

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA AL ESTE DE LA CIUDAD DE PUERTO AYACUCHO - ESTADO AMAZONAS MEDIANTE TÉCNICAS DE SENSORES REMOTOS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. González A., Andrés M.
Millán C., Yulimar S.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, 2009

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
AL ESTE DE LA CIUDAD DE PUERTO AYACUCHO - ESTADO
AMAZONAS MEDIANTE TÉCNICAS DE SENSORES REMOTOS**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Paúl Romero
COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Mauricio Hernández

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. González A., Andrés M.
Millán C., Yulimar S.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, 2009

Caracas, Mayo de 2009

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres Andrés M. González A. y Yulimar S. Millán C., titulado:

**“REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA
AL ESTE DE LA CIUDAD DE PUERTO AYACUCHO - ESTADO
AMAZONAS MEDIANTE TÉCNICAS DE SENSORES
REMOTOS”**

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 los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Orlando Cabrera
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Mauricio Hernandez
Cotutor Académico

DEDICATORIA

A mi diosito topo poderoso por su protección, por todo lo bueno que me ha puesto en el camino y lo que me seguirá poniendo.

A mis maravillosos padres Ramona y Pedro, a mis bellos hermanos Yuruany, Yuleidy y Franklin, a mi sobrino Franyerson que es mi adoración. Ustedes son mis razones de ser, son lo mas grande que dios me ha dado, por ser la familia mas linda que alguien pueda tener, esto es para ustedes familia, los quiero inmensamente, son mi inspiración para cada uno de mis logros, los amo.

A mi novio bello Andrés, por ser no solo mi novio, sino también mi amigo, mi confidente, mi compañero en las buenas y en las malas. Desde que te conocí mi vida cambio por completo, eres un ser maravilloso al que cada día quiero mas, te adoro mi bello.

A la familia González Acevedo por abrirme las puertas de su casa, por hacerme sentir siempre en familia, en especial a la Sra. Dilia por ser mas que mi suegra, por ser mi amiga, por todo lo que me ha ayudado, usted para mi es como una segunda madre, la quiero mucho igual que a su familia.

A mis amigos y hermanos Rafael y Karina porque desde el primer día que comencé en la universidad establecimos una bella y duradera amistad, gracias a ustedes pase los mejores momentos en la universidad, los quiero muchísimo amigos y siempre serán super especiales para mi.

A mis grandes amigas Isabel, Zohette, Alexandra y Claudia porque desde mis comienzos en la Escuela de Geología fuimos inseparables, siempre están hay cuando las necesito, las quiero mucho niñas y espero que sigamos siendo amigas por siempre.

Mis grandes amigos de la Escuela Alvaro Pedrique (Mi Chipi), Orlando Márquez, Jesús (Fotocopiador), Julio Espaillat, gracias amigos por todos esos momentos de felicidad juntos.

No puedo dejar de nombrar a 2 personitas que me ayudaron muchísimo desde que las conocí, ellas son Belkys Vazquez y Morella Mikati, son muy especiales para mí, gracias por sus consejos y por todo el cariño que me han mostrado, las quiero mucho.

A mis compañeros tesis Yramer Barrios, Luis Martínez, Eduardo Belisario, Kristal Reyes, Alexis Colina y de nuevo a Andrés González, gracias muchachos ustedes hicieron este trabajo mas llevadero y divertido, esas noches de desvelo valieron la pena, los quiero mucho.

Yulimar Millán

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme forjado profesionalmente y por ser mi segundo hogar.

Al profesor Mauricio Hernández, por darnos la oportunidad de desarrollar este tema de tesis, gracias por confiar en nosotros, por siempre estar dispuesto a ayudarnos, por brindarnos todo el tiempo posible, de verdad muchísimas gracias profe lo queremos mucho.

A mi dios que me ilumino y protegió en todo el transcurso de mi carrera y el que me seguirá protegiendo siempre.

A mi familia que son lo más grande y bello que tengo, gracias por todo, los amo con todo mi corazón.

A mi novio Andrés porque con paciencia y perseverancia logramos culminar en buenos términos este tema, te adoro mi príncipe.

A la familia González por abrirme las puertas de su casa y hacerme sentir en familia, ustedes son mi segunda familia, los quiero a todos.

Al Prof Singer y a Gregorio por siempre mostrarnos su ayuda desinteresada, por brindarnos su asesoría, por aportarnos todo el material posible, muchas gracias por todo.

A todos mis grandes amigos Rafa, Karina, El Chipo, Isabel, Zohette, Claudia, Alexandra, Orlando (Orly), Luis, Eduardo (Beli), Yramer, Kristal, Gregorio (El Prepa), Tatiana, Eleazar, Belkys, Morella, Julio, Jesus (Copi), Gerler y Oliver. Gracias a todos por lo momentos vividos, son súper especiales para mi, los quiero.

Yulimar Millán

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, a la Facultad de Ingeniería, a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, en especial al Departamento de Geología por ser el lugar donde me dieron la oportunidad de forjarme académicamente.

A los profesores Mauricio Hernández y Paúl Romero por habernos guiado en la realización de este trabajo, gracias por todo el tiempo y la colaboración.

A nuestra querida Morella Mikati, siempre pudimos contar con su apoyo a lo largo de nuestra vida de estudiantes.

A los profesores del Departamento de Geología, André Singer, Ricardo Alezones, Rafael Falcón, Alfredo Mederos, Víctor Padrón, Olga Rey, Lenin González y Sebastian Grande, gracias por brindarnos lo mejor de sus conocimientos.

A mi Padre y a mi Madre, gracias por ser pacientes y apoyarme en mi larga carrera para alcanzar esta meta, a mis hermanas, abuela, tios y primos.

A todas las personas con las cuales comparti todos los buenos y malos momentos, a mis amigos Jose Penin (Piolo), Rodrigo, Milton, Carlucho, Orangel, Fernando Lozano, Gustavo Nieto, Mauricio Bavutti, Isabel Lopez, Karen, Johanna (Yoyis), Seymour, Nestor (Rascabuche), Oscar Navarrete, Manuel Araque, Hildemaro, Pedrito, Zohette, Orlando y a todos aquellos que si no los nombro es por falta de espacio pero que igual los tengo presente.

A mis compañeros de tema de tesis, Luis Martinez, Eduardo Belisario, Yramer, Alexis, Kristal, que nos apoyamos mutuamente para la realización de nuestros trabajos.

A mi querida novia, amiga y compañera Yulimar Millán, por haber soportado los cambios de humor y el stress que hubo en la realización de este trabajo, a su familia, sus padres y hermanas.

Y a todas aquellas personas que de una manera u otra estuvieron a mi lado en este largo camino.

Muchas Gracias

Este trabajo está dedicado a Antonia Marín de Acevedo y a Luis Oscar Marín (Enrique).

Andrés González

**González A., Andrés M.
Yulimar S., Millán C.**

**REVISIÓN E INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE UNA ZONA AL ESTE
DE PUERTO AYACUCHO- ESTADO AMAZONAS MEDIANTE TECNICAS
DE SENSORES REMOTOS.**

**Tutor Académico: Prof. Paúl Romero. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2009, 160 p.**

Palabras Claves: Sensores remotos, Imágenes satelitales, Landsat 7 ETM +,
Granito de Parguaza.

Resumen: En el siguiente trabajo se realizó la revisión e interpretación geológica de una zona ubicada al noroeste del estado Amazonas, a través del procesamiento de las imágenes satelitales Landsat 7 ETM+, la revisión de los mapas geológicos y topográficos y la bibliografía de los trabajos previos.

El uso de los sensores remotos se aplica a esta área en particular debido a lo económico del proceso y porque es un medio viable para estudiar zonas de difícil acceso en cuanto a lo intrincado de la vegetación, costosa logística en cuanto a la lejanía de centros poblados y además de mitigar el riesgo que acarrea ir a campo en zonas fronterizas más aún en estados cercanos a la República de Colombia.

Una vez recopilada y revisada toda la información bibliográfica se procedió a correlacionar estos datos con los resultados obtenidos mediante el procesamiento de las imágenes satelitales y comparar los contactos litológicos, lineamientos estructurales y la morfología del relieve observado para generar la cartografía geológica.

La zona de estudio se encuentra en la margen oeste del macizo de Guayana y la litología predominante pertenece al batolito del Granito de Parguaza y a sedimentos coluvio-aluviales en las áreas de menor relieve.

El resultado que se obtuvo fue la elaboración de un mapa geológico a escala 1:100.000 del área, el cual presenta un mayor nivel de detalle, con respecto a los mapas de referencia, los contactos litológicos, las estructuras, morfología del relieve y características de suelo y vegetación, ya que los mapas de referencia están a una menor escala que el producto de esta investigación.

ÍNDICE

CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO.....	1
1.1 Objetivo General:	1
1.1.2 Objetivos Específicos:.....	1
1.2 LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	2
1.3 METODOLOGÍA	3
1.3.1 Recopilación bibliográfica y cartográfica:	3
1.3.2 Trabajo de laboratorio:.....	4
CAPÍTULO II	6
2. MARCO TEÓRICO.....	6
2.1 Conceptos preliminares	6
2.1.1 TELEDETECCIÓN	6
2.1.2 ELEMENTOS DE UN PROCESO DE TELEDETECCIÓN	8
2.1.3 BASES FÍSICAS DE LA TELEDETECCIÓN	9
2.1.4 Tipos de Reflectancia.....	16
2.1.5 INTERACCIÓN DE LA ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA CON LA ATMOSFERA	17
2.1.6 SENSORES REMOTOS.....	20
2.1.7 ADQUISICIÓN DE INFORMACIÓN DE UN SENSOR REMOTO:.....	22
2.1.8 RESOLUCIÓN DE LOS SENSORES	23
2.1.9 Firmas espectrales	28
2.1.10 Características generales del sensor landsat tm	33
2.1.11 PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DIGITAL DE IMÁGENES SATELITALES	35
<i>Clasificación Supervisada</i>	39
<i>Clasificación No Supervisada</i>	39
2.2 CLASIFICACIÓN DE SUELOS POR ORDEN TAXONÓMICO.....	39

CAPÍTULO III.....	42
GEOGRAFÍA FÍSICA.....	42
3.1 Clima.....	42
<i>Latitud</i>	42
<i>Altitud</i>	42
<i>Vientos</i>	43
3.2 Relieve.....	45
3.3 Suelos.....	46
3.4.1 Entisoles.....	47
3.4.2 Ultisoles.....	48
3.4.3 Inceptisoles.....	48
3.5 Vegetación.....	49
3.5.1 Bosques.....	50
3.5.2 Sabanas.....	51
3.5.3 Vegetación en Lajas.....	52
CAPÍTULO IV.....	53
ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA REGIONAL.....	53
GEOLOGÍA REGIONAL.....	62
4.1 generalidades.....	62
4.2 PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA (Mendoza,	
2005).	62
FIG. 4- 4 Mapa de Provincias Geológicas del Escudo de Guayana. Tomado y	
modificado de Mendoza, 2005.....	63
4.2.1 PROVINCIA GEOLÓGICA DE IMATACA.....	64
4.2.2 PROVINCIA GEOLÓGICA DE PASTORA.....	65
4.2.3 PROVINCIA GEOLÓGICA DE CUCHIVERO-AMAZONAS.....	65
Superasociación Cedeño.....	66
Asociación Cuchivero.....	66
Asociación Suapure.....	68
4.2.4 PROVINCIA GEOLÓGICA DE RORAIMA.....	69

4.3 Tectónica Regional.....	71
4.4.1 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA AYACUCHO (PptA)	76
SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA de manapiare (PptM).....	78
4.5.3 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA de CaSIQUIARE (Pptcs y PptCll).....	80
CAPÍTULO V	82
RESULTADOS.....	82
Relación Vegetación – Suelo	97
CAPÍTULO VI.....	102
ANÁLISIS DE RESULTADOS	102
CAPITULO VII	116
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	116
7.1 CONCLUSIONES	116
7.2 RECOMENDACIONES	118
CAPÍTULO 9	119
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119
PAGÍNAS WEB CONSULTADAS	122
APENDICE.....	124
METODOLOGÍA DEL PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES	124
Correcciones Radiométricas	124
A.1. Calibración de la Radiancia.....	124
A.1.2 Fusión de Bandas	127
A.1.3 Conversión a Formato BIL.....	128
A.2 Corrección de Efectos Atmosférica (FLAASH)	130
A.3 Corrección de la Fracción Mínima de Ruido (MNF).....	134
A.3.1 Conversión de TIFF a IMG:	134
A.3.2 Creación del Archivo Shapefile en ArcGis® 9.1.....	135
A.3.3 Corrección de la Fracción Mínima de Ruido (MNF).....	139
A.3.4 Índice de pureza de píxel (PPI)	142
A.3.5 Clasificación No Supervisada	146
A.3.6 Clasificación Supervisada	148

A.4. Realización del Índice de Vegetación	149
A.5 Firmas Espectrales.....	150
A.6 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (DEM).....	151

ÍNDICE DE FIGURAS

FIG. 1- 1 Área de estudio (rectángulo rojo). Modificado a partir de la hoja topográfica 6733 SERRANÍA EL ESPEJO, VENEZUELA (1986) y el Mapa de Venezuela tomado y modificado de la página Web: www.huh.harvard.edu/.../staff/romero/maroa.html.....	3
FIG. 2- 1 Proceso de la percepción remota. Fuente: Goyo. IGVSb, 2008	8
FIG. 2- 2 Parámetros que constituyen una onda (Tomado y modificado de Chuvieco, 1990)	10
FIG. 2- 3 Longitudes de onda del espectro electromagnético. Fuente: Goyo. IVSB, 2008.....	12
FIG. 2- 4 Bandas del espectro electromagnético y sus longitudes de onda, frecuencia y energía. Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagn%C3%a9tico . 13	
FIG. 2- 5 Colores del espectro visible. Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagn%C3%a9tico	13
FIG. 2- 6 Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre. Fuente: Méndez (2002)	15
FIG. 2- 7 La energía incidente, A: absorción, R: reflexión, T: transmisión. Tomado del CCRS (2007).....	16
FIG. 2- 8 Reflexión especular y reflexión lambertiana, Tomado de CCRS (2007)....	16
FIG. 2- 9 Interacción de la energía con la atmósfera y la superficie. Fuente: CCRS (2007)	17
FIG. 2- 10 Susceptibilidad a la absorción atmosférica. Tomado de Goyo (IGVSb, 2008).	19
FIG. 2- 11 Absorción Atmosférica. Fuente: Goyo. IGVSb, 2008.....	19
FIG. 2- 12 Ventanas atmosféricas. Fuente: Alzate (2001).....	20
FIG. 2- 13 Tipos de sensores. Fuente: Goyo. IGVSb, 2008.....	21
FIG. 2- 14 Fuente de energía pasiva. Tomado del CCRS (2007)	21
FIG. 2- 15 Fuente de energía activa. Tomado de: CCRS (2007).....	22

FIG. 2- 16 Las 3 formas de teledetección (Adaptado de Chuvieco, 1995).....	23
FIG. 2- 17 Resolución espacial relacionada con la escala de trabajo. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	24
FIG. 2- 18 Resolución Espectral. Número y anchura de cada banda. Tomado de :Goyo. IGVSB, 2008.....	24
FIG. 2- 19 Resolución Espectral con más de 2 bandas. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	25
FIG. 2- 20 Resolución Radimétrica a distintos niveles digitales: 2 y 8 bits. Tomado de Chuvieco, 1995.	25
FIG. 2- 21 Resolución Temporal de un satélite meteorológico. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	26
FIG. 2- 22 Resolución Temporal del Landsat para la adquisición de Imágenes. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	27
FIG. 2- 23 Ejemplos de resoluciones aplicadas a actividades específicas. Tomado de Chuvieco,1996.	28
FIG. 2- 24 Factores que influyen en la incidencia de la respuesta espectral. Tomado de Chuvieco,.....	29
FIG. 2- 25 Firma espectral de distintos tipos de cubiertas. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	30
FIG. 2- 26 Respuesta espectral de la vegetación. Tomado de Méndez (2002).....	31
FIG. 2- 27 Respuesta espectral de la vegetación Sana. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008.....	32
FIG. 2- 28 Satélite Landsat 7. Tomado de.Goyo. IGVSB, 2008.	34
FIG. 2- 29 Características generales del Sensor TM, Tomado de Chuvieco, 1990	34
FIG. 3- 1 Mapa de Unidades de Suelos del Municipio Atures- Edo. Amazonas. Tomado y Modificado del MARN, 2003. El rectángulo rojo muestra el área de estudio del presente trabajo.....	47

