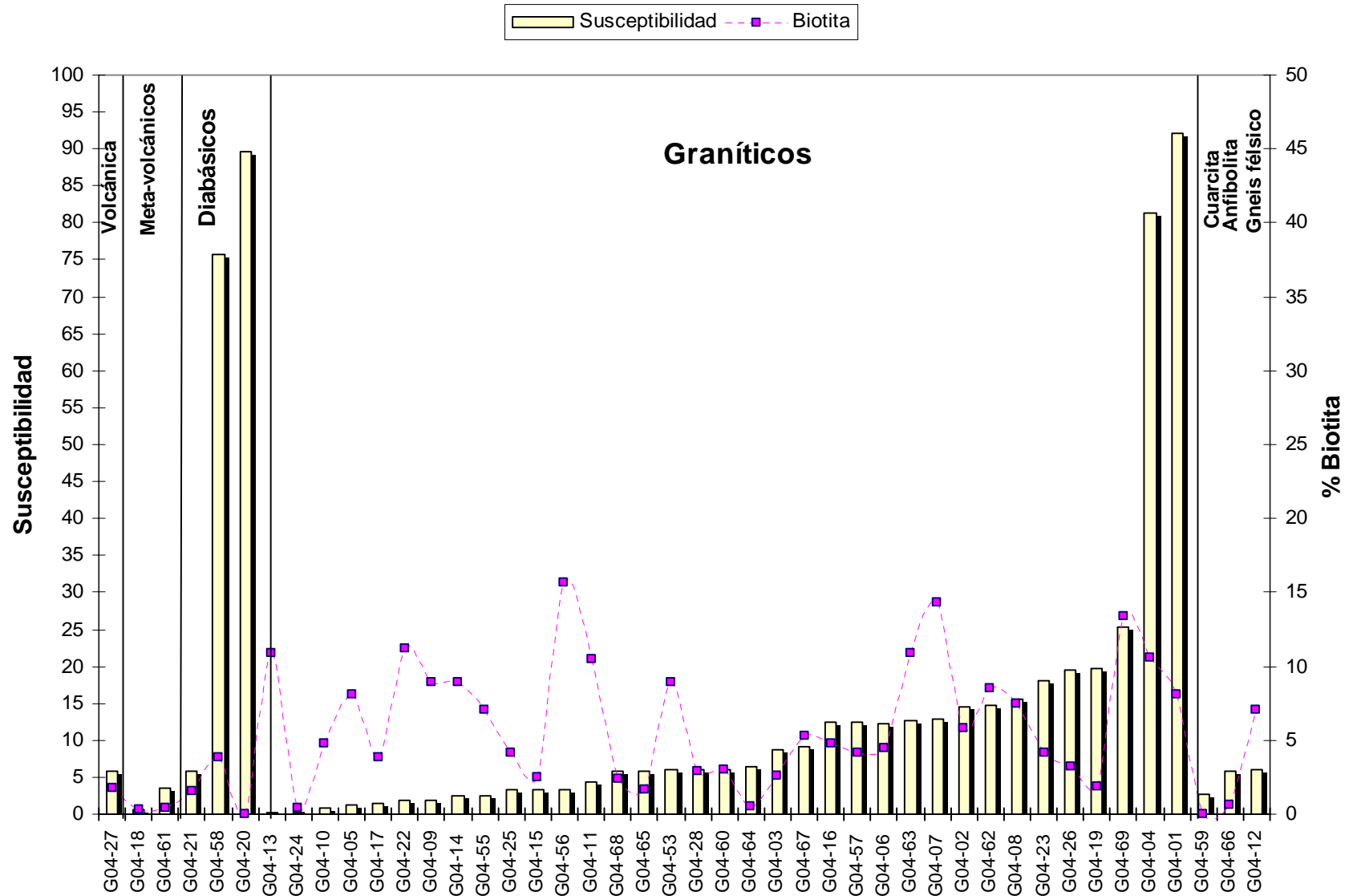
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Plagioclasas.

# ANEXO 23



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Moscovita.

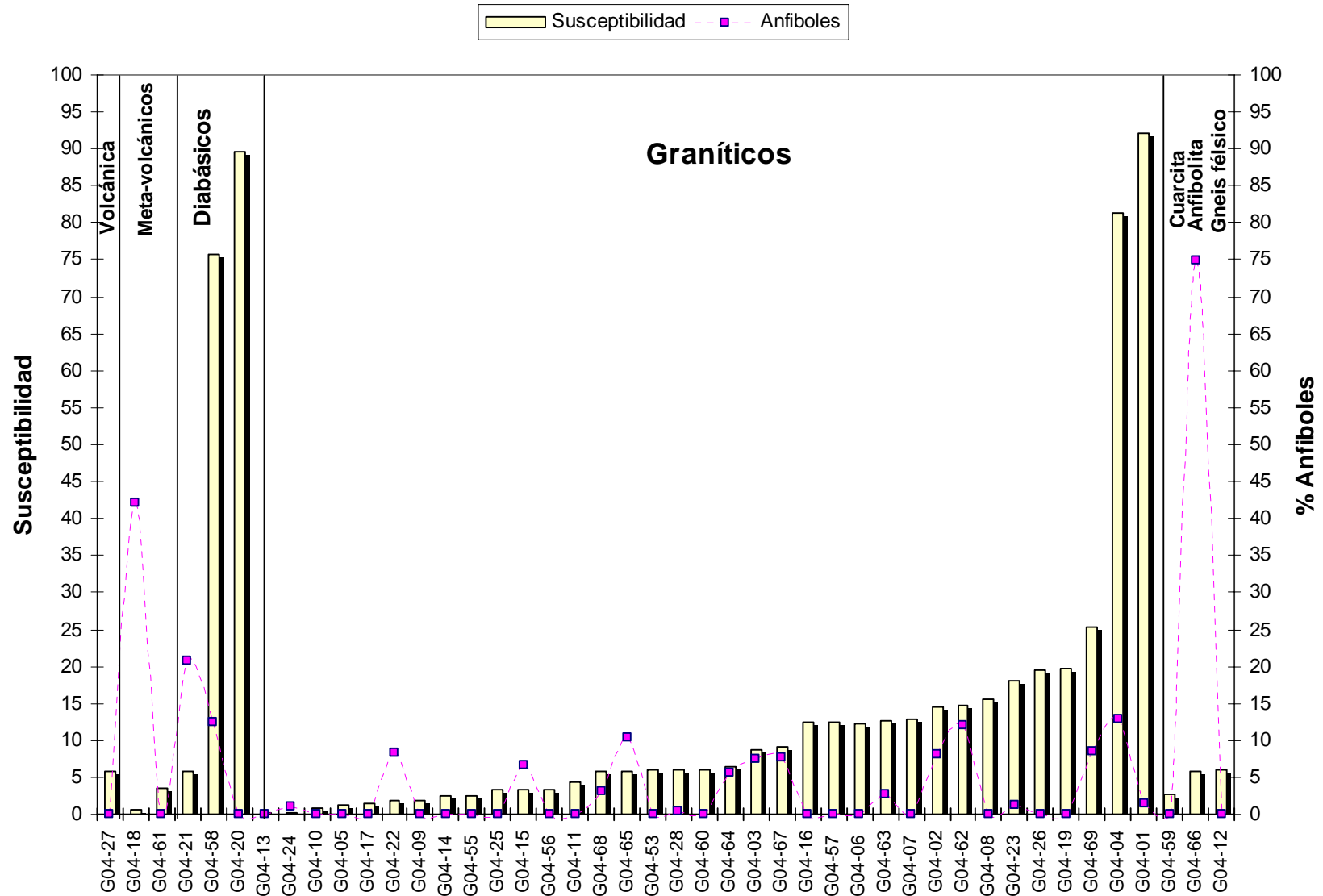
# ANEXO 24



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Biotita.