FIG. 3- 2 Mapa de Unidades de Vegetación del Municipio Atures- Edo. Amazonas. Tomado y Modificado del MARN, 2003. El rectángulo rojo muestra el área de estudio del presente trabajo.....	50
FIG. 4- 1 Mapa de Provincias Petrotectónicas del Territorio Federal Amazonas. Tomado de Mendoza (1977), V Congreso Geológico Venezolano.....	58
FIG. 4- 2 Modelo Geológico del Escudo de Guayana, paralelo al río Orinoco. Tomado de CHALBAUD (2000).....	60
FIG. 4- 3 Mapa Geológico de la Región Puerto Ayacucho y Río Parguaza, de las Hojas NB-19 11 y 12. Tomado de C.V.G Tecmin.....	61
FIG. 4- 4 Mapa de Provincias Geológicas del Escudo de Guayana. Tomado y modificado de Mendoza, 2005.....	63
FIG. 4- 5 Tomado y modificado de Mendoza (2005).....	70
FIG. 4- 6 Edades de rocas graníticas del estado Amazonas (Tomado de Barrios y otros, 1985).....	75
FIG. 4- 7 Mapa de Provincias Petrotectónicas del estado Amazonas, a escala 1:1.000.000 (tomado de Mendoza y otros, 1977).....	76
FIG. 5- 1 Mosaico de las imágenes satelitales P003R056 y P004R056 correspondientes al área de estudio (la diferencia de colores en el mosaico se debe a que ambas imágenes fueron tomadas en diferentes años y horas).....	83
FIG. 5- 2 Resultado obtenido del DEM donde se muestran la división de las unidades geomorfológicas en la zonas, descritas como: U1 en tonos rojizos y marrones con alturas que van desde los 1080 m hasta los 200 m; U2 en color gris oscuro con alturas que van desde los 120 m hasta 65 m y la U3 en tonos gris claro con alturas que van desde los 65 hasta los 0m.	84

FIG. 5- 3 Vista de la unidad U1 (mesetas escalonadas) donde se puede observar claramente el modelado escalonado en la meseta de la Serranía Yumene, presentando topes planos con laderas asimétricas y pendientes abruptas.	86
FIG. 5- 4 Vista de la unidad U1 (mesetas escalonadas) donde se puede observar claramente el modelado escalonado en la meseta de la Serranía El Espejo, presentando topes irregulares con laderas asimétricas y pendientes abruptas.	87
FIG. 5- 5	88
FIG. 5- 6 Valles estrechos correspondientes a los niveles de alveolización. Ubicados al noreste, entre las Serranías El Espejo y Pavón.....	89
FIG. 5- 7 Valles Estrechos ubicados al suroeste donde se observa los niveles de alveolización.....	89
FIG. 5- 8 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra el patrón de drenaje rectilíneo en los caños Yumene y Cuenta de la U1.	90
FIG. 5- 9 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra las 2 divisorias de aguas presente en la unidad U1.....	91
FIG. 5- 10 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra las cuencas hidrográficas.	92
FIG. 5- 11 Mapa Topográfico del área mostrando los quiebres pronunciados de los drenajes	93
FIG. 5- 12 .Mosaico de las imágenes con la combinación de bandas R7G5B4 donde se muestra el drenaje controlado por las fracturas	93
FIG. 5- 13 En la siguiente imagen de combinación de bandas R4G5B3 se muestra la vegetación en tonos naranja y marrones, litología en tonos verdes, los drenajes en azul y el suelo en azul claro.	94
FIG. 5- 14 Imagen con la combinación de bandas R7G5B4 donde se muestra el paralelismo entre los cauces de la unidad U2 y el patrón semi- rectangular en sus nacientes, señalados con círculos amarillos.....	95
FIG. 5- 15 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestran los abanicos aluviales inferidos.	96
FIG. 5- 16 Imagen donde se muestra la unidad U3.....	97

FIG. 5- 17 Mosaico de las 2 imágenes con la combinación de bandas R6G5B3, el color verde esta representado por la vegetación, el azul por los drenajes, el blanco-lila son sedimento aluviales y el amarillo la litología (Granito de Parguaza).....	98
FIG. 5- 18 Índice de vegetación de la imagen P003R056, los colores claros representan la cobertura vegetal y los tonos oscuros la ausencia de la misma.	99
FIG. 5- 19 Clasificación supervisada de la imagen P003R056 y P004R056 donde se observa en color verde oscuro y verde claro la vegetación, en rojo la roca expuesta, en azul los drenajes y en amarillo las zonas con poca o ausente vegetación.....	100
FIG. 5- 20 Mapa geológico generado a traves de los resultados obtenidos a traves del procesamiento de las imágenes y la información recopilada del área de estudio. Vease tambien como anexo 1	101
FIG. A- 1 Menú principal de ENVI, ventana “TM Calibration Input File” y selección del archivo en formato TIFF. En el software ENVI ® 4.2	125
FIG. A- 2 Ventana de Parámetro de Calibración y archivo “metadata”. En el software ENVI ® 4.2	126
FIG. A- 3 Pasos a seguir para abrir los archivos generados en la corrección de Radiancia. En el software ENVI ® 4.2	126
FIG. A- 4 Calibración de Radiancia. Bandas 1,2,3,4,5,7 (de izquierda a derecha). Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2	127
FIG. A- 5 Selección del Layer Stacking, y ventanas de entrada y de salida de la unión de las bandas. En el software ENVI ® 4.2.....	128
FIG. A- 6 Fusión de bandas de la Imagen P003R056E . Combinación : (a) R7G5B1. ; (b) R4G3B2 Falso color infrarrojo. ; (c) R5G4B3. Falso color. En el software ENVI ® 4.2	128
FIG. A- 7 Selección de cambio de formato en el menú de ENVI, selección de la fusión de bandas y del formato del archivo de salida BIL. En el software ENVI ® 4.2	129
FIG. A- 8 Obtención de la imagen en formato BIL, combinación de bandas R1G3B5. Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2	130

FIG. A- 9 Corrección FLAASH en el menu principal del ENVI, selección del archivo BIL y ventana FLAASH atmospheric correction model Input parameters. En el software ENVI ® 4.2	131
FIG. A- 10 Ventanas: Enter ASCII Filename Containing Wavelengts and fwh; Input ASCII File y Radiance Scale Factors. En el software ENVI ® 4.2.....	132
FIG. A- 11 Ventanas :FLAASH atmospheric corretion model input parameters y Multiespectral settings. En el software ENVI ® 4.2.....	133
FIG. A- 12 Resultado de la corrección atmosférica FLAASH y visualización de la imagen corregida con la combinación de bandas R3G4B5. Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2	134
FIG. A- 13 Ventana principal de ArcGis que muestra la creación del Shapefile de la máscara de nube. En el software arcgis® 9.1	136
FIG. A- 14 Selección de las Coordenadas UTM en la ventana <i>Propiedades de Spatial Referente</i>	136
FIG. A- 15 Creación del Shapefile para la Máscara de nubes. Imagen P003R056. En el software arcgis® 9.1	137
FIG. A- 16 Selección de nombre y ubicación del archivo de salida en la Ventana <i>Import Vector Files Parameters</i> del software ENVI® 4.2	138
FIG. A- 17 Transformación de la Fracción Mínima de Ruido (MNF), menú principal ENVI.	139
FIG. A- 18 Selección del área de estudio. Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2.....	140
FIG. A- 19 Selección del archivo de la ruta y archivo de salida. En el software ENVI ® 4.2.....	140
FIG. A- 20 Grafico de los autovalores MNF organizados en orden decreciente de la varianza, en el software ENVI ® 4.2	141
FIG. A- 21 Vista de la Imagen Landsat 7 P003R056I con la combinación de bandas MNF (1,2,3. En el software ENVI ® 4.2.....	141
FIG. A- 22 Ventana Fast pixel Purity Index Input Data File y File Spectral Subset. Para el PPI. En el software ENVI ® 4.2	142

FIG. A- 23 Menú para exportar el ROI al visualizador y ventana n-D Controls. En el software ENVI ® 4.2	144
FIG. A- 24 Menú principal del ENVI para realizar la corrección SAM.....	145
FIG. A- 25 Clasificación no supervisada en el menú principal de ERDAS. En el software ERDAS.....	147
FIG. A- 26 Resultado de la clasificación no supervisada y vista de las clases obtenidas. Imagen P003R056. En el software ERDAS.	147
FIG. A- 27 Resultado de la Clasificación Supervisada y vista de las clases obtenidas. Imagen P003R056. En el software ERDAS.....	149
FIG. A- 28 Procedimiento en ERDAS para realizar el índice de vegetación. En los colores claros, se encuentra la mayor concentración de vegetación. Imagen P003R056.....	150
FIG. A- 29 Firma espectral del Agua en ERDAS Imagine.....	151
FIG. A- 30 Despliegue de la Imagen P004R056, combinación R5G4B3 en el menú principal de ENVI y selección de 3D SurfaceView.....	152
FIG. A- 31 Ventanas 3D SurfaceView Input Parameters, Select spatial Subset y Subset by Imagen para la selección del área donde se quiere realizar el DEM, en el Software ENVI.....	153
FIG. A- 32 Modelo Digital de Elevación (DEM) de la imagen P004R056, combinación R5G4B3, una escala de exageración vertical de 0.6 y selección de Textura en la opción <i>Surface Style</i> en el menú principal de ENVI.....	154
FIG. A- 33 Modelo Digital de Elevación (DEM) de la imagen P004R056, combinación R5G4B3, una escala de exageración vertical de 0.6 y selección de Mayado en la opción <i>Surface Style</i> en el menú principal de ENVI.	155

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO

Pocos son los estudios geológicos realizados en diferentes zonas del país que emplean las imágenes satelitales (multiespectrales) como herramienta, a pesar de su alta versatilidad, en la simplificación de los trabajos de interpretación de características geológicas de manera remota. Es por esta razón que se emplearán y aprovecharán las imágenes satelitales como una importante fuente de información que aporten datos característicos de rasgos geológicos. A continuación se presenta el objetivo general y específico que contempla el estudio.

1.1 OBJETIVO GENERAL:

El objetivo general de este trabajo es generar un mapa geológico a escala 1:100.000 del área comprendida, a través la integración geológica de las revisiones bibliográficas y trabajos previos consultados con los resultados obtenidos en el procesamiento de la imagen satelital (*Landsat 7 ETM+*), donde se muestre la correspondencia entre la geología superficial descrita en estudios previos y la interpretación de las imágenes multiespectrales.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

Para cumplir con lo antes expuesto se establecen los siguientes objetivos:

- Determinar las estructuras geológicas presentes en el área de estudio a través de la interpretación visual de las imágenes satelitales *Landsat 7 ETM+* P003R056 y P004R056.

- Realizar el análisis geomorfológico de la zona de estudio mediante el uso de las imágenes satelitales, mapas topográficos y geológicos. La finalidad de esto es reconocer la distribución de cada una de las unidades dentro del área de estudio, el patrón de drenaje, estructuras, tipos de suelo y vegetación asociado a cada unidad litológica y la relación entre ellas.

- Realizar la clasificación supervisada y no supervisada para realzar las características geológicas de la zona.

- Realizar el Modelo Digital de Elevación del área utilizando el software ENVI ® 4.2, para la observación tridimensional (3D) del relieve presente en la zona de estudio.

- Generar un mapa geológico a escala 1:100.000 de la zona de estudio, utilizando el “software” ArcGIS 9.1, donde se muestre las características geomorfológicas, topográficas, hidrológicas.

1.2 LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio está ubicada en el Escudo de Guayana, específicamente en la región sur-occidental de Venezuela, entre los estados Amazonas (municipio Atures) y Bolívar (municipio Cedeño), limitada por las coordenadas 67°00' a 67°30' (longitud oeste) y 5°40' a 6°00' (latitud norte), correspondiente a la hoja topográfica 6733 (Serranía el Espejo), con una extensión areal de 2016 km² aproximadamente (FIG. 1-1).

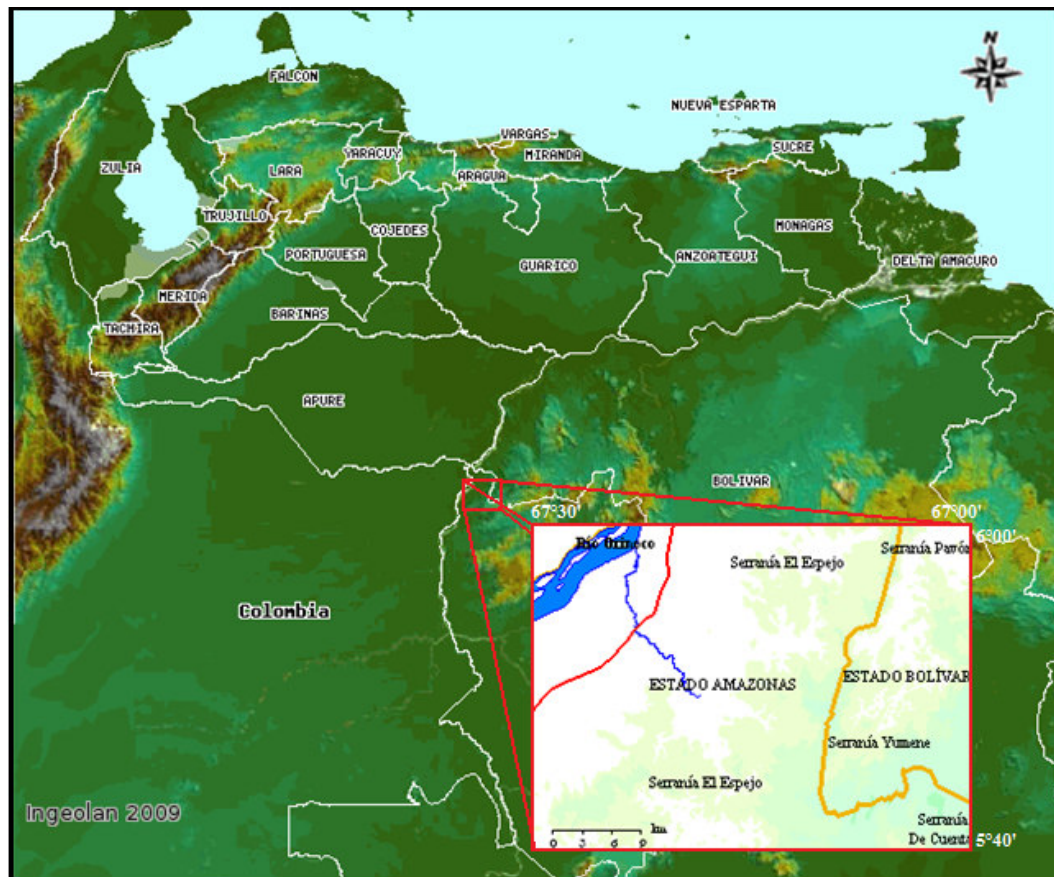


FIG. 1-1 Ubicación del área de estudio, seleccionado con el rectángulo rojo. Tomado y modificado de www.ingeolan2009.com

1.3 METODOLOGÍA

La ejecución del presente trabajo se realizó por etapas, las cuales serán descritas a continuación:

1.3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y CARTOGRÁFICA:

Consiste en la búsqueda, recolección y estudio de la documentación cartográfica y geológica existente, para tener un mejor conocimiento de la zona de estudio, tal como:

- Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (UCV), con el objetivo de conocer las características estructurales y litológicas regionales de la zona.

- Publicaciones de Revistas y en Congresos Geológicos Nacionales e Internacionales.

- Informes y mapas geológicos de los Ministerios de Energía y Minas (MEM), Ministerio del Ambiente y sus Recursos Renovables Naturales e INGEOMIN.

- Proyecto del plan de ordenamiento territorial del estado Amazonas (2003), obtenido en el MARNR.

- Mapa de Geología Hojas NB 19-11/ NB-19-12 de CVG Técnica Minera, a escala 1:250.000 (1996).

- Mapa geológico de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, a escala 1:500.000 por Mendoza y otros, (1977).

- Hoja topográfica 6733 (Serranía El Espejo, año 1973) a escala 1:100.000 y ortofotomapas de la hoja 6733 (cuadrantes I, II, III, IV) a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (I.G.V.S.B), que servirán como mapas base de la zona de trabajo.

1.3.2 TRABAJO DE LABORATORIO:

El trabajo de laboratorio comprendió la digitalización, vectorización de las imágenes satelitales, mapas topográficos, mapas geológicos y ortofotomapas de la zona de estudio, con el fin de llevar a formato digital la información recopilada a través del manejo del programa ArcGis 9.1, para la elaboración de un mapa geológico del área a escala 1:100.000.

Esta etapa incluye el procesamiento, calibración y posterior interpretación de las imágenes satelitales, de la siguiente manera:

1.3.2.1 Calibración y preprocesamiento de las imágenes satelitales:

Antes de ser usadas, las imágenes satelitales requieren correcciones radiométricas, las cuales remueven los efectos de los errores del sensor y los factores ambientales (atmosféricos) y así obtener un mejor resultado. Estas correcciones se realizan mediante el empleo y manejo de los programas de computación: ENVIS 4.1, ERDAS IMAGINE 8.6 y ARCGIS 9.1. La metodología aplicada para el procesamiento de las imágenes satelitales esta explicado paso a paso en el Apéndice anexado a este trabajo.

1.3.2.2 Interpretación de las Imágenes satelitales:

Una vez realizada la calibración y procesamiento de las imágenes satelitales P003R056 y P004R056, se procede a la interpretación de las mismas mediante el manejo de los “softwares” antes mencionados, con la finalidad de identificar drenajes, estructuras, posibles contactos litológicos, geometría y todos aquellos rasgos topográficos que sean de interés para el intérprete.

1.3.2.3 Elaboración del Mapa Geológico.

Luego de la interpretación de las imágenes satelitales antes mencionadas en conjunto con los trabajos previos consultados se genera el mapa geológico de la zona de estudio correspondiente a la Serranía el Espejo a escala 1:100.000 (Anexo N°1), con el fin de cumplir con el objetivo general planteado en el presente trabajo especial de grado.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

Este trabajo, analiza la naturaleza de la obtención de datos a través de imágenes satelitales, y el mejoramiento de la calidad de los mismos teniendo en cuenta diferentes factores inherentes a los procesos de dispersión selectiva de la radiación electromagnética por efectos atmosféricos.

2.1 CONCEPTOS PRELIMINARES

Para una mejor comprensión del contenido de este análisis, resulta necesario abordar antes algunos conceptos y fundamentos físicos, los cuales se presentan a continuación.

2.1.1 TELEDETECCIÓN

La teledetección o percepción remota es una técnica que ha ido evolucionando aceleradamente durante las últimas década con el advenimiento de la tecnología satelital, sus orígenes se ubican con el inicio de las actividades aeronáuticas a principio de siglo XX para ir evolucionando con el desarrollo de las actividades espaciales. Hoy en día, las definiciones de teledetección se utilizan para describir las actividades que realizan los satélites, trasbordadores espaciales o determinado tipo de aviones.

Las siguientes definiciones establecen algunos parámetros de lo que la comunidad científica considera a la palabra teledetección o percepción remota:

La percepción remota es la colección de información de un objeto sin estar en contacto físico con él. Aeroplanos, aviones y satélites son las plataformas más comunes desde donde las observaciones remotas son realizadas.

El término percepción remota es restrictivo a métodos que emplean energía electromagnética como medio de detección y medición de las características de un objeto (Sabins, 1978).

Es aquella técnica que permite adquirir imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales. Gracias a la interacción de la energía electromagnética que existe entre el sensor y la tierra (Chuvieco, 1990)

Medida o adquisición de información relacionada con una propiedad de un objeto, mediante un dispositivo de grabación que no se encuentra en contacto físico con el objeto en estudio. (ASPRS, 1996)

Arte, ciencia y tecnología de adquirir información confiable sobre un objeto físico, mediante procesos de grabación, medición, interpretación y registro de los patrones digitales de energía derivados de sistemas sensores que no contactan al objeto. (Colwell, 1997)

2.1.2 ELEMENTOS DE UN PROCESO DE TELEDETECCIÓN

De forma gráfica, los elementos básicos de un sistema de teledetección son (FIG. 2-1):

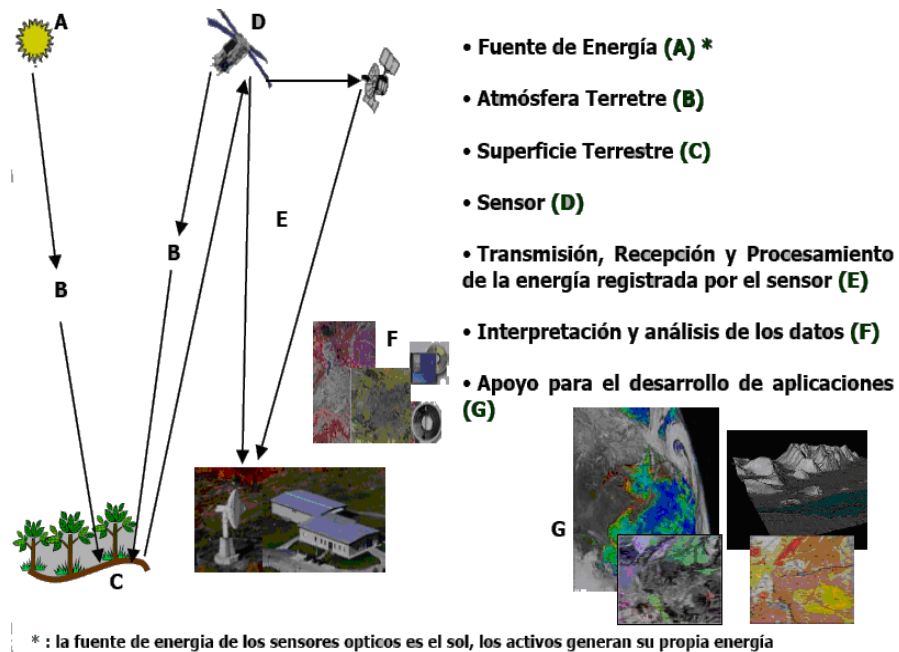


FIG. 2- 1 Proceso de la percepción remota. Fuente: Goyo. IGVSb, 2008

Donde:

Fuente de energía: Es la que da origen al flujo energético que es detectado por el sensor.

La radiación y la atmósfera terrestre: Para que la energía vaya de la fuente hacia el objeto, necesita atravesar e interactuar con la atmósfera. Esta interacción también sucederá cuando la energía retorne de vuelta desde el objeto al sensor.

Interacción con la superficie terrestre: Cuando la energía llega a la tierra interactúa con el objeto de interés conformado por las diversas coberturas de la tierra (superficie terrestre, atmósfera, océano), esta interacción se da en forma de algún fenómeno (reflexión, emisión, absorción).

Sistema del sensor: Es el que capta, codifica y graba la radiación que devuelve el objeto en tierra, sin estar en contacto con él. Después envía al sistema de recepción en tierra la energía grabada.

Transmisión, recepción y procesamiento: Aquí los datos, recibidos en forma digital, son procesados para obtener una imagen, bien sea en papel o en medio digital.

Interpretación y análisis de los datos: La imagen procesada es interpretada en forma visual o se le aplica adicionalmente procesamiento a través de técnicas digitales.

Apoyo para el desarrollo de aplicaciones: Es el elemento final del proceso de la Percepción Remota. Consiste en realizar aplicaciones con la información temática que se extrae de la imagen, entendiendo el comportamiento de los objetos de interés, para la solución de algún problema en particular. (Alzate, 2001)

2.1.3 BASES FÍSICAS DE LA TELEDETECCIÓN

Existen dos componentes básicos del sistema de los sensores remotos: 1) La fuente de energía y 2) La ruta de transmisión objetivo y sensor. Ellos trabajan juntos para medir y registrar la información acerca del objetivo sin entrar en contacto físico con él. Para que esto suceda “algo” debe actuar como medio para transmitir la información desde el objetivo hasta el sensor.

Para la teledetección terrestre, en la mayoría de los casos, ese “algo” es la energía electromagnética. (Alzate, 2001).

2.1.3.1 Energía Electromagnética.

Es la cantidad de energía almacenada en una región del espacio que se puede atribuir a la presencia de un campo electromagnético, y que se expresará en función de las intensidades de campo magnético y campo eléctrico (Chuvieco, 1990).

La propiedades de esta radiación, ha sido explicada a través de dos teorías (Chuvieco, op. cit.): 1) La teoría Cuántica y 2) La Teoría Ondulatoria, en las cuales, la primera concibe a la radiación como una sucesión de unidades discretas de energía, fotones o cuantos, con masa igual a cero; mientras que la segunda, establece que la energía se propaga siguiendo un modelo armónico y continuo, a la velocidad de la luz y contenido entre dos campos de fuerzas ortogonales entre si: eléctrico y magnético.

Según la teoría ondulatoria, la radiación electromagnética está constituida por cuatro parámetros que definen sus propiedades (FIG. 2-2)

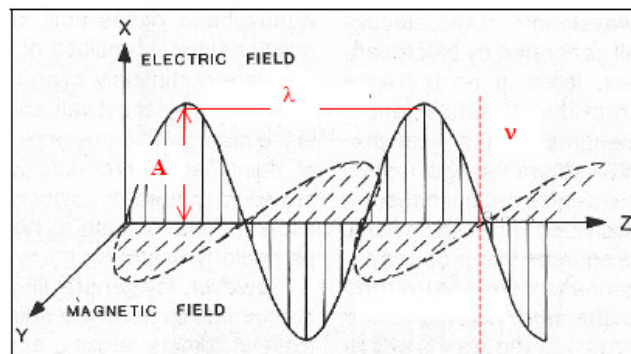


FIG. 2- 2 Parámetros que constituyen una onda (Tomado y modificado de Chuvieco, 1990)

Donde:

Amplitud (A): Es la altura de la onda y se define como la máxima distancia que alcanza un punto al paso de las ondas respecto a su posición de equilibrio (Salazar, 2004).

Frecuencia (ν): Es la medida del número de ondas que pasa por un punto en la unidad de tiempo. Generalmente se mide en hertzios (Hz), siendo un hertzio equivalente a una vibración por segundo. Por ello, también se utiliza el s-1 como unidad para medir la frecuencia. También, se puede definir como la inversa de su período T, que es el tiempo que tarda en avanzar una distancia igual a su longitud de onda (Salazar, op. cit.).

Longitud de onda (λ): Es la distancia entre dos crestas consecutivas, que debido a la gran variedad de longitudes de onda que existen, suelen usarse múltiplos como el kilómetro (para ondas largas como las de radio y televisión) o submúltiplos como el nanómetro o el Angstrom (para ondas cortas como la radiación visible o los rayos X) (Salazar, op. cit.).

Velocidad (v): Es la rapidez con que se propaga la onda (Salazar, op. cit.), se calcula utilizando la siguiente ecuación:

$$C = \lambda * \nu$$

Donde:

C = Velocidad de la onda

λ = Longitud de la onda

ν = Frecuencia

La teoría Cuántica y la Ondulatoria de la radiación se concilian en la relación de Planck:

$$\epsilon = h \nu$$

Donde,

ϵ = energía del fotón

h=constante de planck ($6.63 \cdot 10^{-34}$ js)

ν = frecuencia del movimiento ondulatorio.

La relación de Planck permite que un haz de luz de radiación de determinada frecuencia(o longitud de onda) sea interpretado como un flujo de determinada energía.

La energía electromagnética existe en muchas formas además de luz visible como: Ondas de radio, Microondas, Calor, Rayos ultravioletas, Rayos x, Rayos gamma. Cada uno de ellos describe la energía en una región específica del *espectro electromagnético*.

2.1.3.2 Espectro Electromagnético

El espectro electromagnético es una representación organizada de la energía electromagnética, partiendo de longitudes de onda corta (rayos cósmicos y rayos gamma) a longitudes de onda largas (radio y televisión) Fig 2-3. (Alzate, 2005).

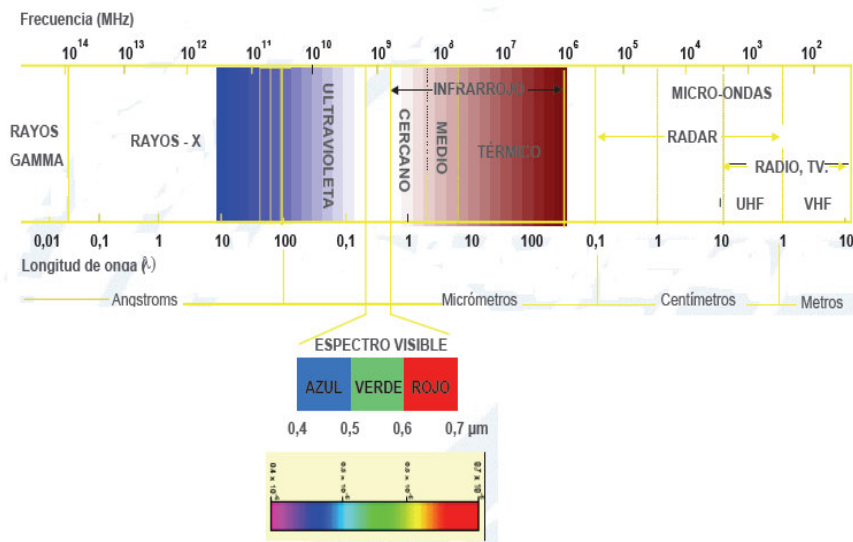


FIG. 2- 3 Longitudes de onda del espectro electromagnético. Fuente: Goyo. IVSB, 2008

En la teledetección conviene destacar una serie de bandas espectrales utilizadas con frecuencia (FIG. 2-4) las cuales son descritas a continuación:

Banda	Longitud de onda (m)	Frecuencia (Hz)	Energía (J)
Rayos gamma	< 10 pm	> 30,0 EHz	> 20 · 10 ⁻¹⁵ J
Rayos X	< 10 nm	> 30,0 PHz	> 20 · 10 ⁻¹⁸ J
Ultravioleta extremo	< 200 nm	> 1,5 PHz	> 993 · 10 ⁻²¹ J
Ultravioleta cercano	< 380 nm	> 789 THz	> 523 · 10 ⁻²¹ J
Luz Visible	< 780 nm	> 384 THz	> 255 · 10 ⁻²¹ J
Infrarrojo cercano	< 2,5 μm	> 120 THz	> 79 · 10 ⁻²¹ J
Infrarrojo medio	< 50 μm	> 6,00 THz	> 4 · 10 ⁻²¹ J
Infrarrojo lejano/submilimétrico	< 1 mm	> 300 GHz	> 200 · 10 ⁻²⁴ J
Microondas	< 30 cm	> 1 GHz	> 2 · 10 ⁻²⁴ J
Ultra Alta Frecuencia - Radio	< 1 m	> 300 MHz	> 20 · 10 ⁻²⁴ J
Muy Alta Frecuencia - Radio	< 10 m	> 30 MHz	> 200 · 10 ⁻²⁴ J
Onda Corta - Radio	< 180 m	> 1,7 MHz	> 1,13 · 10 ⁻²⁷ J
Onda Media - Radio	< 650 m	> 650 kHz	> 43,1 · 10 ⁻²⁷ J
Onda Larga - Radio	< 10 km	> 30 kHz	> 200 · 10 ⁻²⁷ J
Muy Baja Frecuencia - Radio	> 10 km	< 30 kHz	< 200 · 10 ⁻²⁷ J

FIG. 2- 4 Bandas del espectro electromagnético y sus longitudes de onda, frecuencia y energía. Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagn%C3%a9tico

Espectro visible (0.4 - 0.7 μm): se denomina así por tratarse de la única radiación electromagnética que puede recibir el ojo humano, coincidiendo con las longitudes de onda donde es máxima la radiación solar.