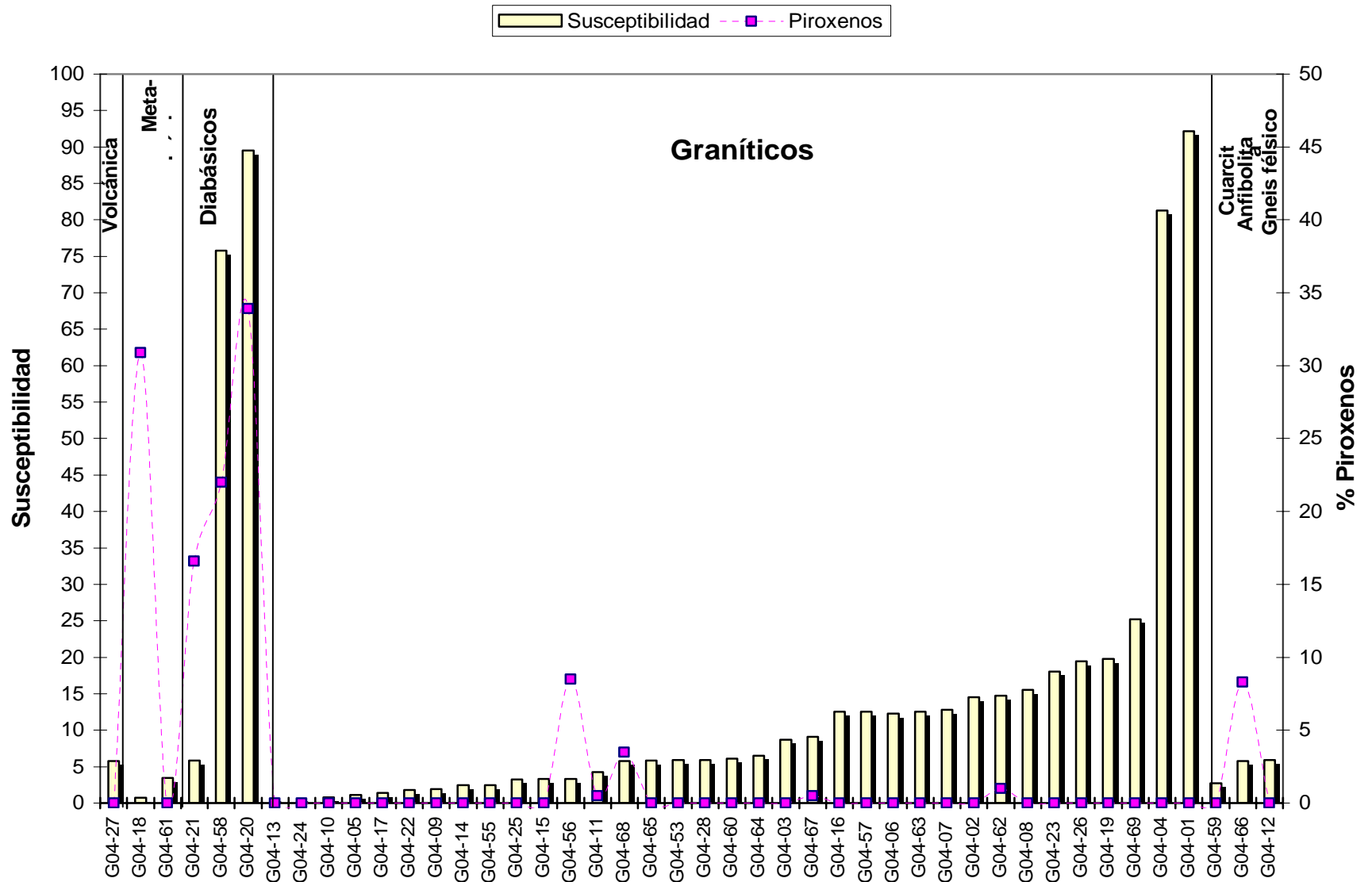


# ANEXO 25



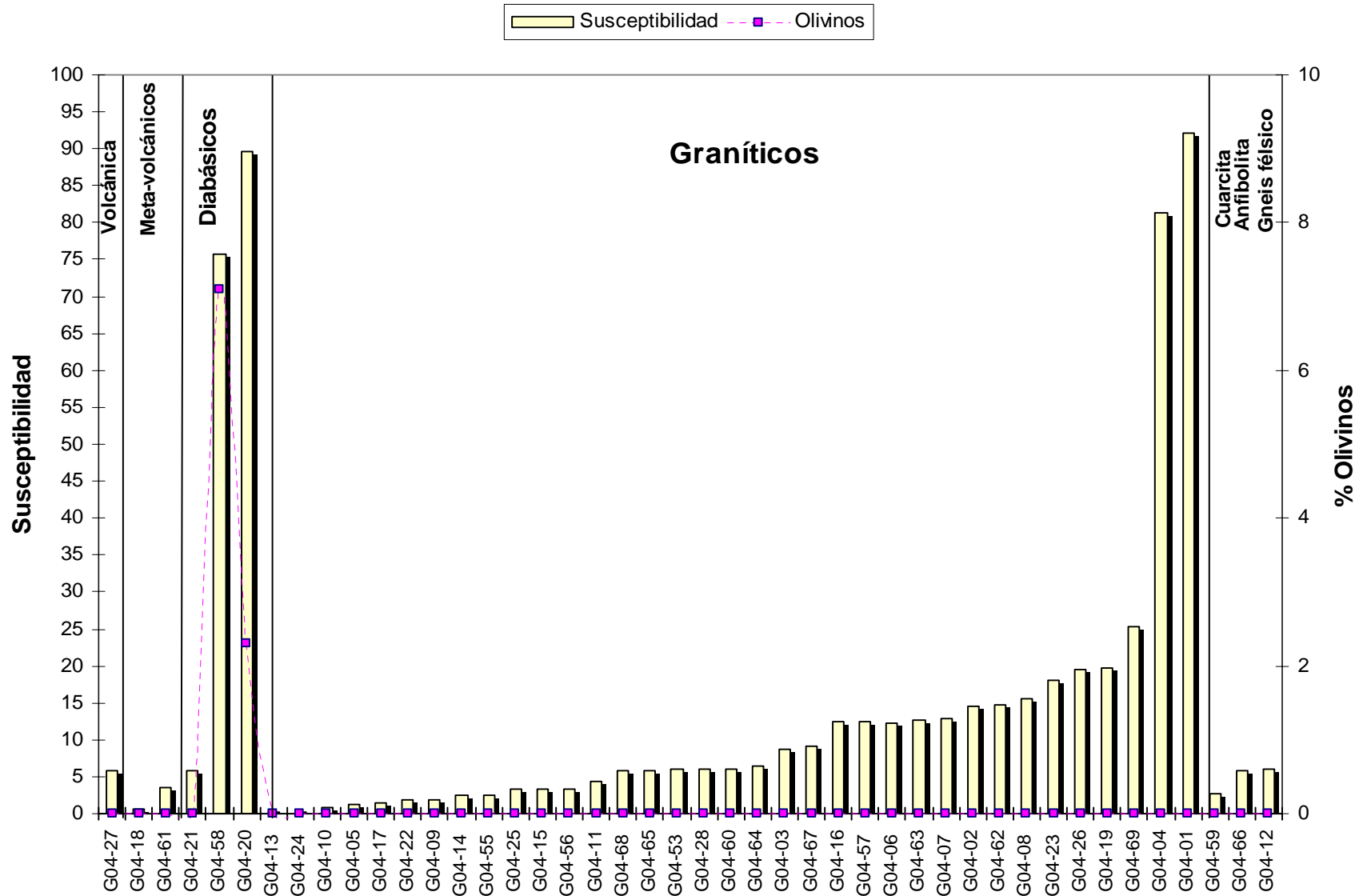
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Anfiboles.

# ANEXO 26



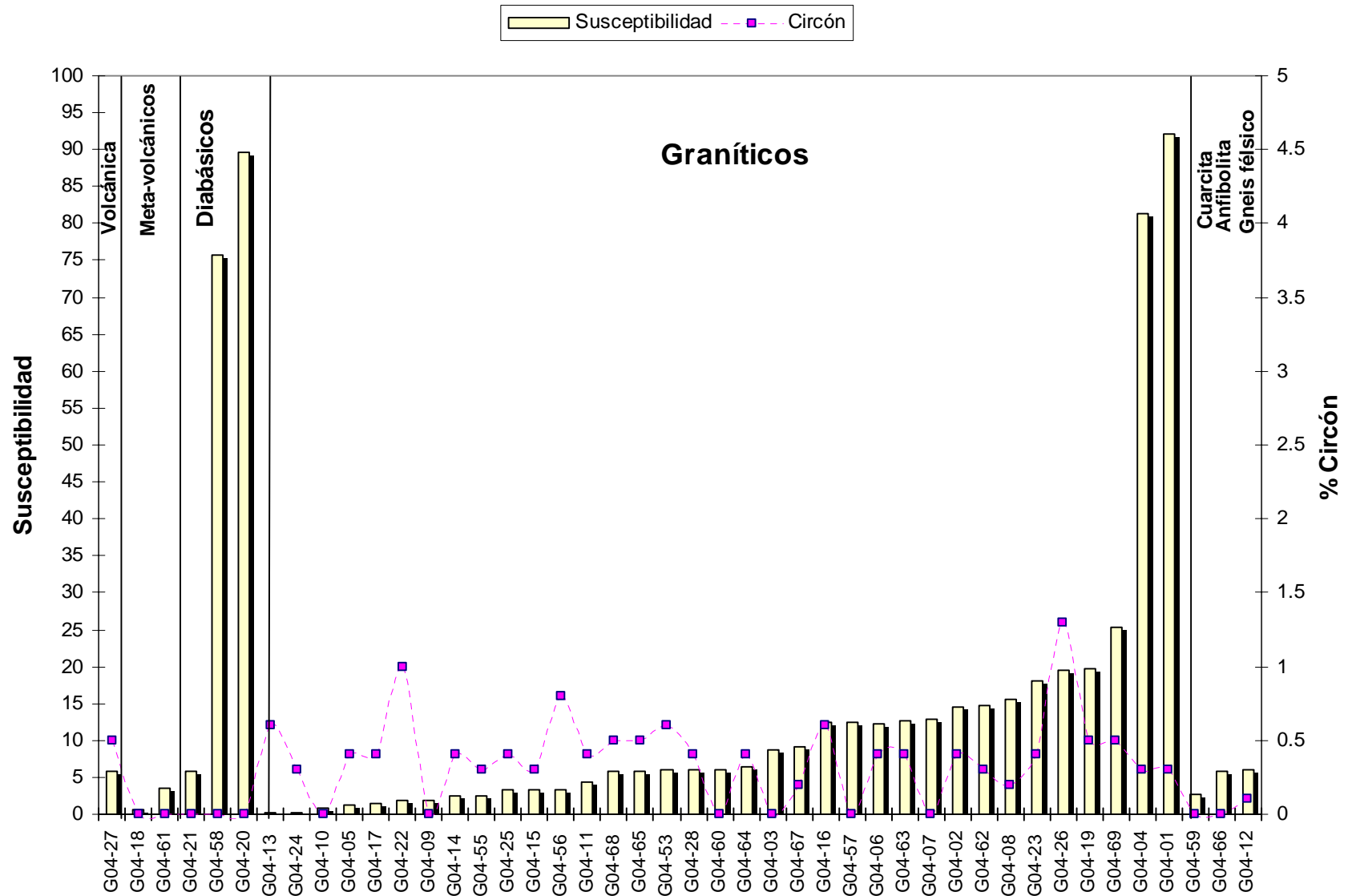
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Piroxenos.

# ANEXO 27



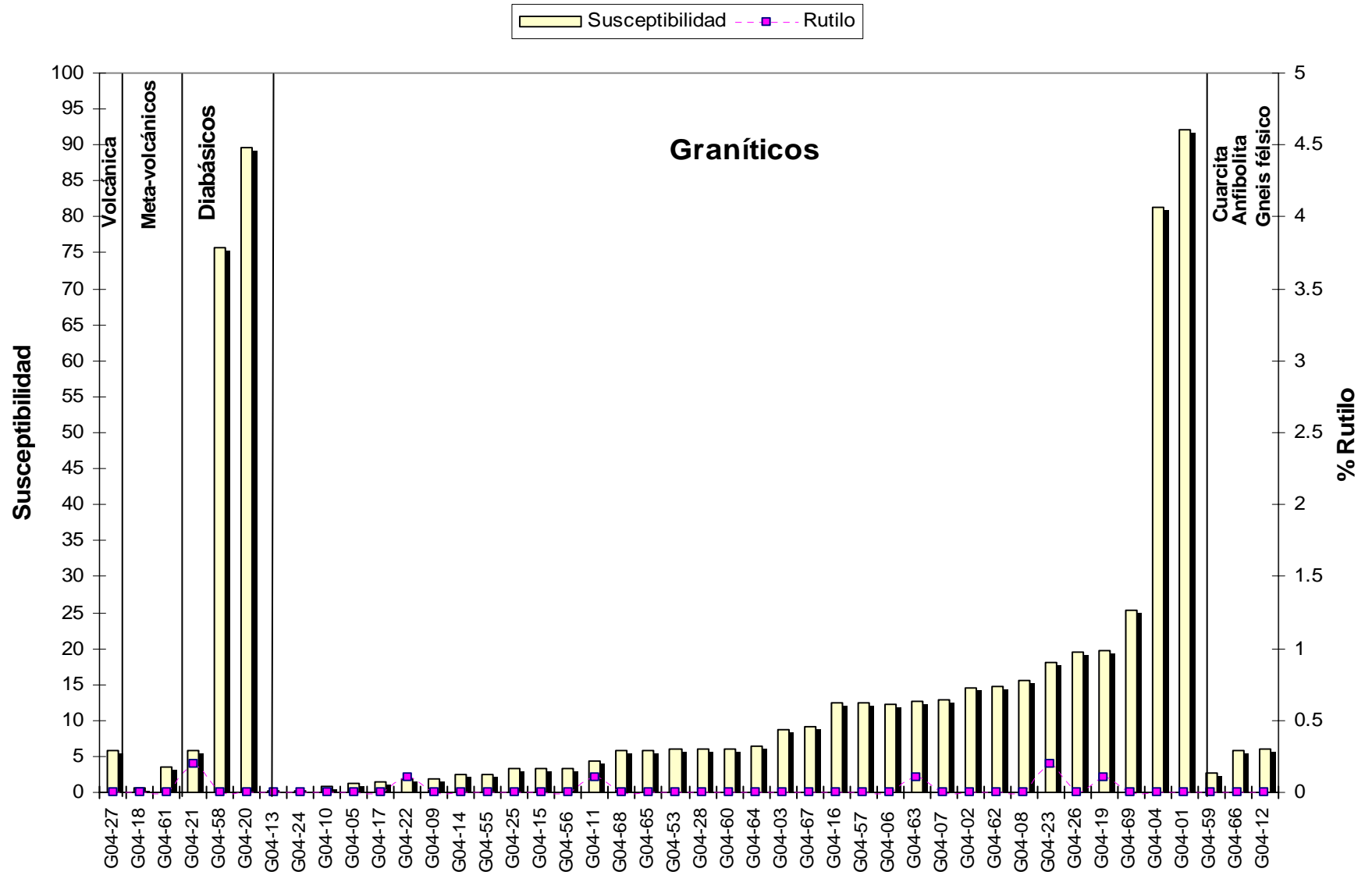
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Olivinos.

# ANEXO 28



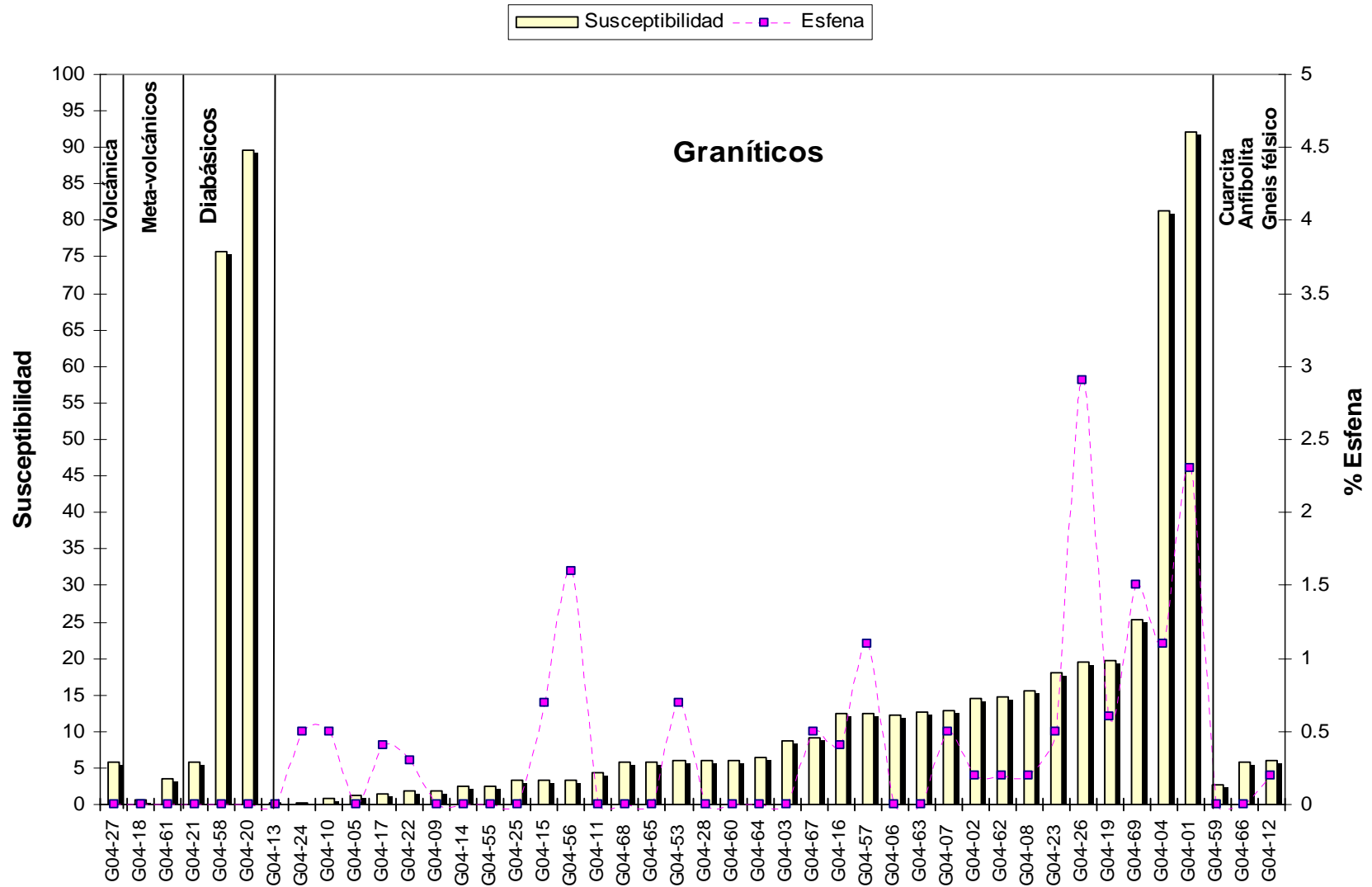
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Circón.