Suelen distinguirse tres bandas elementales: azul (0.4 a 0.5 μm), verde (0.5 a 0.6 μm) y rojo (0.6 a 0.7 μm), estos son los colores primarios que el ojo humano percibe a esas longitudes de onda (FIG. 2-5).



Color	Longitud de onda
violeta	380–450 nm
azul	450–495 nm
verde	495–570 nm
amarillo	570–590 nm
naranja	590–620 nm
rojo	620–750 nm

FIG. 2- 5 Colores del espectro visible. Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Espectro_electromagn%C3%a9tico

Infrarrojo próximo (0.7 – 1.3 μm): también llamado infrarrojo reflejado o fotográfico, puesto que parte de él puede detectarse a partir de películas dotadas de

filtros especiales. Es de gran importancia por su capacidad de discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad.

Infrarrojo medio (1.3 – 8 μm): es donde se mezclan los procesos de reflexión de la luz solar y de emisión de la superficie terrestre.

Infrarrojo lejano o térmico (8 - 14 μm): incluye la posición emisiva del espectro terrestre.

Microondas (a partir de 1 mm): de gran interés por ser un tipo de energía bastante transparente a la cubierta nubosa.

2.1.3.3 Interacción de la radiación electromagnética con los elementos de la superficie terrestre.

La radiación electromagnética al interactuar con los objetos es modificada de manera que la energía resultante incorpora información que caracteriza al objeto y en consecuencia indirectamente permite su análisis. La forma de interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre se resume en la figura 2-6 (Méndez, 2002)

De acuerdo a su longitud de onda, una parte de la radiación incidente en el objeto es dispersada en diferentes direcciones, otra es absorbida por la materia, otra es transmitida y otra reflejada.

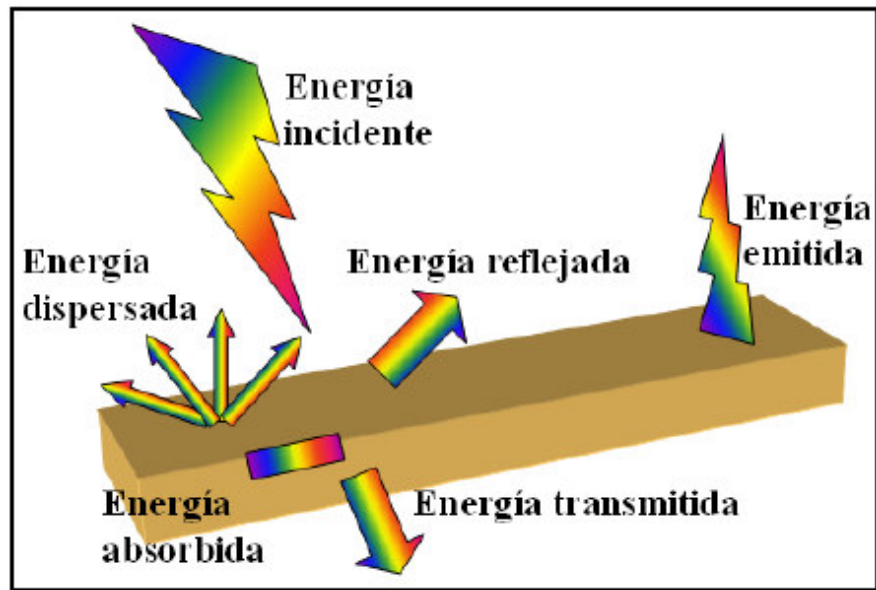


FIG. 2- 6 Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre. Fuente: Méndez (2002)

La cantidad total de radiación que golpea un objeto es llamada radiación incidente y es igual a:

$$\text{Radiación incidente} = \text{radiación reflejada} + \text{radiación absorbida} + \text{radiación transmitida}$$

La absorción ocurre cuando la radiación (energía) es absorbida dentro del objeto. *La reflexión* ocurre cuando la radiación “rebota” del objetivo y es redireccionado en otra dirección. *La transmisión*, ocurre cuando la radiación pasa a través del objetivo, ver figura 2-7. En sensores remotos se esta más interesado en medir la radiación reflejada desde los objetivos (CCRS, 2007)



FIG. 2- 7 La energía incidente, A: absorción, R: reflexión, T: transmisión. Tomado del CCRS (2007)

2.1.4 TIPOS DE REFLECTANCIA

Existen dos tipos de reflectancia, dependiendo de las irregularidades de la superficie y la longitud de onda incidente (FIG. 2-8).

1) *Especular ó espejo*: es la reflexión de las superficies lisas en relación con la longitud de onda. Las partículas de la superficie son pequeñas en relación con la longitud de onda incidente. La luz es desviada en una sola dirección. El ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia.

2) *Lambertiana ó Difusa*: ocurre cuando la superficie es rugosa y la energía es reflejada en todas las direcciones. Un reflector difuso perfecto es referido a una superficie lambertiana y su brillo reflectivo es el mismo cuando se observa desde cualquier ángulo (Alzate, 2005).

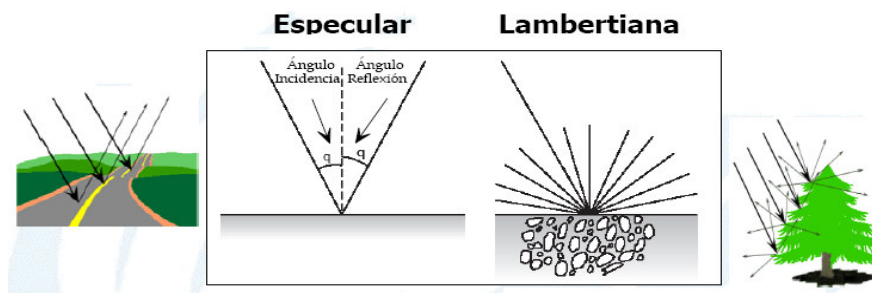


FIG. 2- 8 Reflexión especular y reflexión lambertiana, Tomado de CCRS (2007)

2.1.5 INTERACCIÓN DE LA ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA CON LA ATMOSFERA

La modificación atmosférica de la radiación electromagnética entrante y saliente incluye *dispersión*, *refracción* y *absorción* (FIG. 2-9). Esos tres procesos modifican físicamente la dirección y penetración de la radiación electromagnética, en el momento en que pasa a través de la atmósfera (Alzate, 2001).

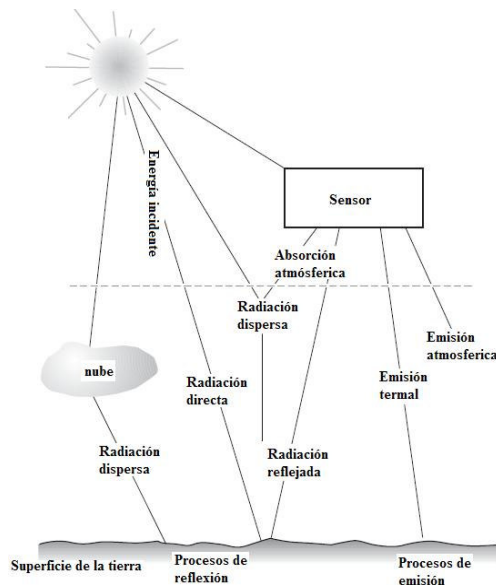


FIG. 2- 9 Interacción de la energía con la atmósfera y la superficie. Fuente: CCRS (2007)

2.1.5.1.- *Dispersión (Difusión)*

Es el redireccionamiento de la energía electromagnética por partículas suspendidas en la atmósfera (contaminación, polvo) o por moléculas grandes de gases atmosféricos (dióxido de carbono, ozono, gas, nitrógeno). Este redireccionamiento de la luz puede ser en cualquier dirección (Alzate, 2001).

2.1.5.2.- Refracción

Es la desviación de la luz. Sucede cuando la luz pasa a través de dos medios con diferente densidad (capas atmosféricas) (Alzate, 2001).

2.1.5.3.- Absorción

La absorción atmosférica tiene una particular importancia en percepción remota especialmente en lo relacionado a sensores pasivos, que utilizan la radiación electromagnética proveniente del sol, ya que la atmósfera se comporta como un filtro selectivo de tal forma que algunas regiones del espectro eliminan cualquier posibilidad de observación remota (Chuvienco, 1990).

Es principalmente causada por tres gases atmosféricos (FIG. 2-10): *ozono*, absorbe los rayos ultravioleta; *dióxido de carbono*, en la atmósfera inferior absorbe energía cuya longitud de onda esta entre los 13 – 17,5 micrómetros; *vapor de agua*, también en la atmósfera inferior, principalmente en áreas húmedas es efectivo absorbiendo las porciones del espectro entre 5,5 y 7 micrómetros y por encima de los 27 micrómetros como se muestra en la (FIG. 2-10).

ELEMENTO	INCIDENCIA
Oxígeno atómico O_2	Filtra la radiación ultravioleta por encima de 0.1 micrones, así como pequeños sectores del infrarrojo térmico y microondas.
Ozono O_3	Responsable de la eliminación de energía ultravioleta, inferior a 1.3 micrones y en el sector del microondas 27 mm, es bastante fuerte debajo de 0.29 micrones, sin embargo el calculo de la absorción total por el ozono es insignificante (Lira, 1983).
Vapor de H_2O	Responsable de una fuerte absorción cerca de los 6 micrones y otras menores entre 0.6 y 2 micrones.
Anhídrido Carbónico CO_2	Absorbe en regiones cercanas al infrarrojo térmico e infrarrojo medio entre 2.5 y 4.5 micrones.

FIG. 2- 10 Susceptibilidad a la absorción atmosférica. Tomado de Goyo (IGVSB, 2008).

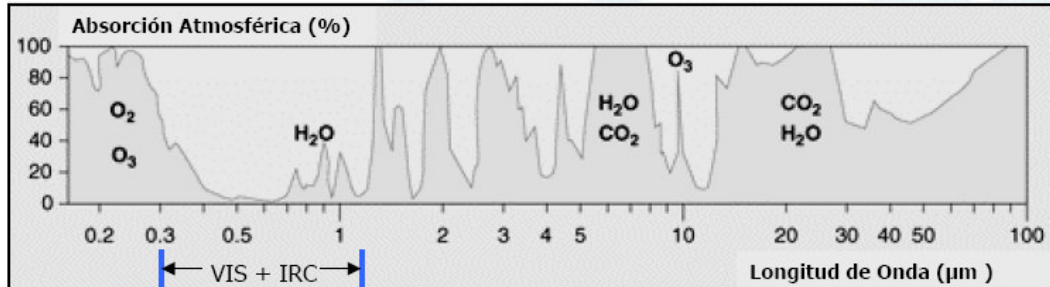


FIG. 2- 11 Absorción Atmosférica. Fuente: Goyo. IGVSB, 2008.

2.1.5.4.- Ventana Atmosférica

Son porciones del espectro electromagnético que pueden pasar a través de la atmósfera con poca o ninguna atenuación. La figura 2-12 muestra las áreas del espectro que pueden pasar a través de la atmósfera sin atenuación (picos), son conocidas como “ventanas atmosféricas”, y las áreas que son atenuadas (valles).

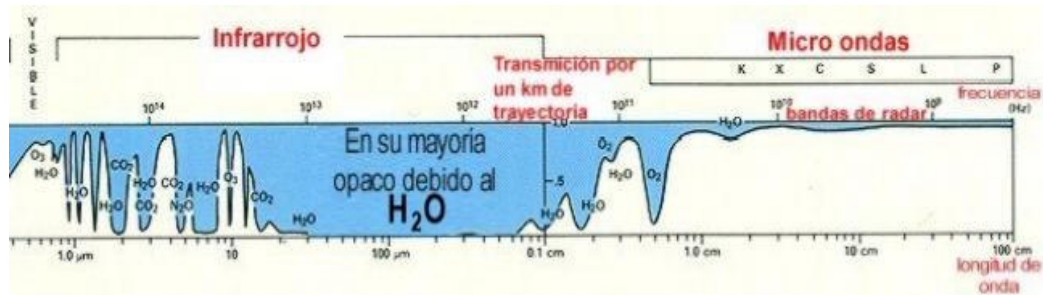


FIG. 2- 12 Ventanas atmosféricas. Fuente: Alzate (2001)

Las zonas azules señalan el paso mínimo de radiación entrante o saliente, mientras que las áreas blancas denotan las “ventanas atmosféricas” en las cuales la radiación experimenta interacciones muy reducidas con las especies moleculares y desde aquí puede penetrar la luz, con poca o ninguna pérdida de absorción (Alzate, 2001)

La mayoría de los sensores remotos fueron seleccionados para operar en una o más de esas ventanas y hacen sus mediciones usando detectores calibrados para ciertas frecuencias específicas (longitudes de onda), que pasan a través de la atmósfera (Alzate, 2001)

2.1.6 SENSORES REMOTOS

Son los dispositivos que permiten la referenciación a distancia de la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie de la tierra. Estos son de diferentes tipos, de acuerdo con los principios básicos de diseño, su forma de registrar los datos y la fuente de energía que emplean. Pueden ser cámaras, radares, barredores ópticos, óptico-mecánicos, eléctricos, etc. (Alzate, 2001).

2.1.6.1 Tipos de Sensores

La clasificación de los sensores más usada en la teledetección son (FIG. 2-13):

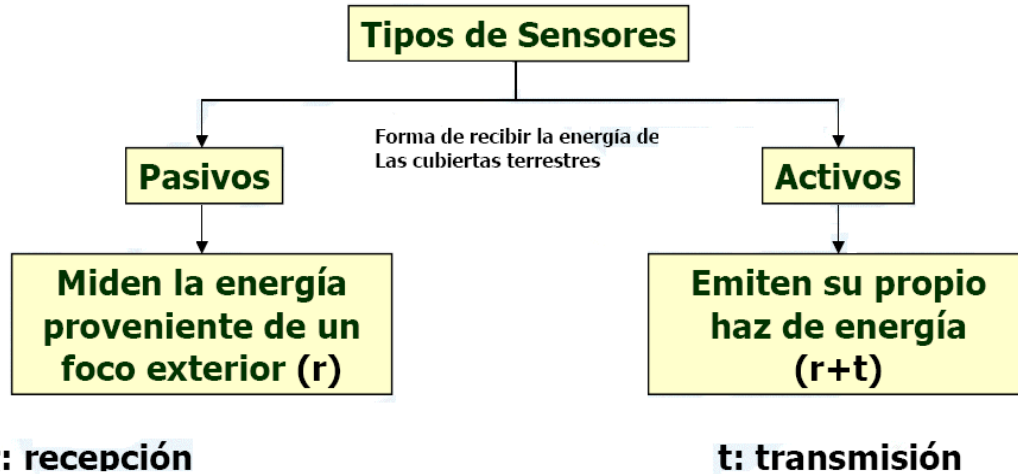


FIG. 2- 13 Tipos de sensores. Fuente: Goyo. IGVSB, 2008.

Según el aporte de energía se pueden distinguir dos tipos de sensores:

Pasivos: Son aquellos que poseen fuente de energía natural, como la energía solar y el calor radiante. Es decir, este tipo de sensores recogen la energía electromagnética procedente de la cubierta terrestre, ya sea reflejada de los rayos solares o emitida debido a su propia temperatura (FIG. 2-14).

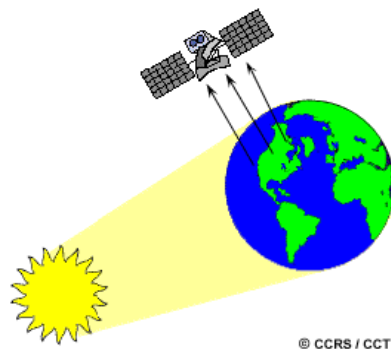


FIG. 2- 14 Fuente de energía pasiva. Tomado del CCRS (2007)

Activos: Emiten su propio haz de energía, el sensor emite radiación sobre el objeto que se desea observar y la radiación reflejada desde el objetivo es detectada y medida por el sensor (FIG. 2-15). Ejemplos:

SLAR: Radar lateral aerotransportado, baja resolución.

SAR: Radar de apertura sintética, se basa en el efecto Doppler.

lidar: Pulsos de luz polarizada, región del espectro en UV y el IRC.

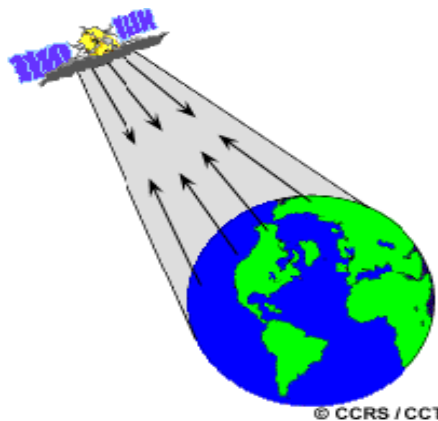


FIG. 2- 15 Fuente de energía activa. Tomado de: CCRS (2007)

2.1.7 ADQUISICIÓN DE INFORMACIÓN DE UN SENSOR REMOTO:

Hay tres formas de adquirir información a partir de un sensor remoto (FIG. 2-16).

i) Por Reflexión: El sol ilumina a superficie terrestre y la energía reflejada, en función del tipo de cobertura es captada por el sensor. Entre la superficie y el sensor se interpone la atmósfera que dispersa y absorbe parte de la señal original.

ii) Por Emisión: La percepción remota se basa en la energía emitida por la cobertura, siendo sus propiedades térmicas dominantes.

iii) *Por emisión/Reflexión*: Un sensor que genere su propio flujo energético (emisión) y a la vez pueda recoger su reflexión después de ésta haber interactuado con la superficie.

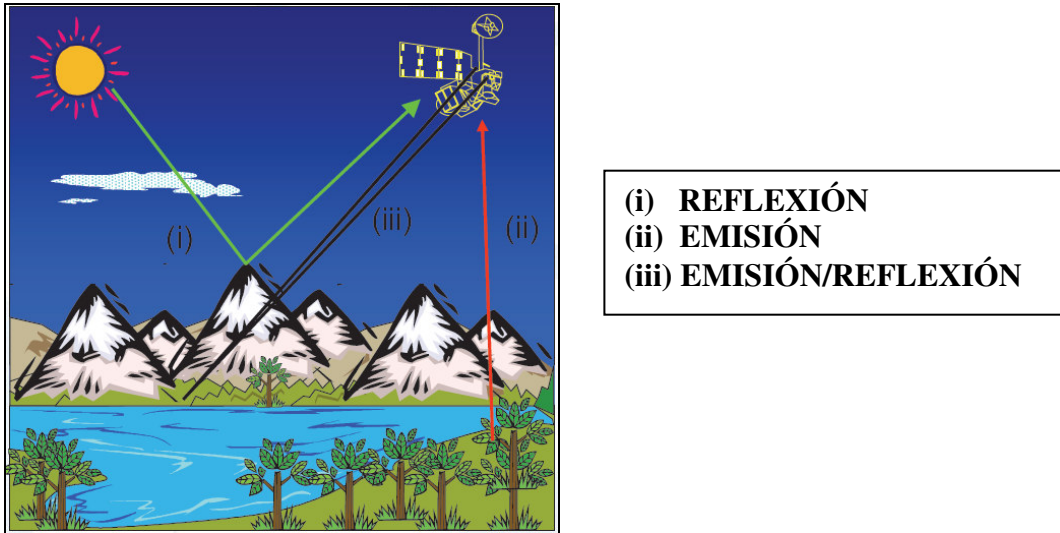


FIG. 2- 16 Las 3 formas de teledetección (Adaptado de Chuvieco, 1995)

2.1.8 RESOLUCIÓN DE LOS SENSORES

La resolución de un sistema sensor es la habilidad para registrar información a detalle, discriminándola. Estes y Simonett, 1975.

2.1.8.1 Tipos de Resolución.

Un sensor opera bajo los siguientes parámetros:

Espacial: Es el objeto mas pequeño que puede ser distinguido sobre la imagen. Solo se pueden discriminar en la imagen, elementos de tamaño superior a la resolución espacial (es decir, al tamaño del píxel). La resolución espacial esta relacionada con la escala de trabajo (FIG. 2-17) y la fiabilidad de la información. (Chuvieco, 1996).

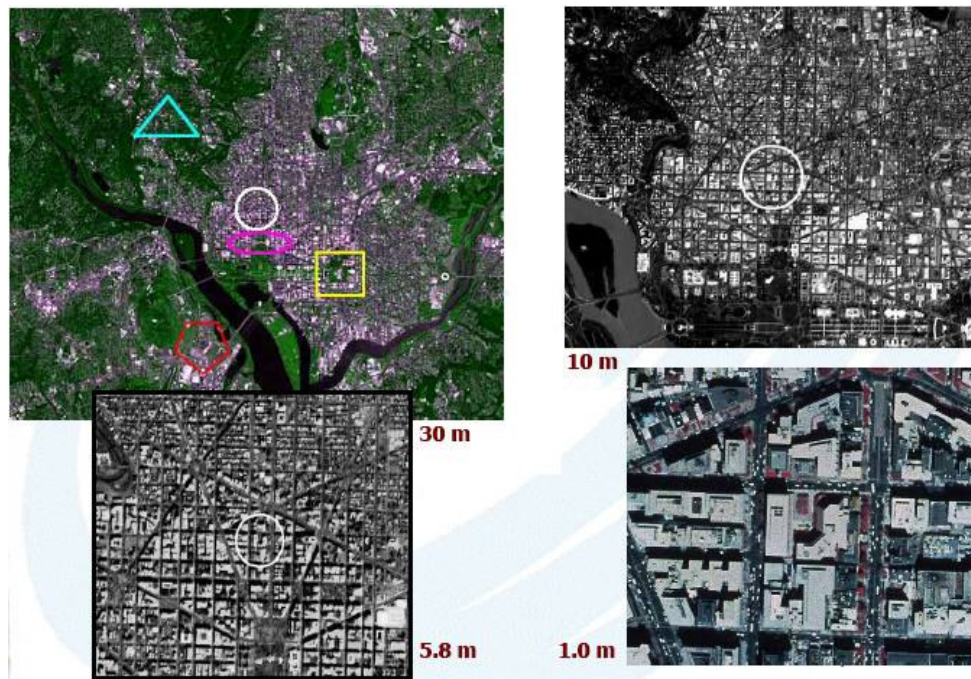


FIG. 2- 17 Resolución espacial relacionada con la escala de trabajo. Tomado de Goyo. IGVSb, 2008

Espectral: Es el número y el ancho de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor (FIG. 2-18).

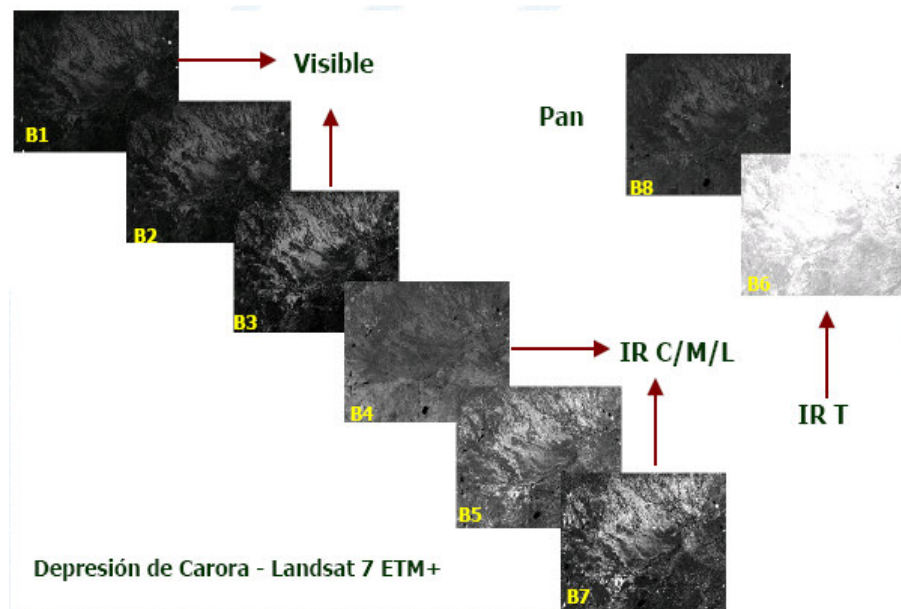


FIG. 2- 18 Resolución Espectral. Número y anchura de cada banda. Tomado de :Goyo. IGVSb, 2008

Los satélites pueden clasificarse como monoespectrales, para caso de los radares que presenta solo una banda, multiespectrales, de 2 a varias bandas (FIG. 2-19), e hiperspectrales, capaces obtener información simultánea de cientos de bandas (Chuvienco, 1996).

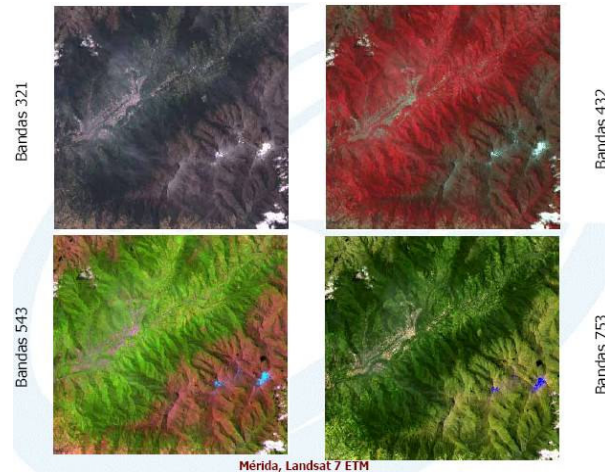


FIG. 2- 19 Resolución Espectral con más de 2 bandas. Tomado de Goyo. IGVS, 2008.

Radiométrica: Es la sensibilidad del sensor, es decir, la capacidad para detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe (FIG. 2-20). Determina el número de niveles de gris recogidos en el film, se expresa en niveles por píxel (64-128-256-1024). A mayor resolución radiométrica, mejor interpretación de la imagen. El píxel mixto es definido por una señal intermedia a las cubiertas que lo componen (Chuvienco, 1996).

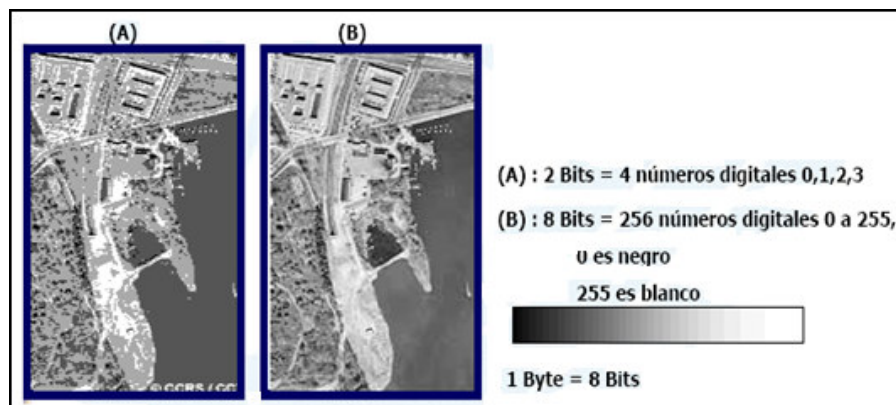


FIG. 2- 20 Resolución Radimétrica a distintos niveles digitales: 2 y 8 bits. Tomado de Chuvienco, 1995.

Temporal: es la periodicidad con que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. Esta en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad e inclinación) y del diseño del sensor (ángulo de observación y ángulo de cobertura) (Chuvieco, 1996). El ciclo de recubrimiento es el tiempo que tarda el sensor en pasar sobre la misma porción de la tierra, el periodo orbital es el tiempo que él tarda en circundar la tierra.

Los satélites meteorológicos están obligados a facilitar una información muy frecuente, ya que se dedican a observar un fenómeno en gran dinamismo (FIG. 2-21). De allí que la red de satélites geostacionarios proporcione una imagen cada 30 minutos, que complementa la obtenida a partir de los satélites de órbita polar, como el NOAA que proporciona información cada 12 horas.

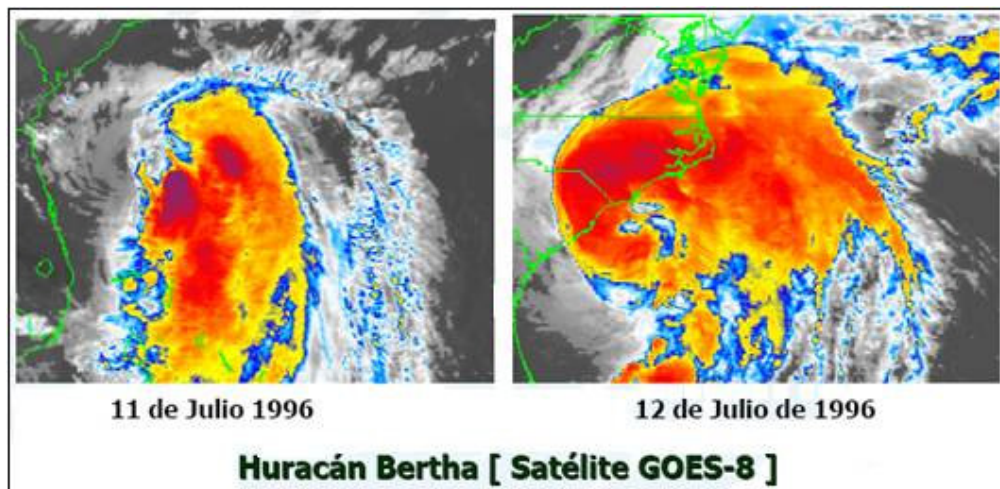


FIG. 2- 21 Resolución Temporal de un satélite meteorológico. Tomado de Goyo. IGVSb, 2008

En el otro caso, los satélites meteorológicos ofrece una secuencia mucho menor, es de 16 días del Landsat (FIG. 2-22) a 26 días del Spot (Chuvieco, 1996).