# ANEXO 29



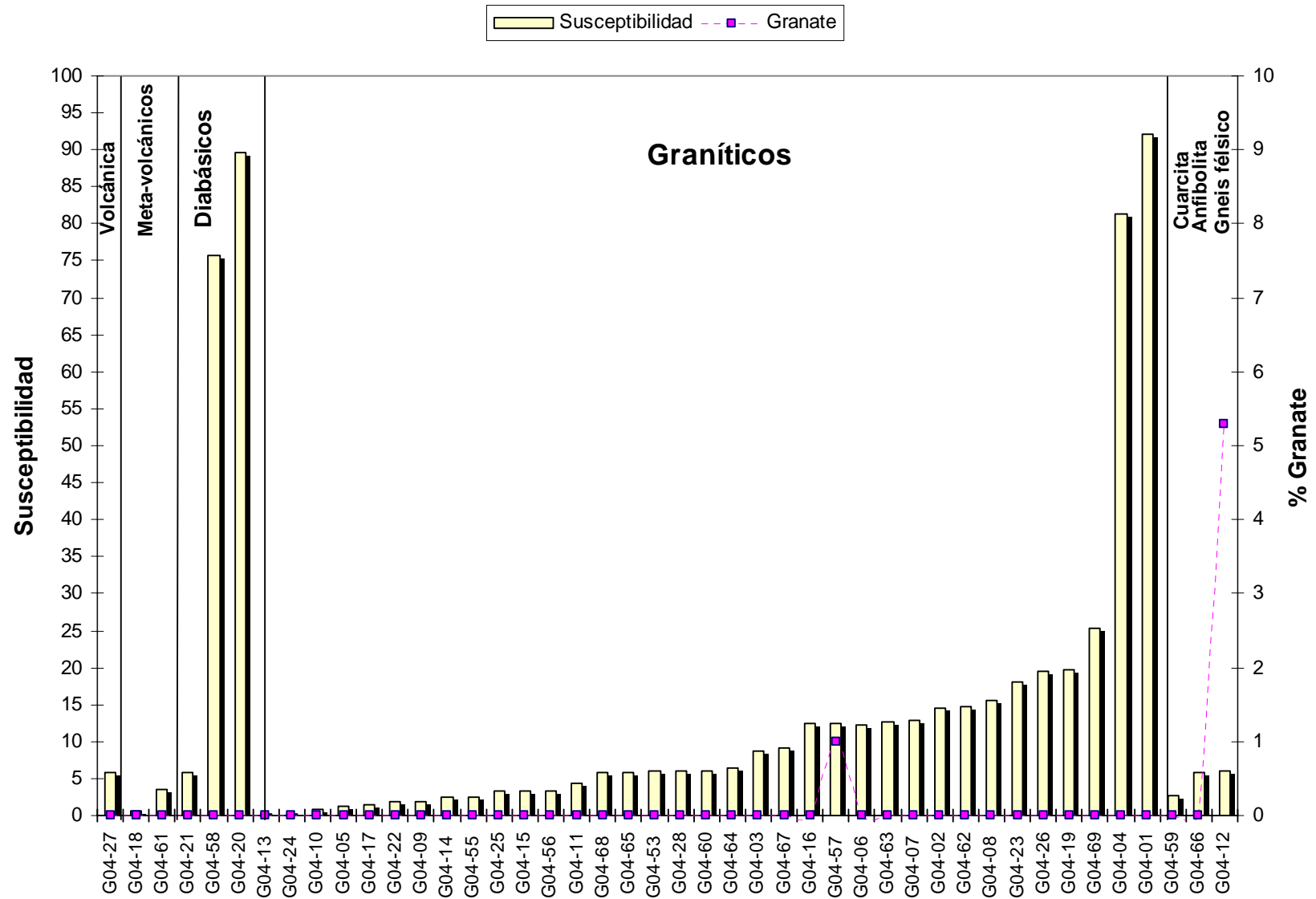
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Rutilo.

# ANEXO 30



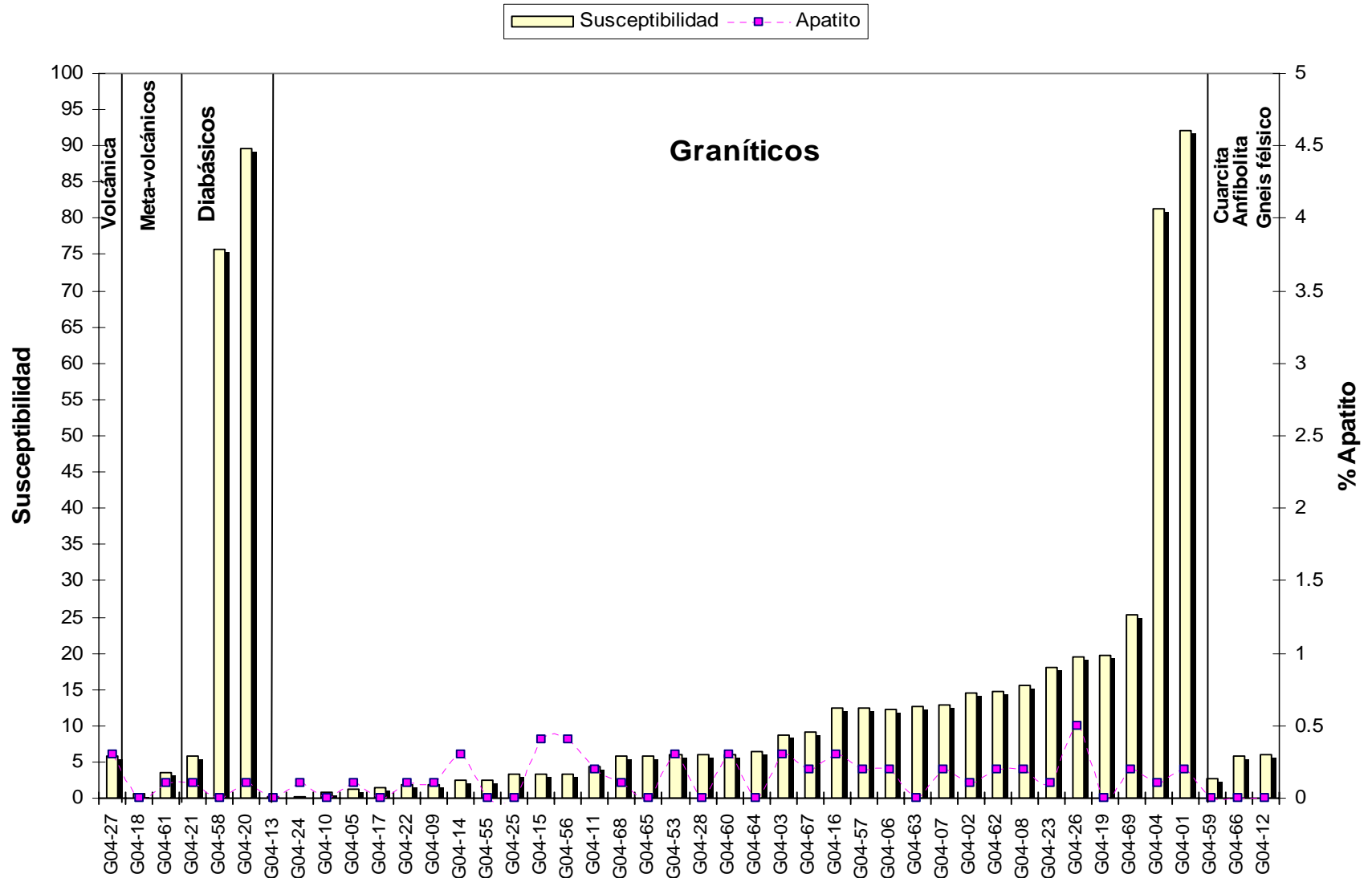
**Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Esfena.**

# ANEXO 31



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Granate.

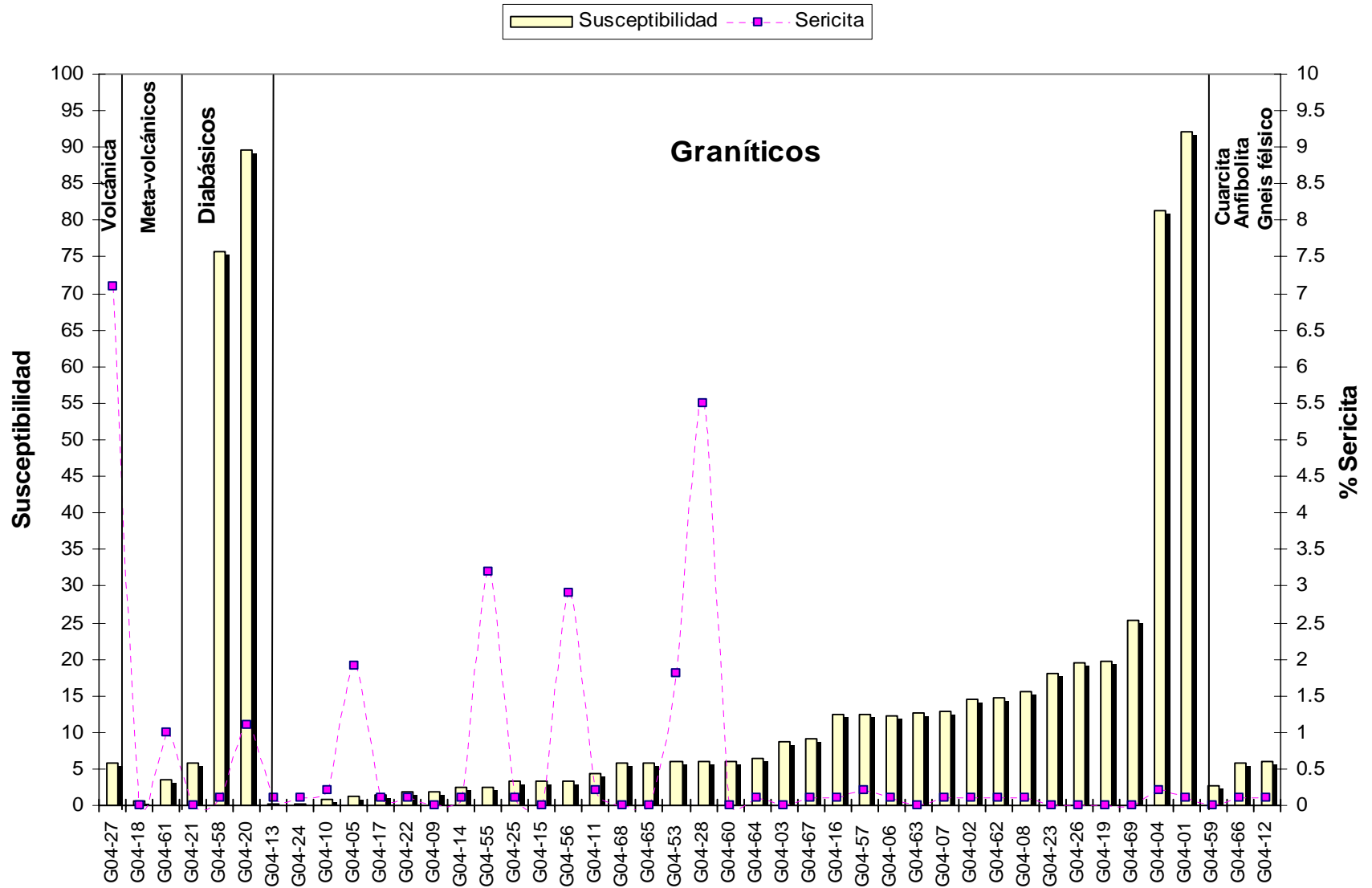
# ANEXO 32



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Apatito.