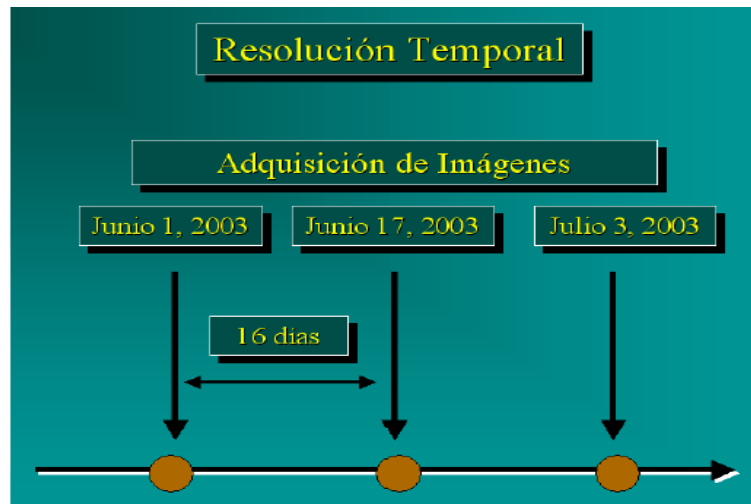


FIG. 2- 22 Resolución Temporal del Landsat para la adquisición de Imágenes. Tomado de Goyo. IGVS, 2008

2.1.8.2 Relación entre los tipos de resoluciones.

Los cuatro casos de resolución están íntimamente relacionados, por ejemplo, cuando se tiene mayor resolución espacial disminuye la resolución temporal y es posible que se reduzca también la espectral y la radiométrica (ver Fig 2.23). Un problema adicional es que al aumentar cualquiera de las cuatro resoluciones, se van a generar un volumen mayor de datos que las estaciones de trabajo tienen que procesar (Salazar, op. cit.).

Es necesario aclarar primero cual será la aplicación de las imágenes; para definir cual resolución es la que más conviene aumentar; a continuación se muestra una tabla que refleja el tipo de resolución que se debe aplicar dependiendo de la actividad a realizar.

Resolución Radiométrica	<ul style="list-style-type: none"> • Detección de incendios forestales • Evaluaciones de Inundaciones • Estudios geológicos
Resolución Temporal	<ul style="list-style-type: none"> • Estimaciones de cosechas • Seguimientos de deforestación • Análisis climáticos
Resolución Espacial	<ul style="list-style-type: none"> • Catastro urbano o rural • Estrategia militar
Resolución Espectral	<ul style="list-style-type: none"> • Prospección minera o de hidrocarburo • Distinción de cuerpos vegetales. • Determinación de valores de humedad

FIG. 2- 23 Ejemplos de resoluciones aplicadas a actividades específicas. Tomado de Chuvieco,1996.

2.1.9 FIRMAS ESPECTRALES

Cada objeto en la superficie terrestre interactúa de manera específica con la energía electromagnética que sobre él incide. De acuerdo a las características del material que lo componen, el objeto refleja con mayor o menor intensidad cada uno de los rangos de longitudes de onda, esta interacción particular de la materia constituye su firma espectral.

2.1.9.1 Factores de incidencia en la respuesta espectral de las cubiertas

La respuesta de los cuerpos de la energía incidente no siempre será la misma, dependerá de varios factores tales como (FIG. 2-24):

(i) **Altura Solar:** Angulo de incidencia de la energía con el cuerpo (varia según fecha del año y recorrido del satélite).

(ii) **Orientación:** Laderas, zonas de umbría y lozana.

(iii) **Pendiente:** Ángulo de observación.

(IV) *Interacción atmosférica*: con las distintas longitudes de onda

(V) *Variaciones ambientales*: Asociación con otras cubiertas, grado de homogeneidad.

(IV) *Aspecto del relieve*: presencia de diferentes superficies.

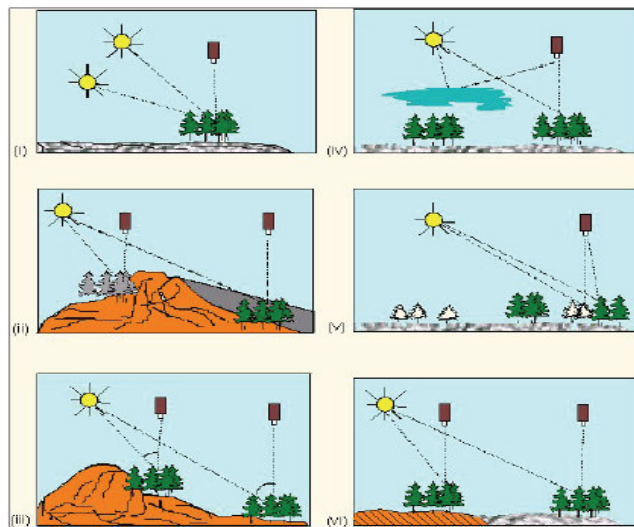


FIG. 2- 24 Factores que influyen en la incidencia de la respuesta espectral. Tomado de Chuvieco, 1996.

2.1.9.2 Reflectividad

La reflectividad de los cuerpos varían según la longitud de onda que incide sobre ellos, normalmente la reflectividad de los cuerpos aumenta a medida que la longitud de onda disminuye, no obstante existen cuerpos donde esta relación es inversa (nieve) o irregular (vegetación). También la reflectividad esta influenciada por la textura del cuerpo, para una misma longitud de onda, la reflectividad baja se encuentra en el agua, aumenta para el suelo, vegetación enferma, vegetación sana y es máxima para la nieve (FIG. 2-25) (Chuvieco, 1996).

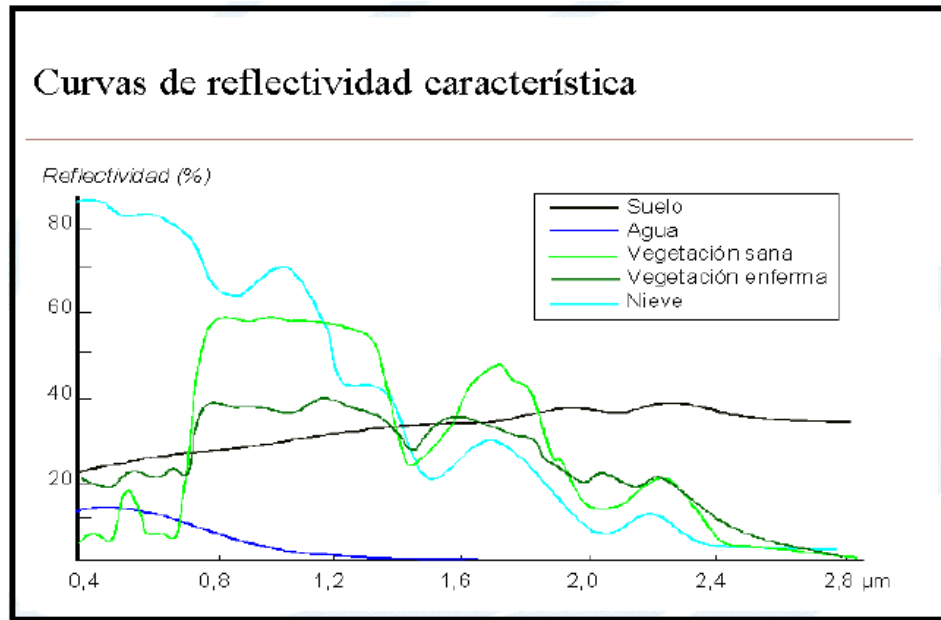


FIG. 2- 25 Firma espectral de distintos tipos de cubiertas. Tomado de Goyo. IGVS, 2008

2.1.9.3 Respuesta de la vegetación

En el análisis de la superficie de la vegetación a través de imágenes de satélite se deben tener en cuenta aspectos como la morfología de la cubierta (estado fenológico, proporción de sombras, geometría del follaje y contenido de humedad), y la ubicación en el relieve y su asociación con otras cubiertas o especies.

Por ejemplo, la hoja de los árboles la percibimos de color verde porque refleja con mayor intensidad las longitudes de onda visibles de ese color, esto debido al efecto absorbente de los pigmentos fotosintéticos de las hojas, mientras que absorbe el azul y el rojo por el contenido de clorofila en las hojas, ver Fig. 2-26 y 2-27 (Méndez, 2002).

La estructura celular interna da la elevada reflectividad en el infrarrojo cercano que luego va reduciéndose paulatinamente hacia el infrarrojo medio.

Por tanto, el contraste más nítido se presenta entre las bandas visibles (especialmente rojo) y el infrarrojo cercano. Cuanto mayor sea ese contraste, mayor será el vigor de la vegetación.

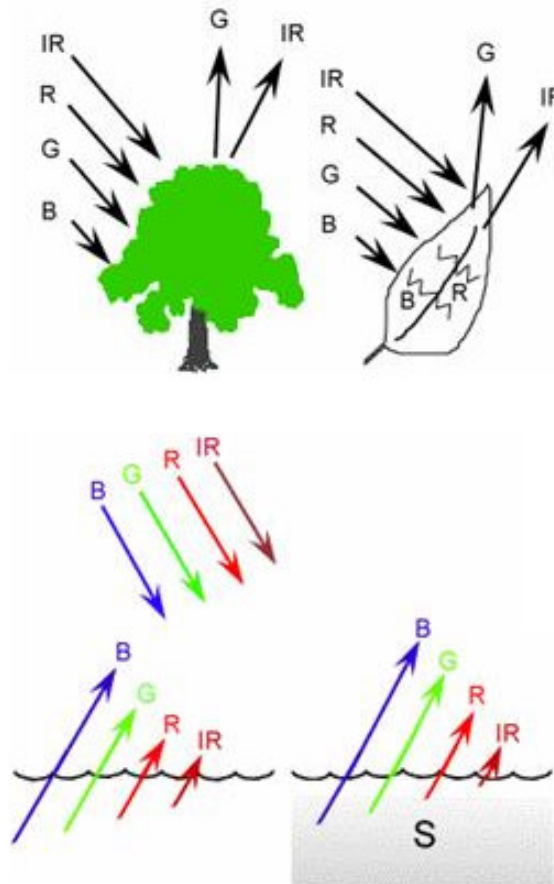


FIG. 2- 26 Respuesta espectral de la vegetación. Tomado de Méndez (2002)

Estos tres parámetros: cantidad de pigmentos, estructura celular y contenido en agua, manifestados por la respuesta espectral de esa masa de vegetación de la que forman parte, puede servir para discernir entre unas especies y otras, su nivel de desarrollo e incluso entre su estado sanitario ver Fig. 2-26 y 2-27 (Lanero, s/f)

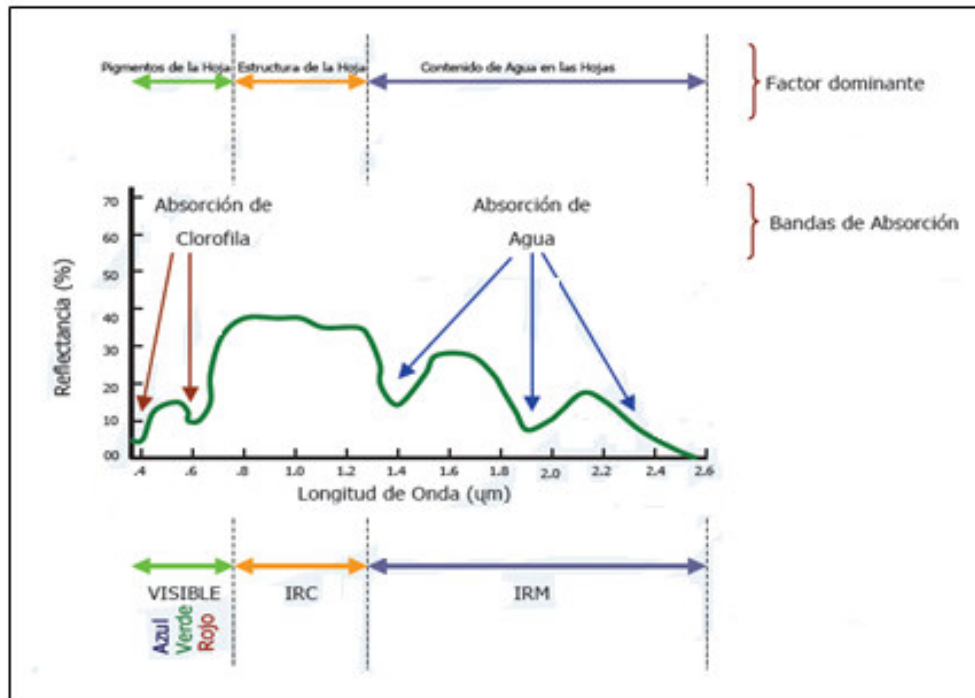


FIG. 2- 27 Respuesta espectral de la vegetación Sana. Tomado de Goyo. IGVSB, 2008

2.1.9.4 Respuesta del suelo

La respuesta del suelo a la reflectividad de las longitudes de onda está influenciada por características como: la composición química, textura, estructura y contenido de humedad. El contenido de materia orgánica en el suelo reduce la reflectividad.

2.1.9.5 Respuesta del agua

La respuesta del agua varía según la longitud de onda, dentro del espectro óptico infrarrojo.

El agua tiende a absorber la energía a medida que la longitud de onda aumenta, en el caso de las microondas, éstas son reflejadas especularmente si el agua esta tranquila; si hay turbulencia u oleajes, la energía es reflejada en varias direcciones.

La respuesta del agua también está influenciada por la profundidad y el contenido de sedimentos que contribuyen a reflejar la energía cuando esta llega hasta las partículas o al fondo del agua. En el caso de la nieve, la reflexión disminuye a medida que la longitud de onda aumenta. Cuando se está trabajando con microondas la reflexión es muy alta nuevamente.

2.1.10 CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL SENSOR LANDSAT TM

El sensor TM (Thematic Mapper) es un sensor óptico que opera en las regiones del visible y el infrarrojo. Este sensor ha estado a bordo de los tres últimos satélites del programa Landsat, el Landsat 4, Landsat 5 y Landsat 7, los cuales han permitido la cobertura continua de gran parte de la superficie de la tierra. Nosotros centraremos el análisis en el sensor TM a bordo de Landsat 7 ya que las imágenes utilizadas en el presente estudio pertenecen a dicho programa.

El Landsat 7 (FIG. 2-28) fue lanzado en abril de 1999 con un nuevo sensor denominado ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Una imagen Landsat 7 ETM+ está compuesta por 8 bandas espectrales que pueden ser combinadas de distintas formas para obtener variadas composiciones de color u opciones de procesamiento. Entre las principales mejoras técnicas respecto de su antecesor, el satélite Landsat 5, se destaca la adición de una banda espectral (banda pancromática) con resolución de 15 metros.

También cuenta con mejoras en las características geométricas y radiométricas y una mayor resolución espacial de la banda térmica para 60 m. Estos avances tecnológicos permiten calificar al Landsat 7 como el satélite más interesante para la generación de imágenes con aplicaciones directas hasta una escala de 1:25.000, principalmente en áreas rurales o territorios de grandes extensiones.

Las imágenes generadas por el Landsat7 adquiridas mediante el sensor ETM+ presentan una mejor relación costo-beneficio que los datos generados por satélites de resolución media (15 a 30 metros) actualmente ofrecidos en el mercado.



FIG. 2- 28 Satélite Landsat 7. Tomado de.Goyo. IGVSB, 2008.

Los rangos espectrales y demás características generales para este sensor son mostrados en la Fig 2-29.

LANDSAT TM		
Resolución Espectral	Banda 1	0.45 a 0.52 μm
	Banda 2	0.52 a 0.60 μm
	Banda 3	0.63 a 0.69 μm
	Banda 4	0.76 a 0.90 μm
	Banda 5	1.55 a 1.75 μm
	Banda 6	10.40 a 12.50 μm
	Banda 7	2.08 a 2.35 μm
Elementos de resolución espacial (m)	30 x 30	
	120 x 120	Térmico
Tamaño de la imagen	7020 x 5760 elementos	
	185 km x 170 km	
Datos de la órbita	Altura 705 km	
	Angulo e inclinación 98°	
Ciclo de repetición	16 días fijos	

FIG. 2- 29 Características generales del Sensor TM, Tomado de Chuvieco. 1990

2.1.11 PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DIGITAL DE IMÁGENES SATELITALES

El procesamiento de imágenes está relacionado con la corrección y calibración de las imágenes con el fin de conseguir una representación lo más fiel posible de la superficie de la tierra.

Las imágenes de sensores remotos son tomadas frecuentemente a gran distancia de la superficie terrestre. Como resultado hay un gran camino atmosférico que la energía electromagnética debe atravesar antes de llegar al sensor.

Dependiendo de la longitud de onda y de las condiciones atmosféricas la energía que llega al sensor puede ser modificada. Por consiguiente una variedad de turbaciones sistemáticas pueden combinarse para degradar la calidad de la imagen que nosotros recibimos finalmente.

La restauración o corrección de la imagen tratan de mover esos efectos de degradación (Alzate, 2005), los cuales son:

Preprocesamiento: antes de ser usadas, las imágenes requieren correcciones radiométricas, las cuales tienden a remover los efectos de los errores del sensor y de los factores ambientales (Alzate, 2001).

Correcciones Radiométricas: Se refieren a la remoción o disminución de las distorsiones en el grado de energía electromagnética registrada por cada detector. Algunas de las distorsiones más comunes para las cuales existen procedimientos de corrección son (Alzate, 2001):

- *Valores elevados uniformemente*: debido a la neblina atmosférica, la cual preferencialmente dispersa las longitudes de onda corta (Alzate, 2001).
- *Bandeamiento*: debido a los detectores que se encuentran sin calibración (Alzate, 2001).
- *Ruido al azar*: debido al desempeño no-sistemático e impredecible del sensor o de la transmisión de los datos (Alzate, 2001).

Para estudiar patrones de reflectancia en diferentes tiempos o a través de mosaicos de imágenes, es necesario calibrar los valores de radiancia para que los niveles de reflectancia absolutas de los objetos medidos por diferentes sensores correspondan a través de imágenes separadas. Este procedimiento también puede ser requerido para normalizar los ángulos solares y las distancias Tierra-Sol (Alzate, 2001).

Calibración de la Radiancia: Los valores de los píxeles en imágenes comerciales representan la radiancia de la superficie en forma de números digitales (ND), los cuales son calibrados para ajustarlos en cierto rango de valores.

La conversión del ND a radiancia absoluta es un procedimiento necesario para comparar imágenes tomadas por diferentes sensores. Cada sensor tiene sus parámetros de calibración usados para grabar los valores del ND (Alzate, 2001).

Usualmente los detectores son calibrados para que haya una relación lineal entre el ND y la radiancia espectral. Esta función lineal es descrita por tres parámetros: el rango del valor del ND en la imagen, la mínima (L_{min}) y la máxima (L_{max}) radiancia medida por un detector sobre la banda espectral del canal. L_{min} es la radiancia espectral correspondiente al valor del ND mínimo (usualmente 0). L_{max} es la radiancia espectral correspondiente al máximo ND (usualmente 255). No

solamente cada sensor, sino cada banda dentro del mismo sensor, tiene su propio L_{max} y L_{min} . La información acerca de los parámetros de calibración del sensor es usualmente suplida con la imagen (Alzate, 2001).

Efectos Atmosféricos: Las partículas atmosféricas y las moléculas causan efectos de dispersión en la transmisión de la energía, sobre todo en las longitudes de onda cortas. El efecto de la niebla es usualmente una elevación uniforme de los valores espectrales, en las bandas del visible del espectro electromagnético (Alzate, 2001).

Una de las formas de reducir la niebla en la imagen es ver los valores en las zonas donde se sabe que debe haber reflectancia cero, como en el agua profunda. Cualquier valor sobre cero en esas áreas probablemente representa un incremento en los valores de la imagen y puede ser sustraído fácilmente de todos los píxeles en las bandas individuales (Alzate, 2001).

Efectos de Ruido: Los ruidos en las imágenes suceden debido a interferencias mecánicas en el sistema que conduce a errores de transmisión. El ruido puede degradar la señal registrada o virtualmente eliminar toda la información radiométrica. El ruido puede ser sistemático como el mal funcionamiento periódico de un detector, el cual resulta en el bandeamiento de la imagen. También puede ser más al azar, cuando causa variaciones radiométricas descritas como “sal y pimienta” debido a la apariencia que dan (Alzate, 2001).

2.1.11.2 Extracción de Información

La clasificación es el proceso de desarrollar mapas interpretados a partir de imágenes de sensores remotos. Los resultados de la clasificación marcan la calidad final del proyecto desarrollado (Alzate, 2001).

Existen dos aproximaciones básicas para el proceso de clasificación: *clasificación supervisada y no supervisada*. Con la clasificación supervisada se provee una descripción estadística de la manera en la cual las coberturas de uso esperadas deberían aparecer en la imagen, después un procedimiento denominado clasificador, es usado para evaluar la probabilidad de que cada píxel pertenezca a una de esas clases (Alzate, 2001).

Con la clasificación no supervisada es usado un enfoque muy diferente. Aquí un tipo especial de clasificador es usado para descubrir los patrones de reflectancia en la imagen, basado en que ellos representan las principales clases de cobertura y uso. Entonces se determina la identificación de cada clase por una combinación de experiencia y trabajo de campo (Alzate, 2001).

En ambos casos el proceso de clasificación puede ser visto como aquel que determina el conjunto al cual cada píxel pertenece. En el caso de la clasificación supervisada los conjuntos son conocidos (o se asume que son conocidos) antes que el proceso se inicie.

Esta clasificación es por ello un proceso de toma de decisiones basado en la información disponible. Con la clasificación no supervisada, sin embargo, las clases son desconocidas, por eso el proceso se considera de segmentación de clases más que de toma de decisiones (Alzate, 2001).

Como ya se mencionó anteriormente, cada material de la naturaleza tiene su propia interacción con la energía electromagnética. Esta interacción varía de una longitud de onda a otra dando lo que se conoce como un patrón de respuesta espectral. La base de la clasificación es encontrar algunas áreas del espectro electromagnético, en las cuales la naturaleza de esta interacción sea diferente para los materiales dentro de la imagen. Esto se define como *firma espectral*. Esto es, un patrón de respuesta espectral que es característico de un material (Alzate, 2001).

Clasificación Supervisada

Parte de un cierto conocimiento de la zona de estudio, lo cual permite delimitar sobre la imagen unas áreas de entrenamiento que se consideran representativas. Tales áreas sirven para entrenar al computador en el reconocimiento de las diferentes categorías. A partir de ellas el computador calcula los valores radiométricos que definen cada una de las clases, para luego asignar el resto de los píxeles de una imagen a una de esas categorías en función de sus valores (Alzate, 2001).

La cartografía convencional o las fotografías pueden ser de ayuda para la localización precisa de estas áreas, las cuales deben ser lo suficientemente homogéneas y representativas de la clase que definen (Alzate, 2001).

Clasificación No Supervisada

Está dirigida a definir clases espectrales presentes en la imagen. No implica muestreo previo del área en estudio. En este método se asume que los valores radiométricos de los píxeles forman una serie de agrupaciones.

Estos grupos corresponderán a píxeles con un comportamiento espectral homogéneo que definen diversas clases temáticas. Desgraciadamente estas categorías espectrales no siempre pueden equipararse a las clases de información que se pretende deducir, entonces toca interpretar o dar sentido temático a las categorías (Alzate, 2001).

2.2 CLASIFICACIÓN DE SUELOS POR ORDEN TAXONÓMICO

A continuación se presenta la clasificación taxonómica de los suelos, cuya nomenclatura obedece los criterios adoptados por el Sistema del "Soil Taxonomy (1973)".

2.2.1 Suelos del orden Entisol

Son suelos minerales derivados tanto de materiales aluviónicos como residuales, de textura moderadamente gruesa a fina, de topografía variable entre plana a extremadamente empinada. No tienen horizontes de diagnóstico ^{1/}.

[1/ Los "horizontes de diagnóstico", son aquellos horizontes de suelos que tienen un grupo de propiedades cuantitativamente definidas y que sirven para identificar las unidades de suelos.]

Son suelos montañosos predominantemente superficiales, y en la generalidad de los casos presentan afloramientos rocosos o pedregosidad superficial.

2.2.2 Suelos del orden Inceptisol

Los inceptisoles son suelos derivados tanto de depósitos fluviales como residuales, y están formados por materiales líticos de naturaleza volcánica y sedimentaria. Son superficiales a moderadamente profundos y de topografía plana a quebrada.

Morfológicamente presentan perfiles de formación incipiente, en los cuales se destaca la presencia de un horizonte cámbico (B) de matices rojizos a pardo amarillento rojizo, excepcionalmente pardo amarillentos, y con evidencias darás de alteración y no de acumulación de material iluviado.

2.2.3 Suelos del orden Alfisol

Tienen una saturación de base mayor de 35° y los horizontes subsuperficiales muestran evidencias claras de traslocación de películas de arcilla (clay skins).

2.2.4 Suelos del orden Molisol

Son suelos superficiales a moderadamente profundos, con epipedón mólico, desarrollados de materiales volcánicos y sedimentarios; tienen horizontes superficiales oscurecidos, estructurados en gránulos bien desarrollados de consistencia friable y dotados suficientemente de bases, principalmente Ca y Mg. Presentan topografía que varía entre ligeramente inclinada a extremadamente empinada.

2.2.5 Suelos del orden Ultisol

Los ultisoles reconocidos tienen un horizonte argílico de poco espesor y un bajo porcentaje de saturación de base generalmente inferior a 25% dentro de la sección de control del perfil edáfico.

2.2.6 Suelos del orden Oxisol

La inclusión de los suelos dentro de este orden, y por consiguiente a nivel de suborden y de Grande Grupo debe ser considerado como provisional debido a los pocos datos de laboratorio referidos a análisis específicos para determinar las propiedades tóxicas.

Entre las características más destacadas de los suelos identificados cabe mencionar: alta porosidad, muy friables, generalmente arcillosos, límites de horizonte difusos, muy desbasificados y saturación básica muy baja.

CAPÍTULO III

GEOGRAFÍA FÍSICA

En este capítulo se presentan las principales características del área de estudio, considerando los aspectos climáticos, topográficos, de suelos y de vegetación, con el fin de identificar los patrones particulares de la región en cuestión.

3.1 CLIMA

Para caracterizar el clima del área se presentan los principales factores que las determinan, para luego describir las categorías climáticas presentes de acuerdo a la clasificación de Koeppen (1936).

Las condiciones climáticas de la región tienen son influenciadas principalmente por los siguientes elementos:

Latitud

Definida por el movimiento aparente anual del sol, de sur a norte y viceversa, el cual origina una intensificación de la precipitación en la época de mayor verticalidad de los rayos solares sobre la región.

Altitud

La temperatura se ve modificada por la altura y a su vez influye en la precipitación produciendo lluvias orográficas. Un ejemplo de ello, se puede observar en las zonas de montañas y altiplanicies que presentan cotas de más de 2000 m, en donde se experimenta un descenso en la temperatura de hasta 0.5 °C por cada 100 m.

Vientos

Los vientos predominantes en la región provienen del noreste (época de menor precipitación) y sureste (época de mayor precipitación).

Estos tres elementos son los que determinan fundamentalmente las características climáticas predominantes en el área, por lo que se puede resumir lo siguiente:

De acuerdo a la ***Clasificación de Koeppen***, se define el tipo de clima como tropical, que está definido por la franja norte que parte desde Puerto Ayacucho y sigue el curso del río Orinoco aguas abajo (MARNR, 2003).

Las temperaturas medias mensuales oscilan entre los 25.2° C para el mes de Julio y los 28.6 °C en el mes de marzo, la promedio anual es de 26 °C (MARNR, 2003)..

El régimen de precipitación es unimodal, presentando los máximos de precipitaciones anuales entre los meses *mayo* y *julio*, siendo el mes de *junio* el mes mas lluvioso, alcanzando valores de más de 500 mm mensuales, el periodo de menor precipitación se presenta entre los meses *diciembre* y *febrero*, con precipitaciones por debajo de los 50mm, razón por la cual pueden considerarse meses secos de desde los, (MARNR, 2003).

De acuerdo al mapa de isoyetas medias anuales (FIG 3-0) la precipitación media anual a lo largo del área varía entre los 2200 mm y los 2900 mm, caracterizándose por presentar el aumento en dirección oeste-este, partiendo de la unidad de planicies hasta la unidad de altiplanicies.

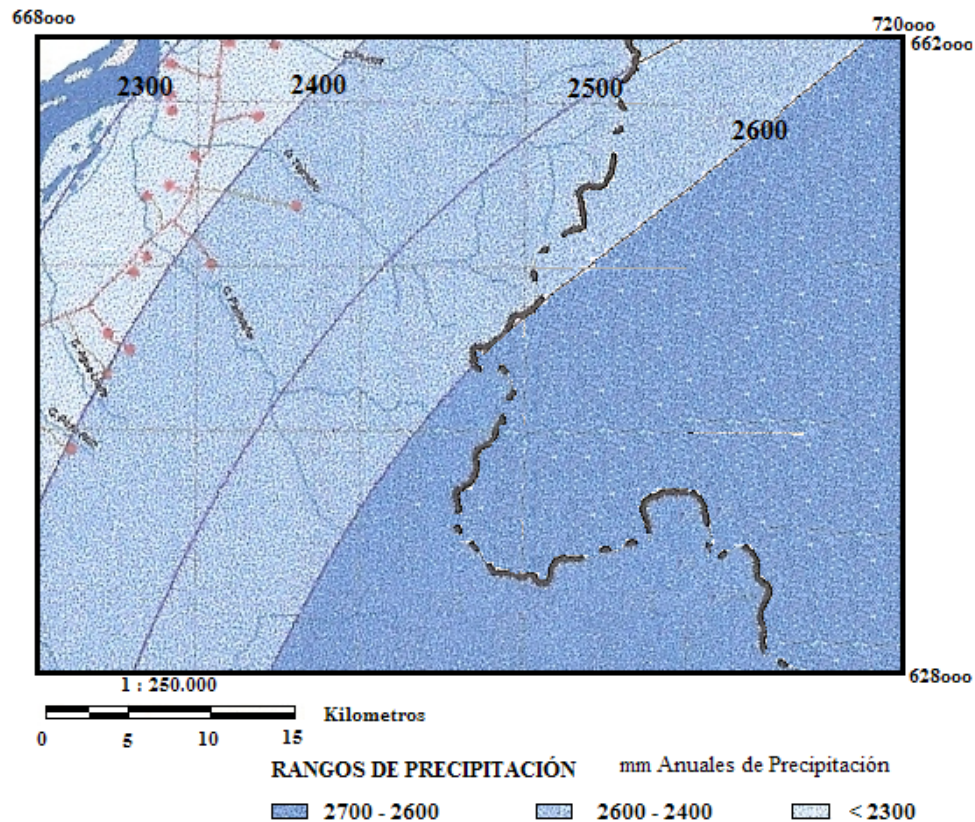


FIG 3-0. Mapa de Isoyetas correspondiente al área de estudio. Tomado y modificado del MARNR, 2003.

Se pueden diferenciar 3 sectores de precipitación: el primero con valores de precipitación que oscilan entre los 2200 mm y 2600 mm, ubicados en la sección donde se encuentra distribuida la población (Oeste), dominado por los paisajes con alturas < a 400 msnm; el segundo constituido por la sección con precipitaciones que van desde los 2600 mm a los 2700 mm, caracterizado por presentar uniformidad durante el periodo de lluvia y se corresponde con los paisajes con alturas comprendidas entre 400 msnm y 720 msnm; y el tercero con valores de precipitación que varían entre 2700 mm y 2900 mm ubicados en la parte alta del río Cuao al este del área, localizado en los paisajes más elevados con aturas > 720 msnm (MARNR, 2003).