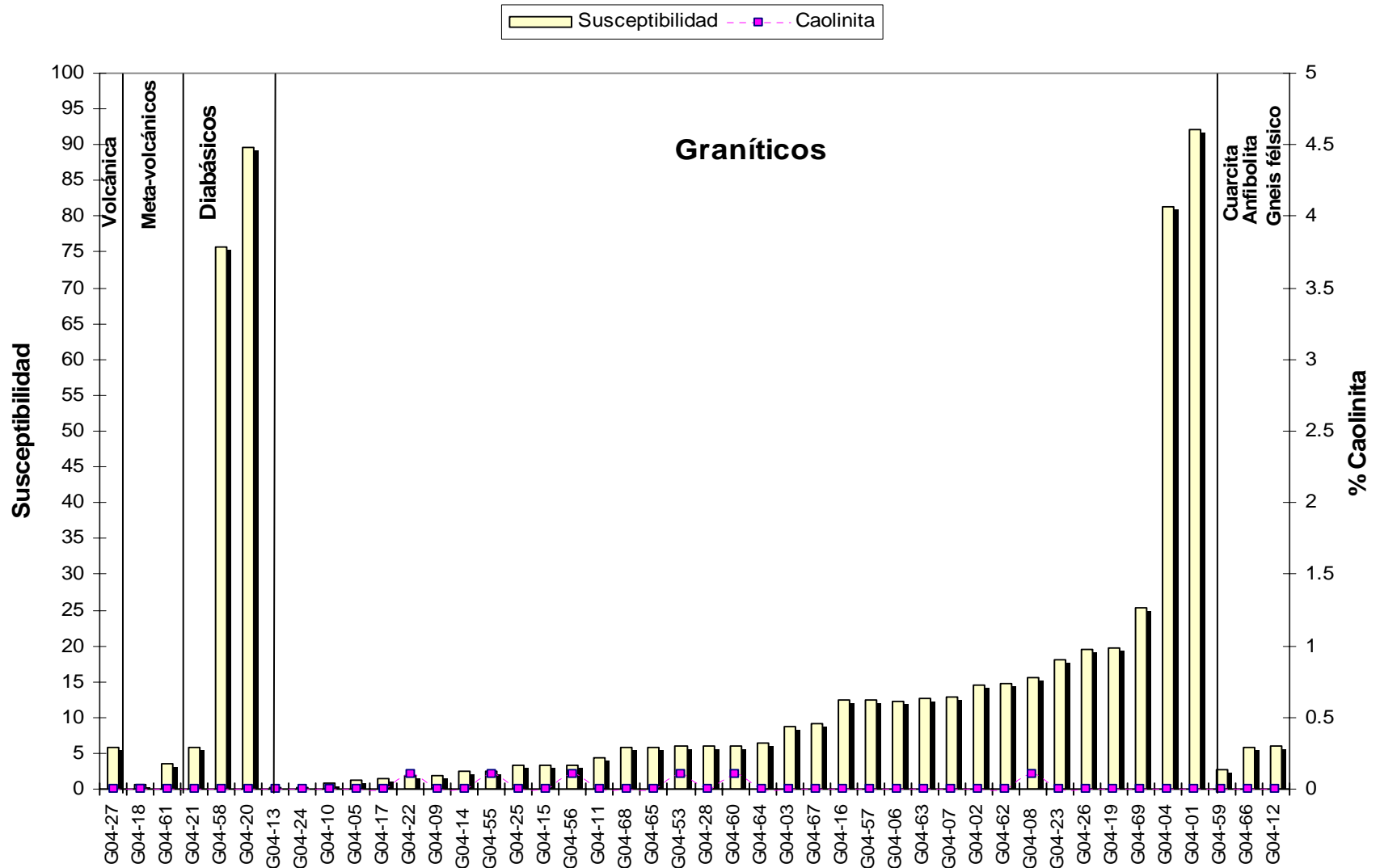


# ANEXO 33



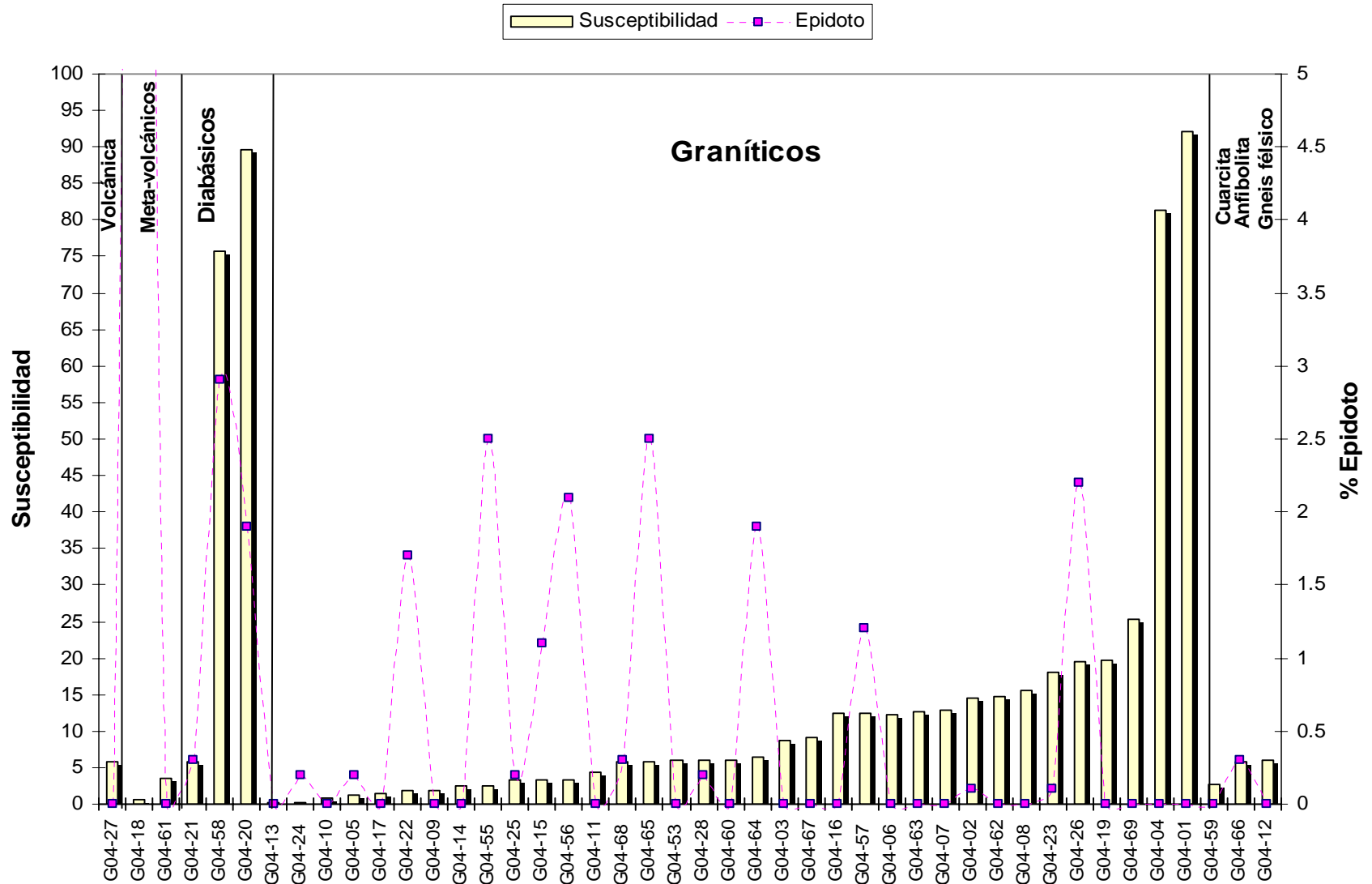
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Sericita.

# ANEXO 34



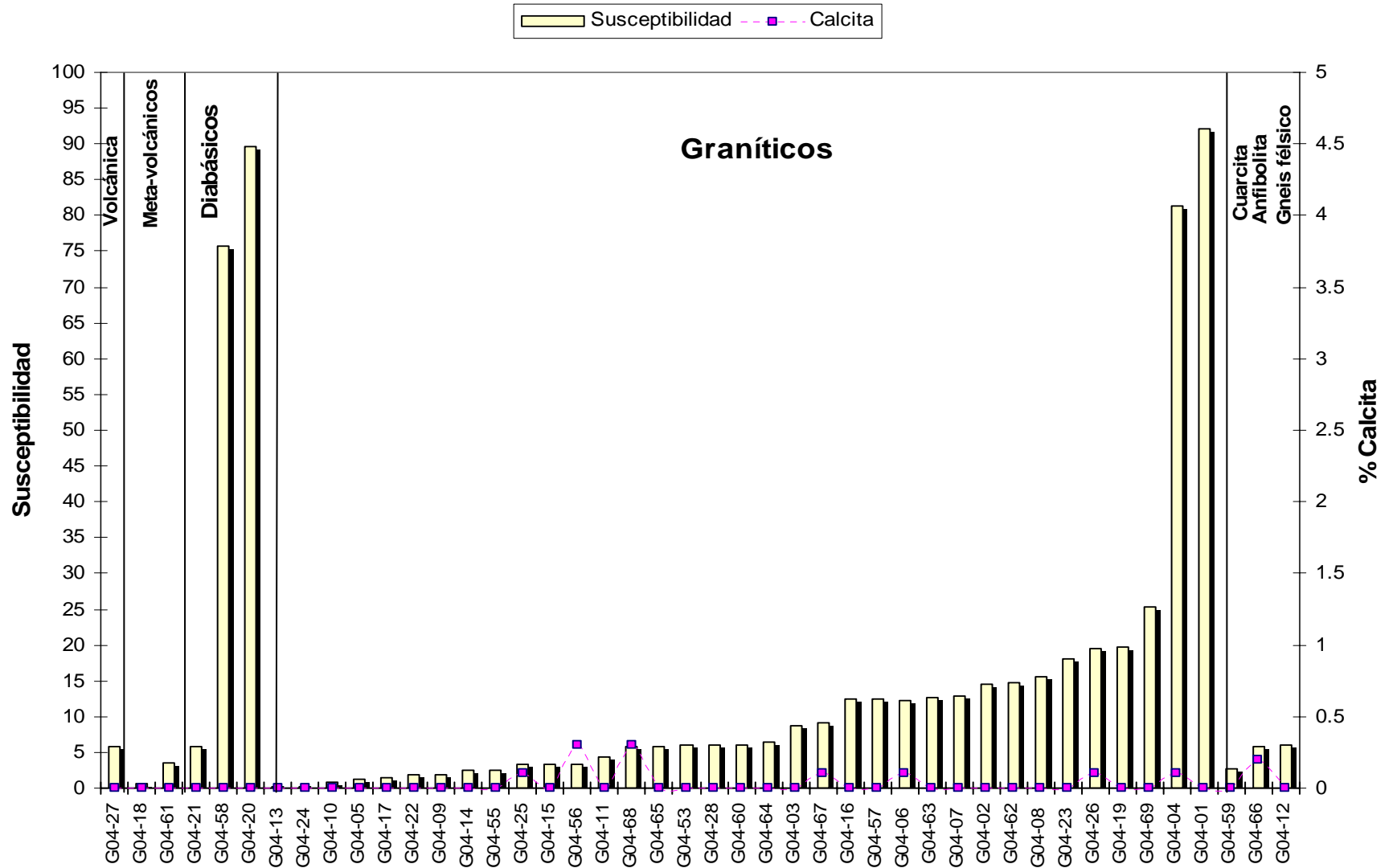
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Caolinita.

# ANEXO 35



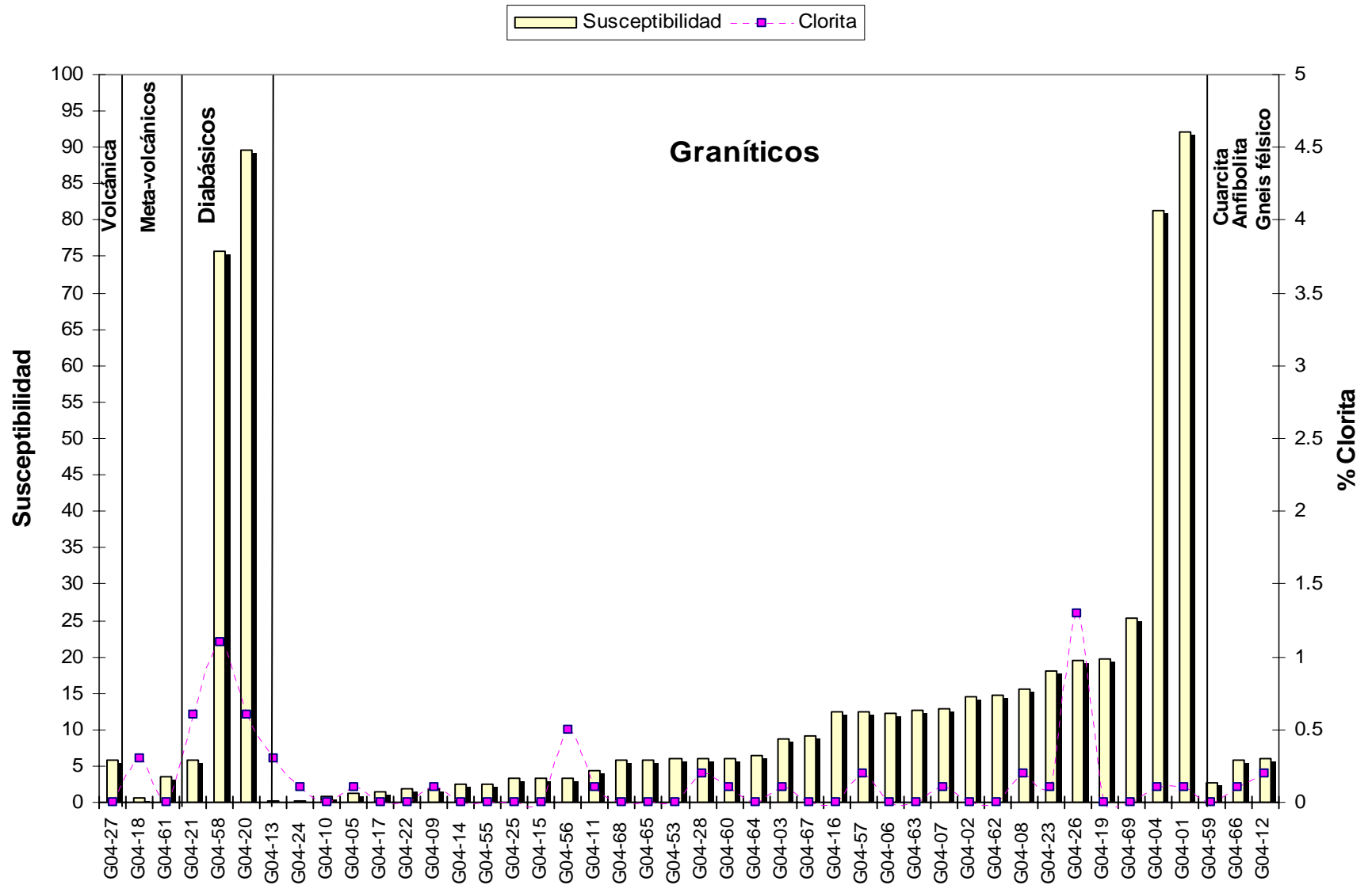
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Epidoto.

# ANEXO 36



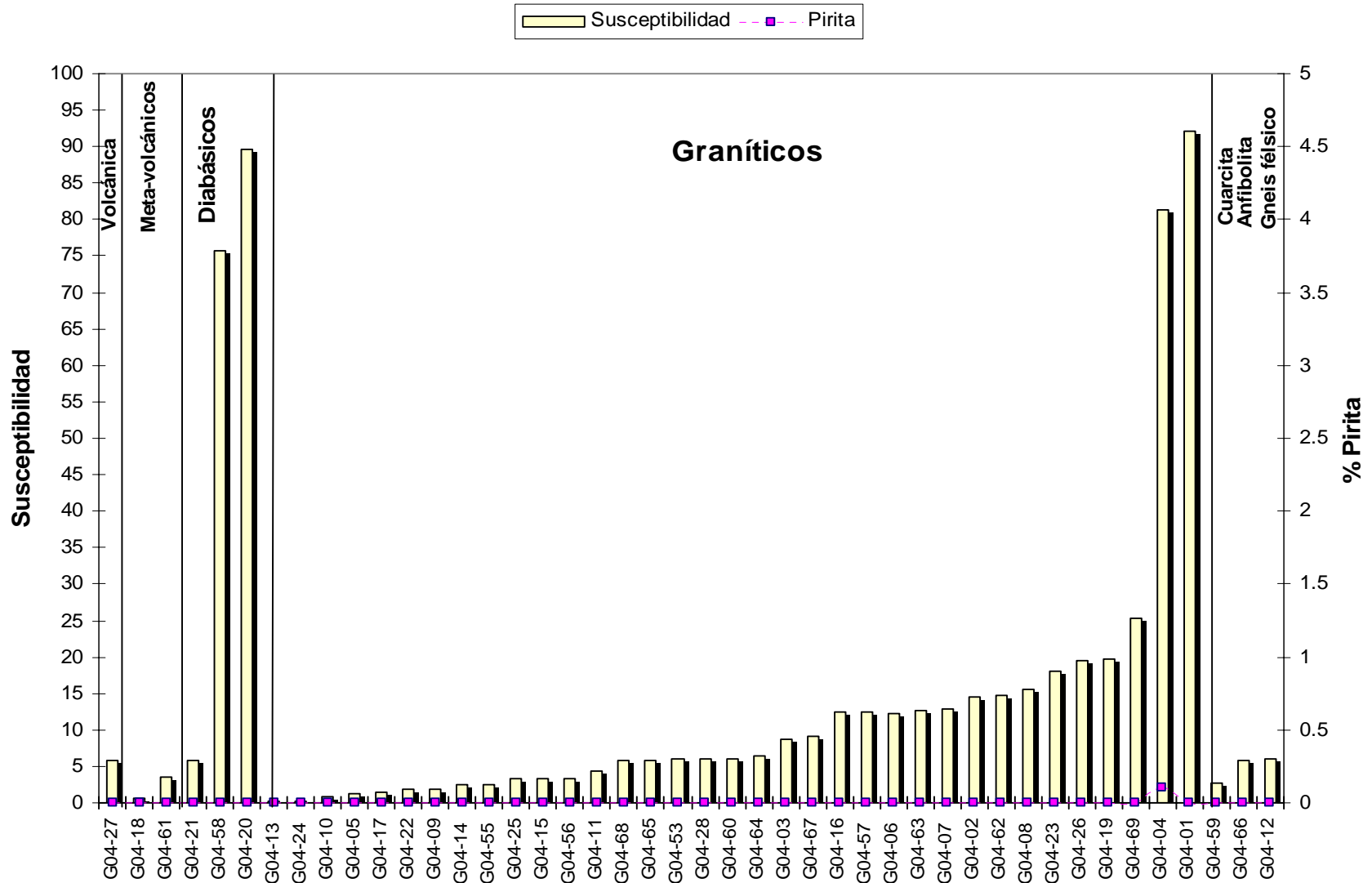
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Calcita.

# ANEXO 37



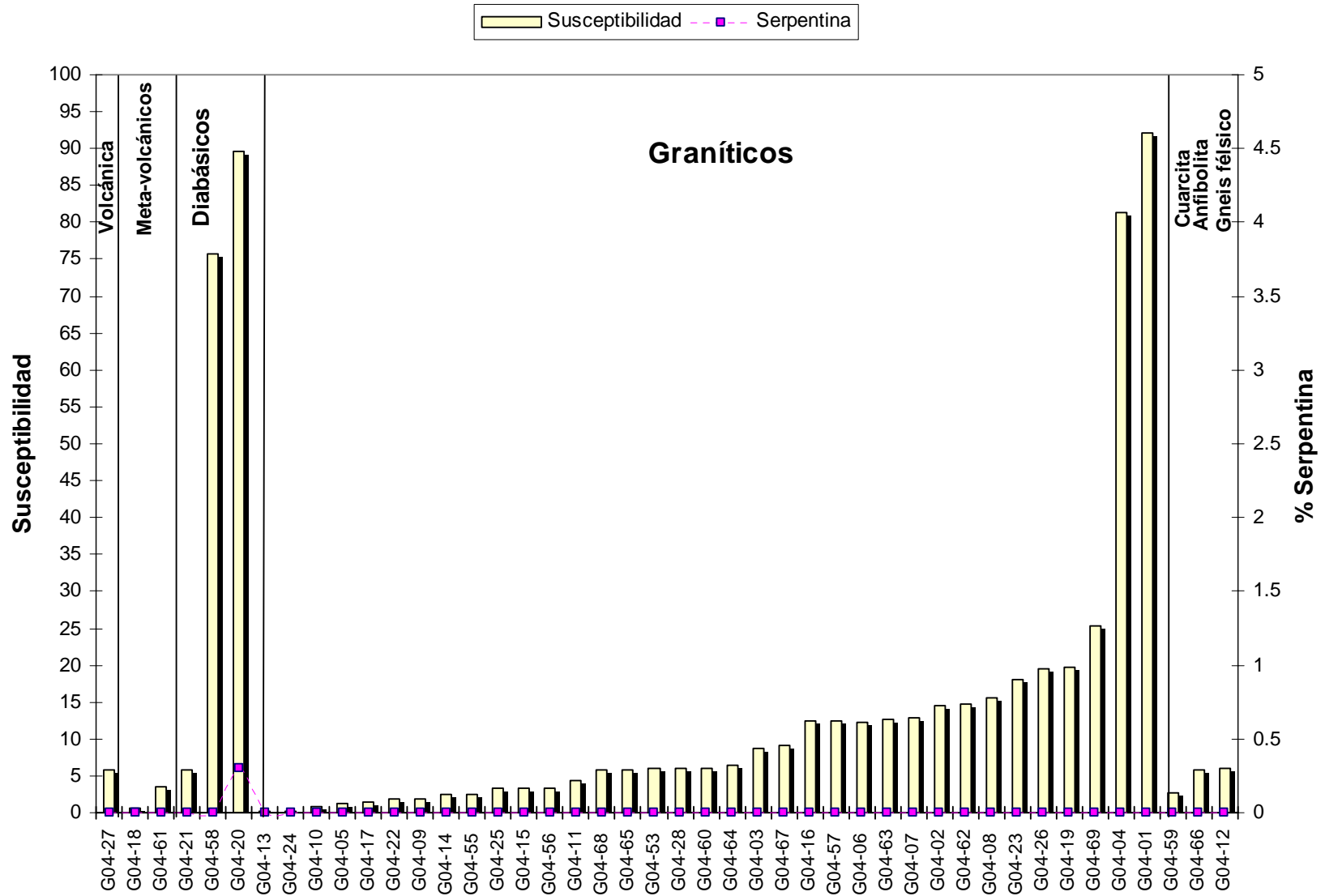
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Clorita.

# ANEXO 38



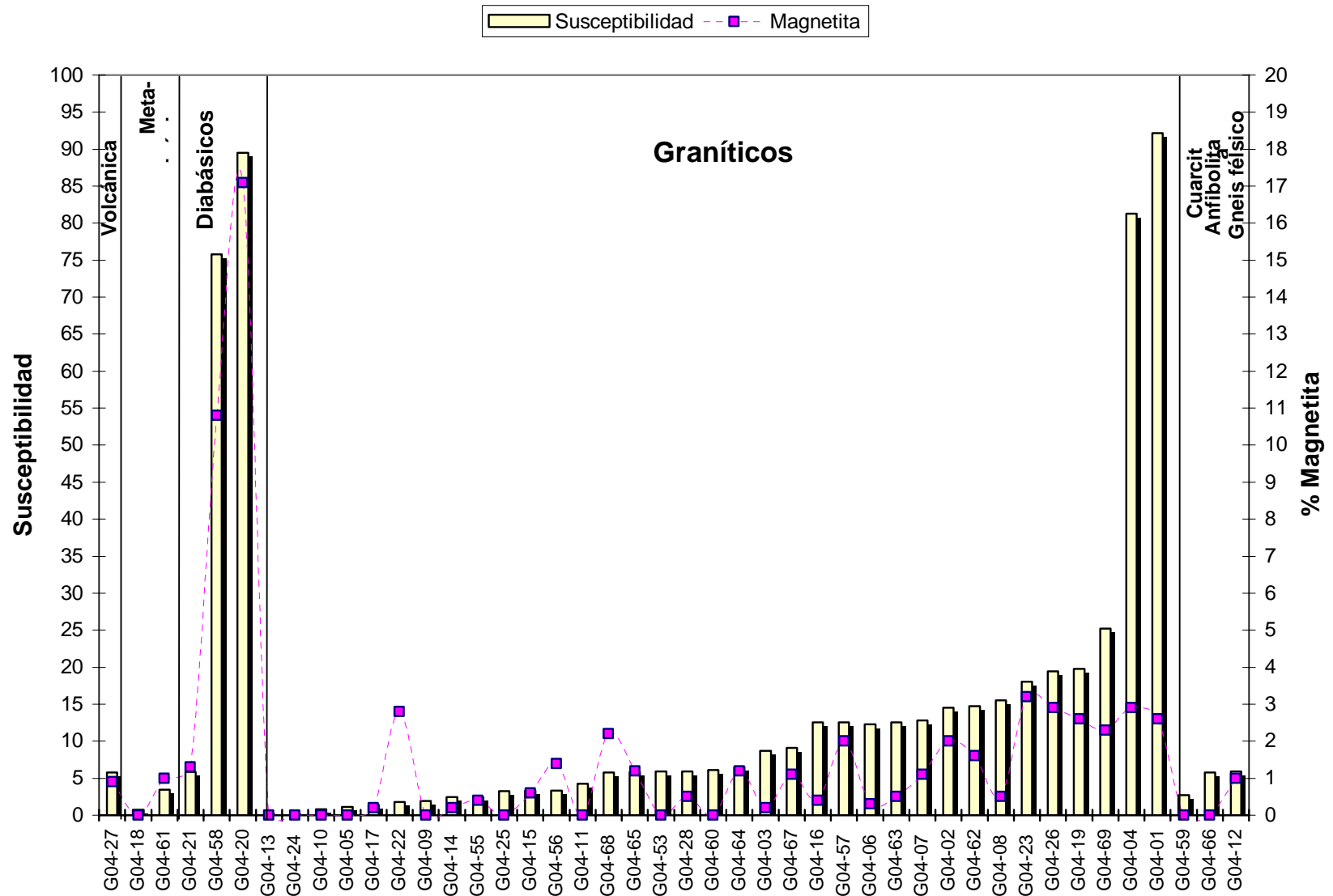
**Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética (*k*) vs. Porcentaje mineralógico de Pirita.**

# ANEXO 39



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Serpentina.

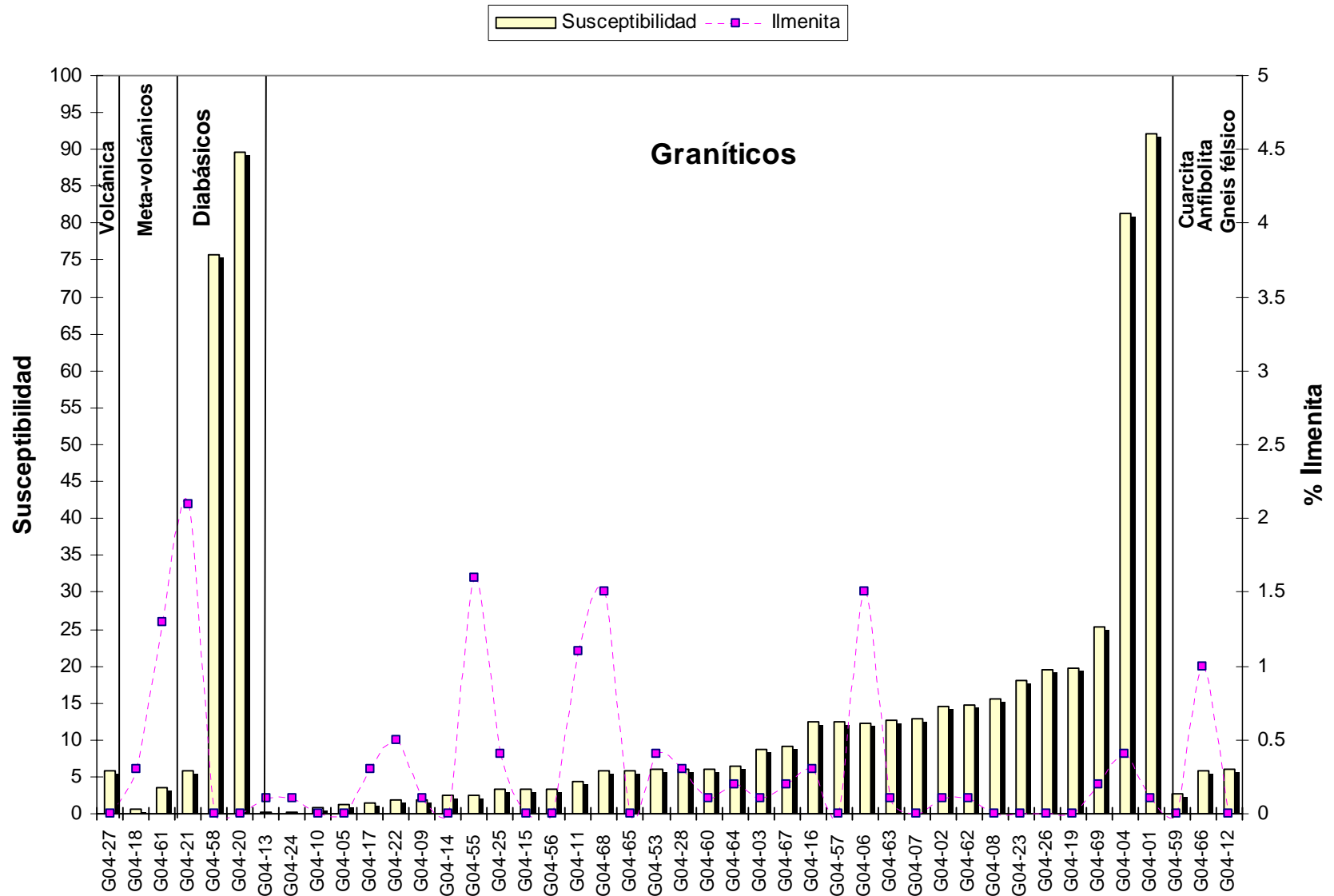
# ANEXO 40



Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Magnetita.

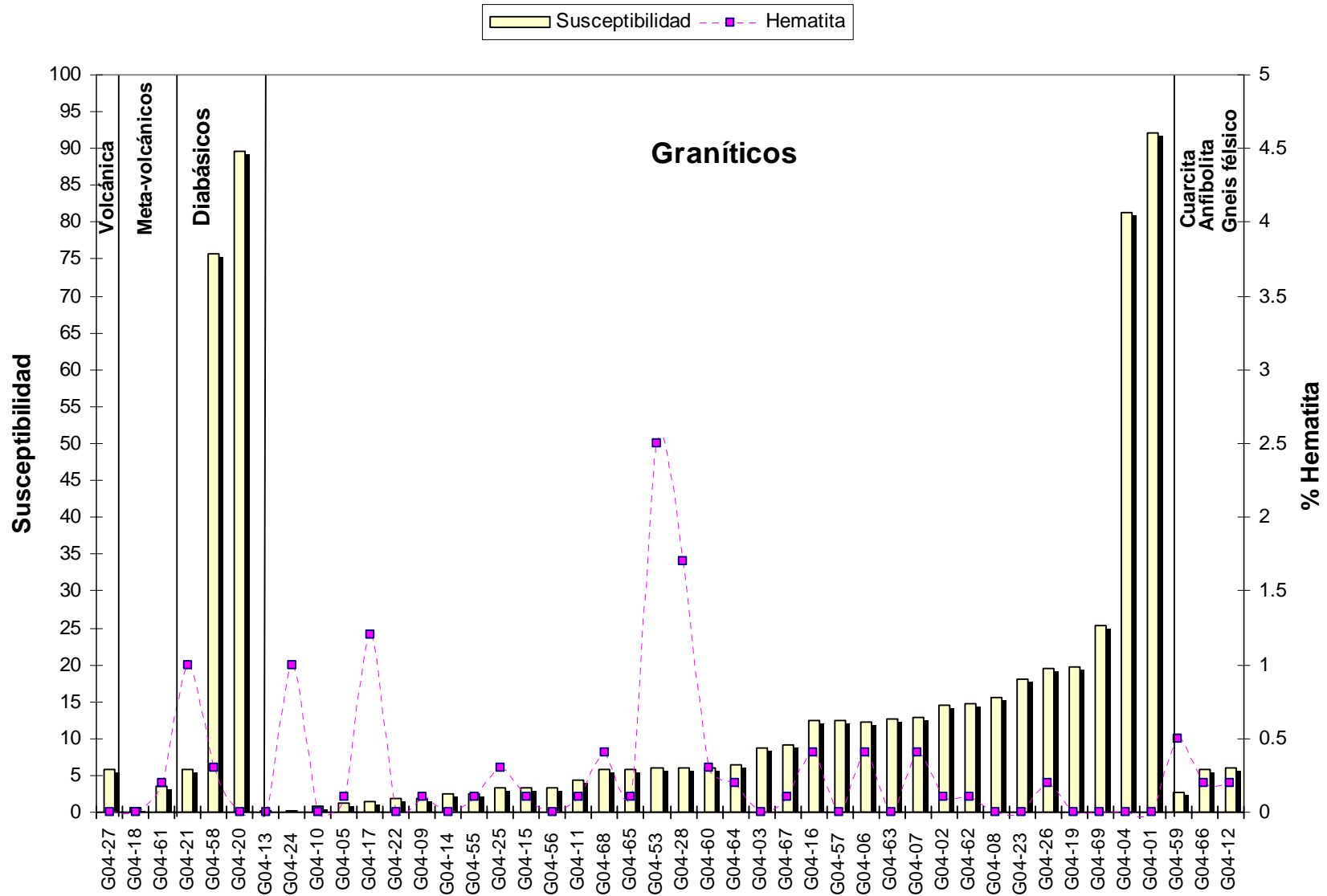


# ANEXO 41



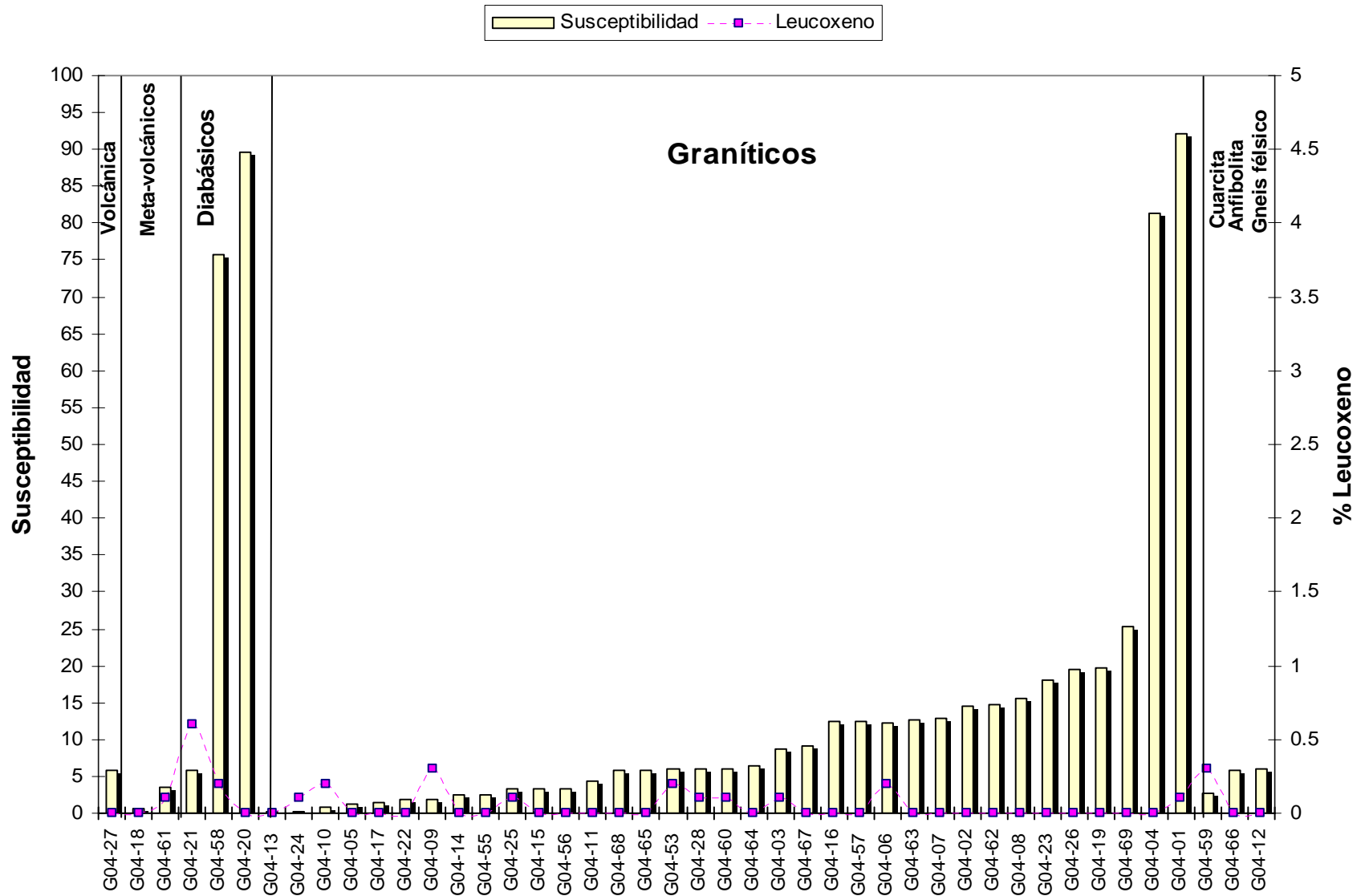
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Ilmenita

# ANEXO 42



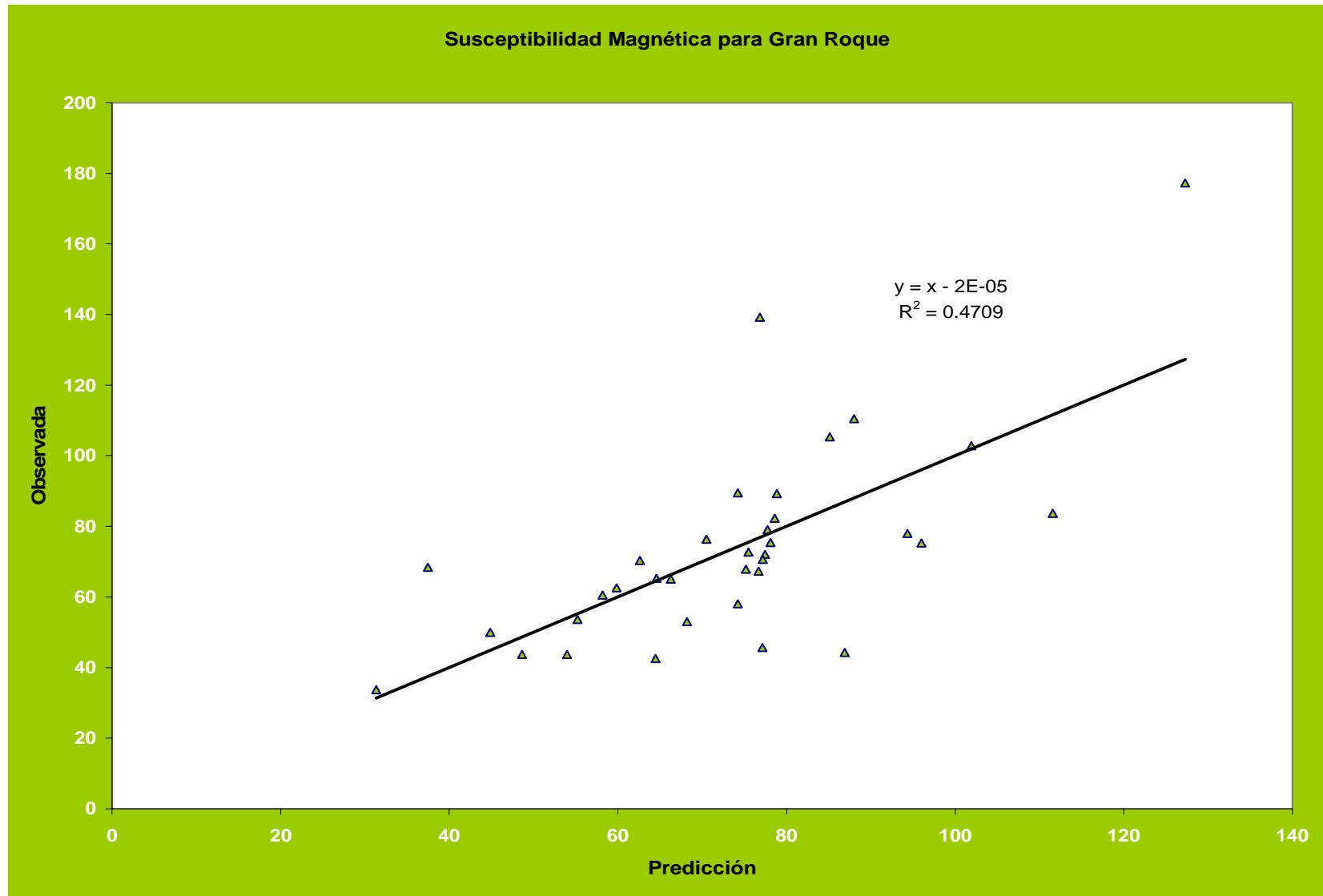
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Hematita.

# ANEXO 43



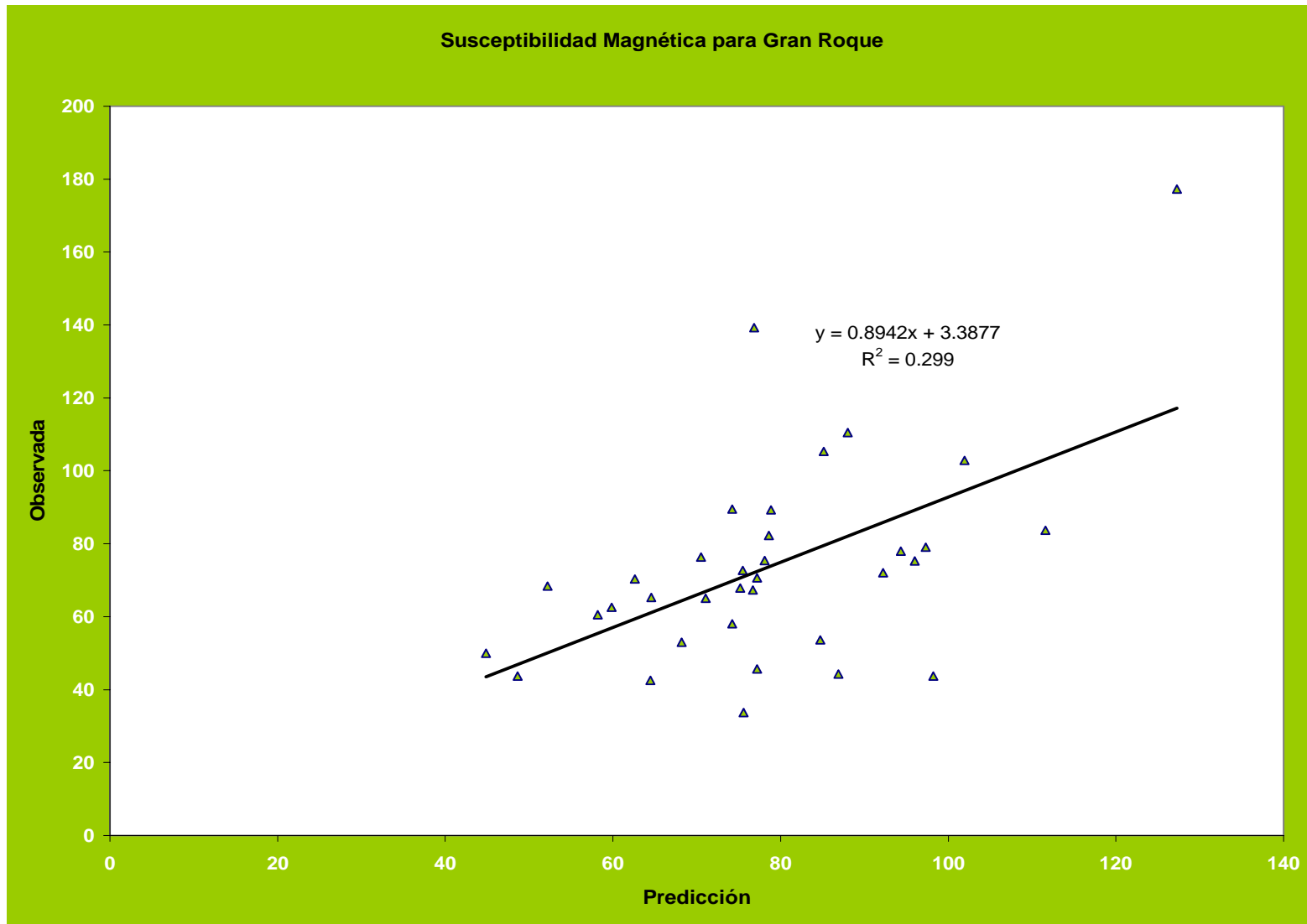
Histogramas de frecuencia para muestras de Guayana: Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Porcentaje mineralógico de Leucoxeno.

# ANEXO 44



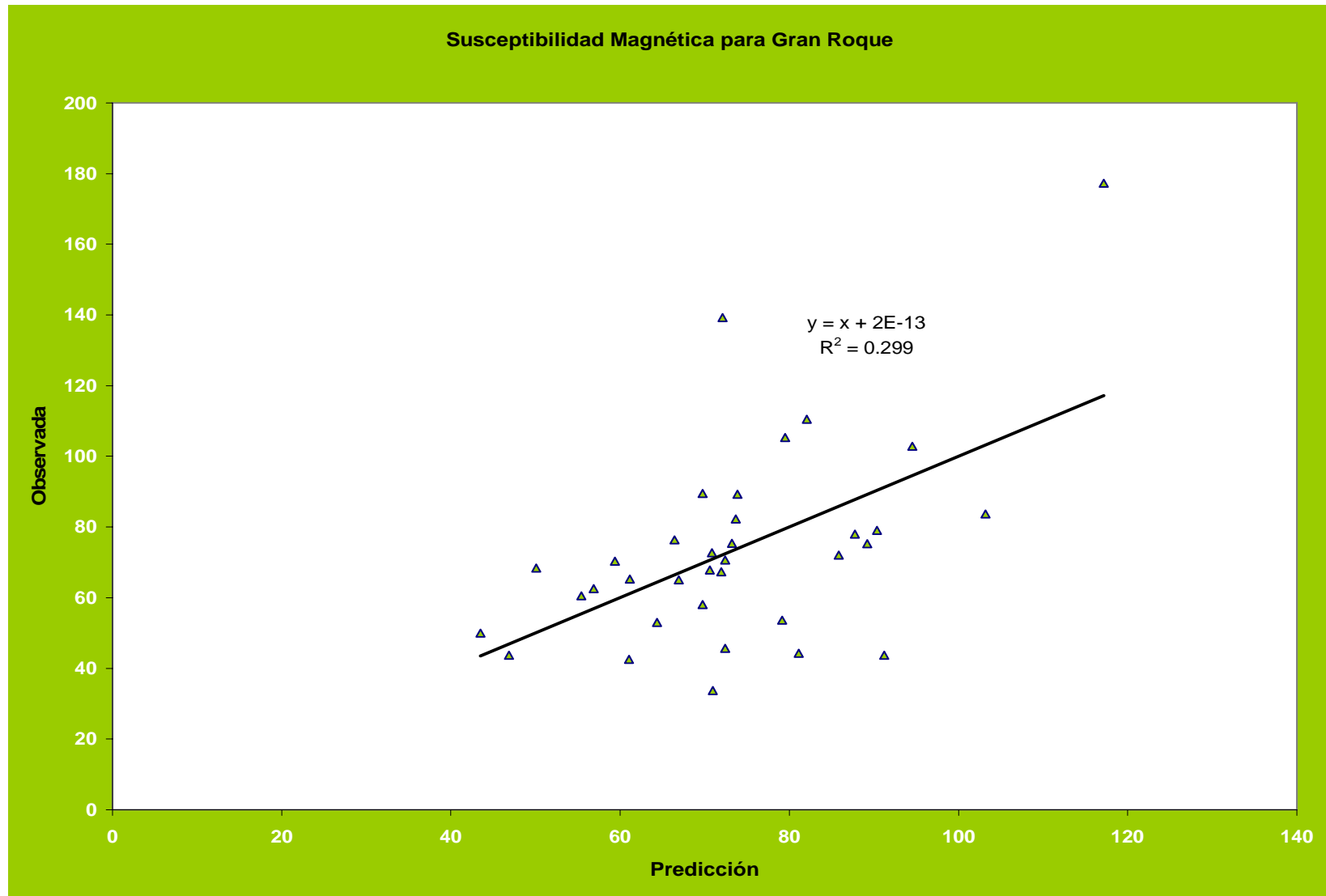
Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para muestras de Gran Roque

# ANEXO 45



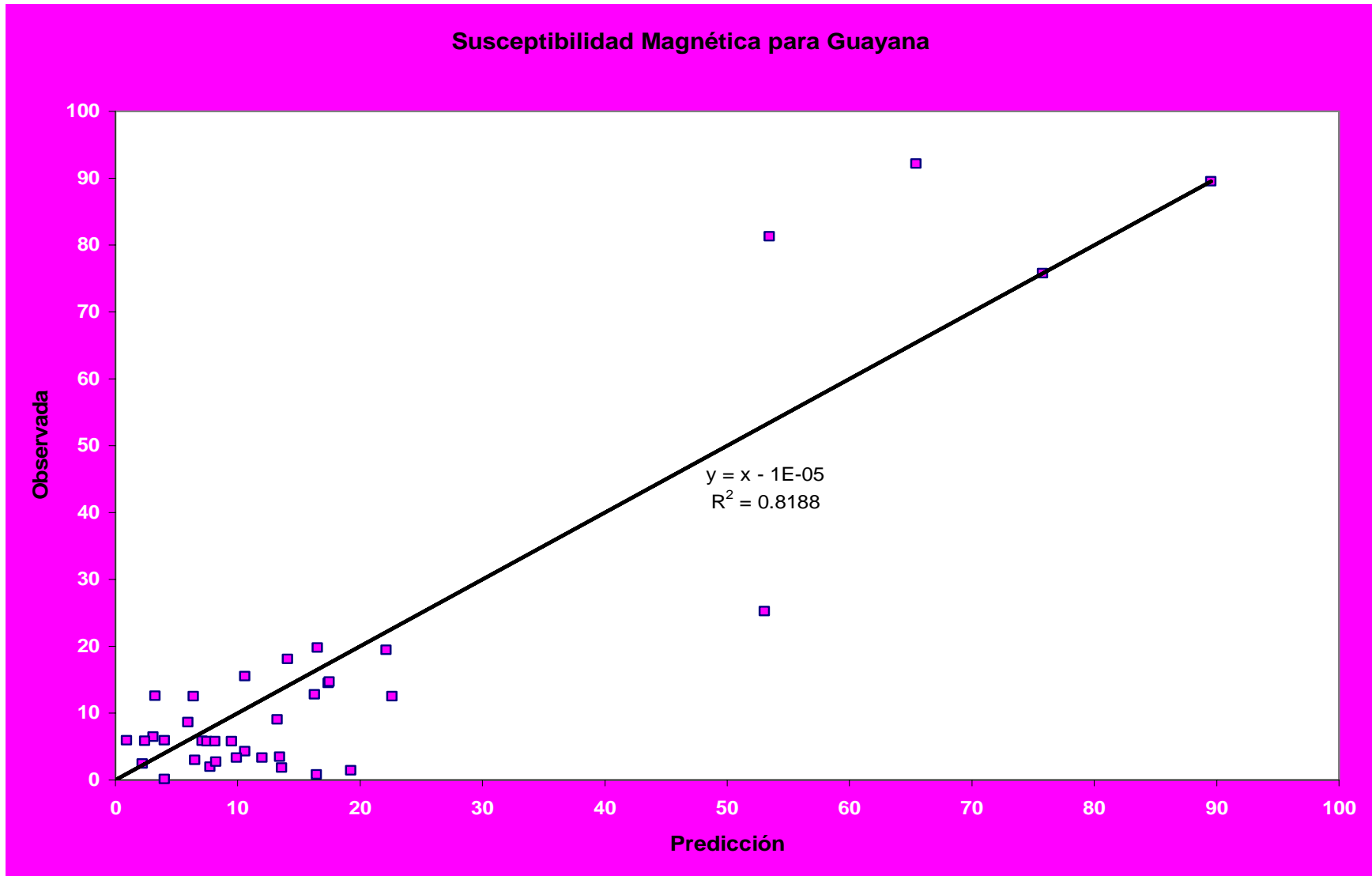
Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal múltiple y calculado manualmente, para muestras de Gran Roque.

# ANEXO 46



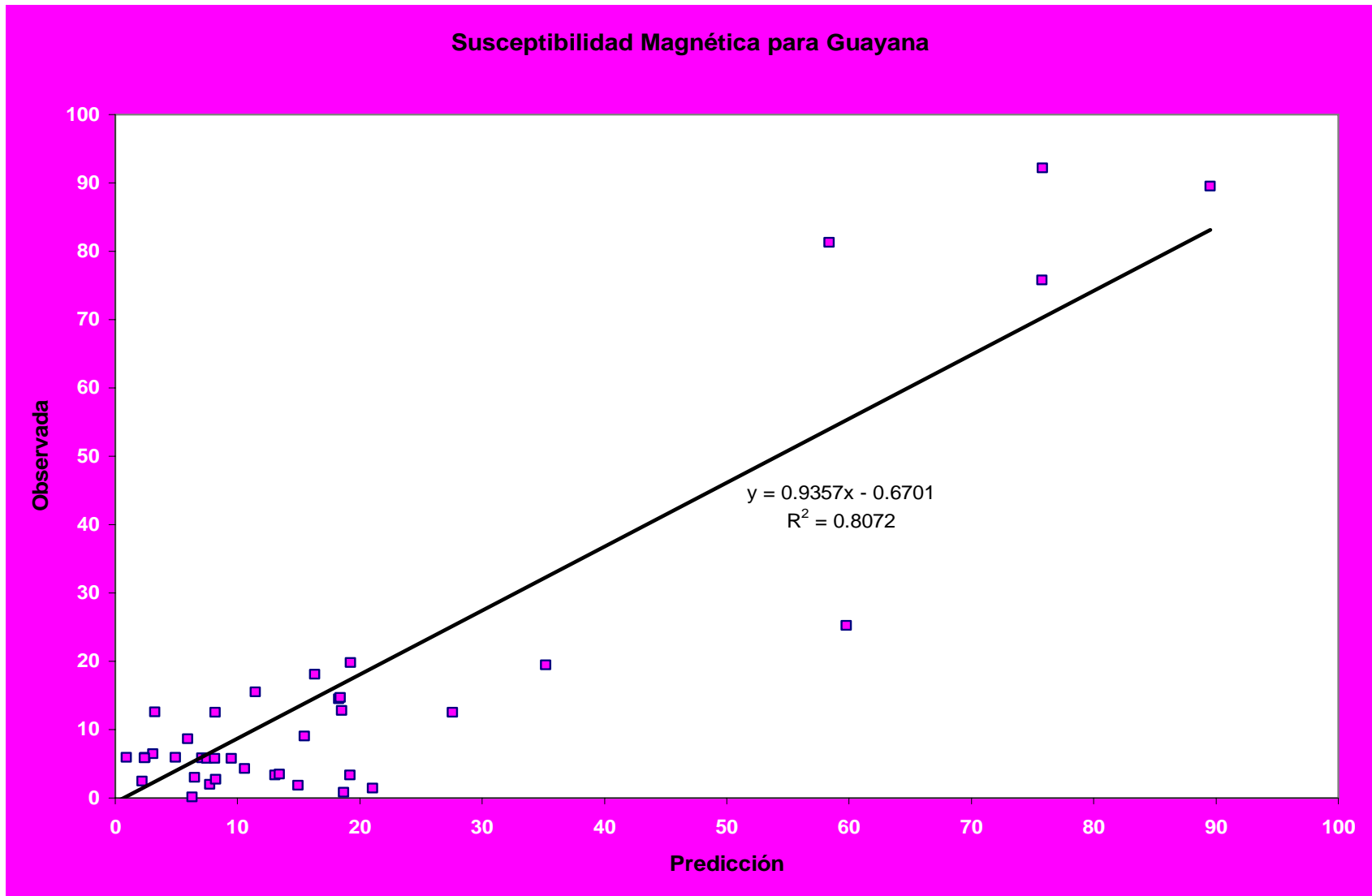
Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el Excel 2003, para muestras de Gran Roque.

# ANEXO 47



Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para muestras de Guayana.

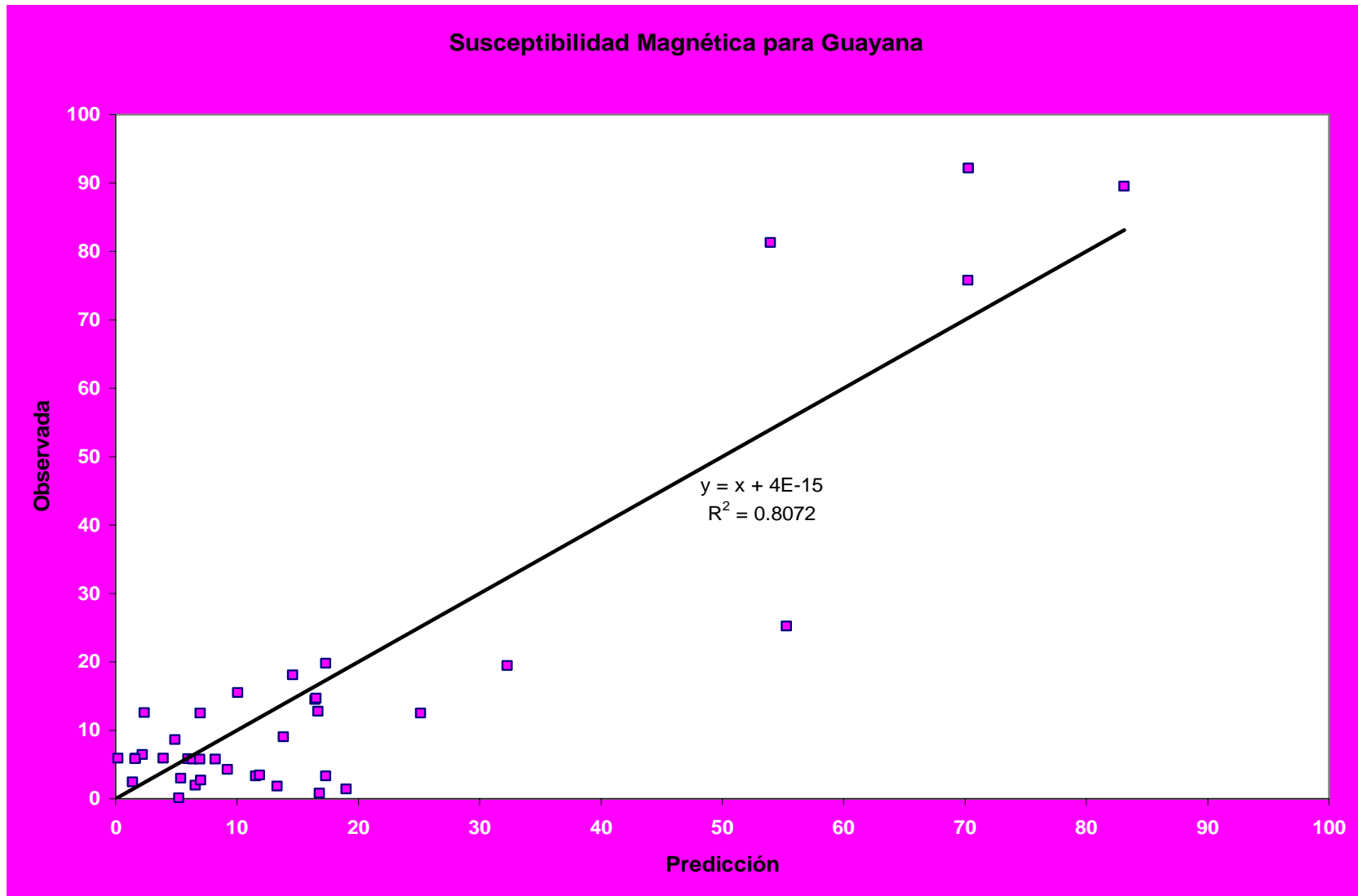
# ANEXO 48



Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado manualmente, para muestras de Guayana.

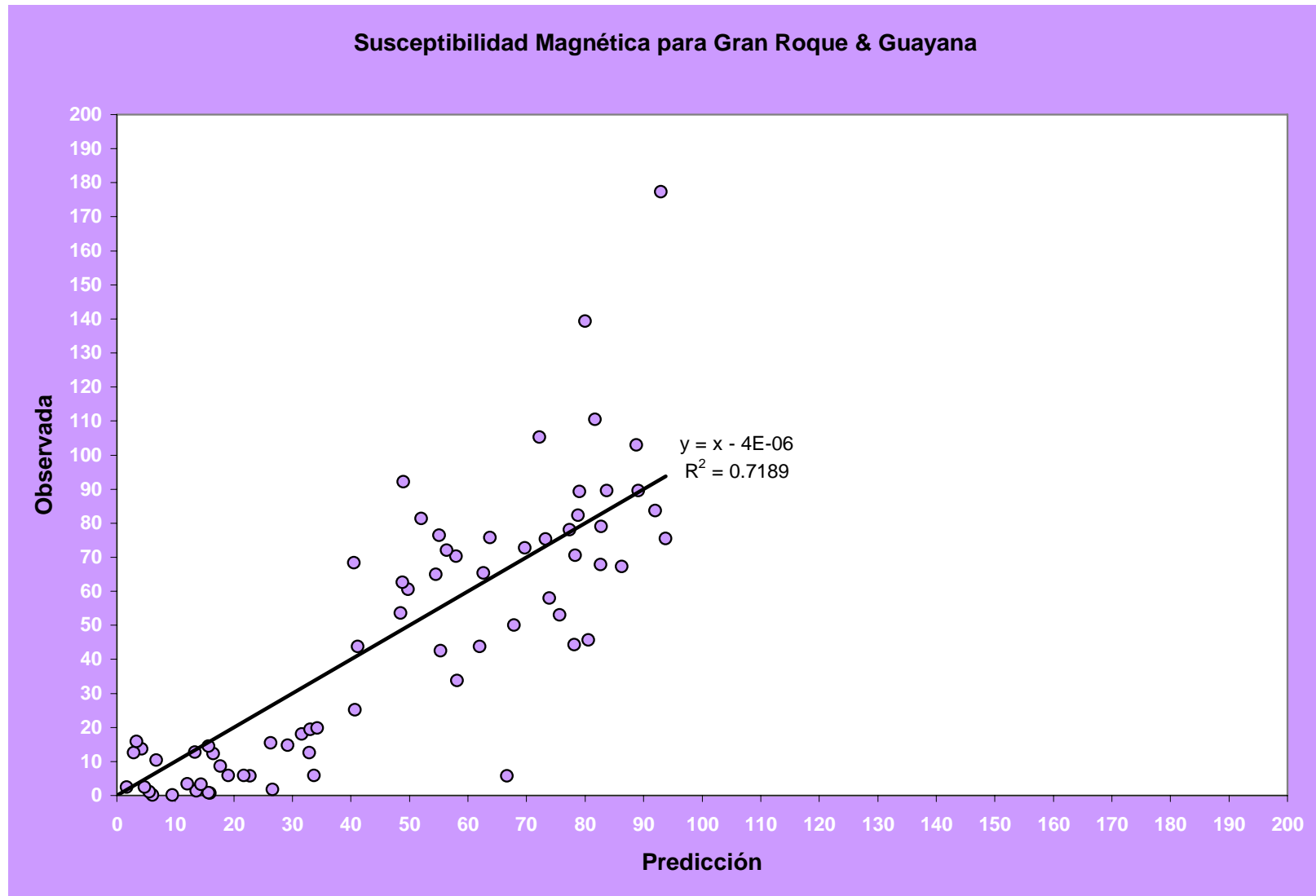


# ANEXO 49



Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el Excel 2003, para muestras de Guayana.

# A N E X O 50



**Valor Observado de Susceptibilidad magnética ( $k$ ) vs. Valor Predicho por el Modelo de Regresión Lineal Múltiple y calculado por el paquete Statgraphics plus 5.1., para el conjunto total de las muestras de Gran Roque y Guayana.**