Existe una relación inversamente proporcional entre la evaporación y la precipitación, es decir, que en el periodo comprendido entre *mayo* y *julio* que es cuando se presentan las mayores precipitaciones, los valores de evaporación son los más bajos, por debajo de los 150 mm mensuales, correspondientes al mes de *junio*. Por otra parte, los meses de mayor evaporación corresponden al periodo de *diciembre* a marzo con valores de hasta 230 mm mensuales (MARNR, 2003).

3.2 RELIEVE

El relieve en el estado Amazonas forma parte apreciable del escudo de Guayana aunque no formando una cadena ininterrumpida de elevaciones, sino formando macizos aislados entre sí. Debido a la antigüedad de su geología y a los diferentes materiales que lo componen, el relieve se puede clasificar en una primera aproximación como plano y bajo, cubiertos por sabanas y selvas interrumpidas por macizos (MARNR, 2003).

El sistema montañoso está constituido por una serranía de unos 70 km de longitud y está asociado a la existencia de macizos graníticos, altiplanicies y tepuyes el cual se extiende hacia el extremo noroccidental y se dirige en 2 direcciones, este y sur, encontrándose pequeños valles a lo largo de los ríos Parguaza y Cataniapo, que generalmente poseen una dirección noreste -suroeste, configurando de esta manera los límites con el estado Bolívar (MARNR, 2003).

En su mayoría el área estudiada está constituida por tierras bajas cubiertas por suelos residuales o aluviones, interrumpidas en ocasiones por colinas de elevaciones menores a los 900 m de altura (hacia el sur-oeste) provenientes de restos de domos graníticos, parcialmente alterados, de los cuales algunos tienen su origen en el desarrollo de "Inselbergs" (Yañez, 1973).

3.3 SUELOS

Los suelos en la región en su mayoría se han originado del desgaste de materiales correspondientes a las formaciones más antiguas de Venezuela. Una de estas es el Granito de Parguaza, el cual se originó en el Precámbrico y su edad se calcula entre los 1300 y 1825 ma.

Estos suelos han sido sometidos a un intenso proceso de meteorización y lixiviación a través de su historia geológica, causado por las elevadas precipitaciones y temperaturas ambientales.

Los granitos y demás rocas ácidas constituyen la base mineralógica, mientras que las altas temperaturas y la cuantiosa pluviosidad han actuado como agentes de disgregación mecánica y transformación físico-químico, transporte y depositación de sedimentos durante largos periodos geológicos (Sistemas Ambientales Venezolanos; MARNR, 1983).

Por su edad y condiciones climáticas imperantes, la mayoría de estos suelos han soportado en su desarrollo un proceso de ferratización muy avanzado, el cual se caracteriza por la lixiviación de sílice y la descomposición de las arcillas en caolinitas, óxidos de hierro y aluminio hidratado (Sistemas ambientales Venezolanos; MARNR, 1983).

Según el sistema de la clasificación de “US Soil Taxonomy, USDA”, los suelos del área corresponden principalmente a tres órdenes: Entisol, Ultisol e Inceptisoles.

Las características de los suelos en la región están estrechamente relacionadas con los aspectos climáticos, hidrográficos, geológicos y geomorfológicos, y en gran parte determinan la diversidad de la vegetación de esta región.

En función de lo antes expuestos se tienen diferentes tipos de suelos para las distintas categorías de paisajes, representados de la siguiente manera (FIG. 3-1):

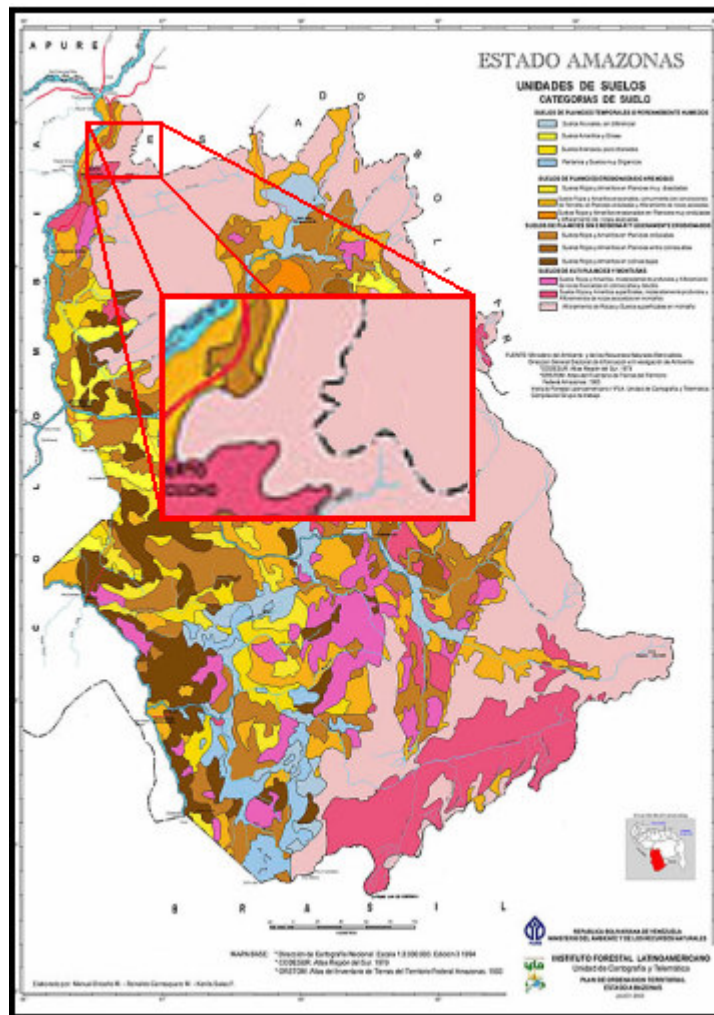


FIG. 3- 1 Mapa de Unidades de Suelos del estado Amazonas. Tomado y Modificado del MARN, 2003. El rectángulo rojo muestra el área de estudio del presente trabajo.

Las principales características de los suelos predominantes son:

3.4.1 ENTISOLES

Es el tipo de suelo de mayor abundancia en el área de estudio, con un porcentaje aproximado de 48 %, ubicados al sureste - noreste de la zona, se caracteriza por tener un escaso desarrollo evolutivo, ya que su origen es reciente. Esto se observa en aquellos suelos formados a partir de materiales coluvio-aluviales y aluviales.

Litológicamente, está asociado a rocas de la Provincia Geológica de Cuchivero, así como también a sedimentos de origen Coluvio-aluviales y aluvial del Cuaternario.

Estos suelos pueden ser moderadamente profundos a muy profundos (> 100cm), y en ocasiones pueden llegar a ser superficiales (5-40cm), de textura fina; se presentan bien drenados en el área de montaña y menos drenado al llegar a las áreas de mayor depresión.

3.4.2 ULTISOLES

Constituye el segundo orden de mayor abundancia en el área a estudiar con un porcentaje aproximado de 42%, se caracterizan por ser suelos con un avanzado desarrollo debido a los intensos procesos de meteorización de la roca. Estos suelos presentan acumulación de materia orgánica y se encuentran localizados en el paisaje de planicies y mesetas, específicamente al suroeste, noroeste y parte sureste del mapa generando procesos de enriquecimiento de bases superficiales, como consecuencia de la descomposición de los restos vegetales presente en zonas depresionales, bajo condiciones de saturación permanente.

3.4.3 INCEPTISOLES

Se consideran el tercer orden de abundancia en la zona con un porcentaje aproximado de 15%. De acuerdo a que estos son suelos se destacan por su bajo o moderado desarrollo evolutivo.

Este tipo de suelo se encuentra ubicado en el paisaje de planicie caracterizados por ser: superficiales (menores de 25 cm), moderadamente profundos (de 50 a 100cm) y ocasionalmente muy profundo (mayores de 150 cm) de textura fina a gruesa. El riesgo a la erosión está limitado por las bajas pendientes y por la presencia de una cobertura selvática.

Químicamente son suelos de baja fertilidad natural, donde el drenaje es denso a excepción de las áreas depresionales donde el drenaje es escaso.

En cuanto a su litología, se puede decir que este tipo de suelo se encuentra asentado en materiales no consolidados, que corresponde a depósitos recientes del Cuaternario, ubicados en los márgenes del río Orinoco al noroeste del área de estudio.

En general los suelos del área son muy pobres y delgados, juegan el papel de soporte mecánico de la vegetación, por cuanto los ciclos de nutrientes son casi externos al suelo, desarrollándose en la biomasa vegetal. En ellos solo el horizonte superficial, que a menudo es muy delgado, son fértiles por la presencia de material orgánico en la superficie, lo que aumenta la capacidad de intercambio y es el único componente que interviene para modificar su pobreza química. El contenido de carbono en la superficie es del orden del 0,4% y el pH es casi siempre más ácido en la superficie que en la parte interna (Sistemas Ambientales Venezolanos; MARNR, 1983).

3.5 VEGETACIÓN

En el área se puede observar el desarrollo de formaciones vegetales adaptadas a las condiciones de temperatura, humedad, suelo y fisiografía. De acuerdo a la reciente publicación del Plan de Ordenamiento Territorial del Municipio Atures - estado Amazonas, por MARNR, 2003; se pueden distinguir para la región seis diferentes tipos de vegetación, como lo son los bosques y Sabanas distribuidas de la siguiente manera: (FIG. 3-2):

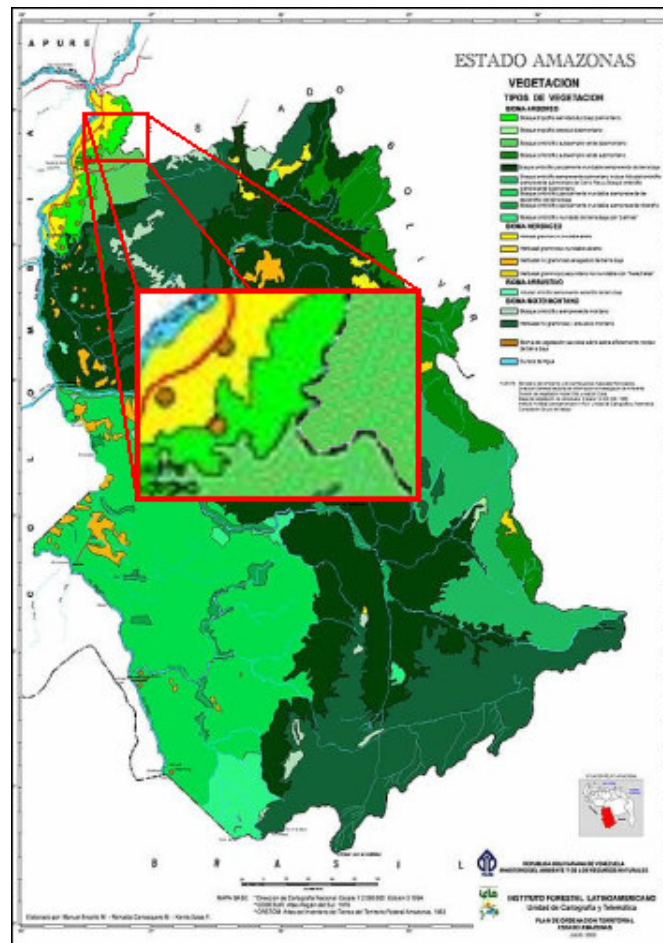


FIG. 3- 2 Mapa de Unidades de Vegetación del estado Amazonas. Tomado y Modificado del MARN, 2003. El rectángulo rojo muestra el área de estudio del presente trabajo.

3.5.1 BOSQUES

De acuerdo a C.V.G Tecmin (1994), esta formación vegetal corresponde a zonas bioclimáticas Tropófilo Macrotérmico, es decir, un bioclima seco tropical de bosques medio denso a bajo denso, y Ombrófilo Macrotérmico, es decir bioclima húmedo tropical de bosques medio denso a bajo ralo. Se presentan esencialmente en los paisajes de planicies, mesetas y lomeríos.

Los bosques desarrollados en los paisajes de planicies se encuentran cercanos al río Orinoco y a los márgenes del mismo hacia el noroeste y suroeste del área.

Estos son bosques de cobertura vegetal media y alturas variables de carácter siempre verde, lo cual viene dado por el régimen de inundación de los suelos, pudiendo alcanzar alturas de 8 a 16 m en áreas sujetas a inundaciones en periodos largos, y alturas de 20 a 26 m en áreas de drenaje denso hacia los márgenes del río Orinoco.

Se caracterizan por presentar suelos del tipo Entisol y Ultisol, con presencia de afloramientos rocosos. También se pueden encontrar formaciones boscosas de características bajo denso o bajo ralo, con incrustaciones de sabanas, arbustales y morichales.

Los bosques desarrollados en paisajes más elevados como montañas y mesetas localizados hacia el noreste y noroeste del área de estudio, se caracterizan por presentar bosques bajo denso y medio denso con arbustales, que pueden alcanzar alturas comprendidas entre los 18 y 30 m, intercalados con vegetación siempre verde.

Los bosques localizados hacia el suroeste y la parte central del área están asociados principalmente a paisajes de Lomerios y Peniplanicies, estos presentan una composición de bosques medio denso de cobertura variable (densa a rala) y asociaciones de bosques bajo denso y bajo ralo, que en algunos casos tienden a relacionarse con sabanas gramíneas arbustivas. Presentan una altura media de 16 a 25 m, y pueden alcanzar hasta los 28 y 40 m.

3.5.2 SABANAS

Este tipo de formación herbácea se desarrolla en las zonas bioclimáticas Tropófilo Macrotérmico y Ombrófilo Submesotérmico que conforman el paisaje de planicie extendida a lo largo del margen derecho del río Orinoco, al oeste del área de estudio.

Estas sabanas se caracterizan por presentar una cobertura que varía de densa a rala, con una altura inferior a los 1.5 m dominados principalmente por gramíneas de tipo llanero, eventualmente puede presentar otras hierbas bajas y árboles (C.V.G Tecmin,1994).

3.5.3 VEGETACIÓN EN LAJAS

Según C.V.G Tecmin (1994), este término está relacionado con los afloramientos rocosos de granitos con forma de “*Inselberg*”, conocidos localmente con el nombre de “lajas” los cuales están presentes hacia el suroeste y parte central del área, donde se han desarrollado cierta vegetación herbácea – arbustivo, adaptada a las condiciones mínimas de disponibilidad de nutrientes, cuya diversidad, densidad de cobertura y altura dependen del tamaño de las grietas y depresiones existentes en los afloramientos. De esta manera, las coberturas varían desde pequeñas manchas de vegetación pionera hasta sabanas gramíneas e incluso bosquecillos. Estos últimos contienen árboles de hasta 8 a 10m de alto, la mayoría de ellos deciduos, sobre una capa del suelo (específicamente del tipo Entisol) relativamente delgada.

La vegetación pionera ocupa pequeñas depresiones o grietas, estando formada por un estrato herbáceo de hasta 80-100 cm, y un estrato totalmente deciduo.

CAPÍTULO IV

ANTECEDENTES Y GEOLOGÍA REGIONAL

Los trabajos previos que se obtuvieron como resultado de una investigación de antecedentes en la zona de estudio, se citan a continuación:

Mc CANDLESS (1966) describe las características geológicas principales entre el río Orinoco y el paralelo 6° en donde describe por primera vez la unidad desde entonces denominada Granito de Parguaza, que es la que aflora en el área de estudio. La define como una masa granítica intrusiva de carácter biotítico, homogéneo, de grano grueso, con textura porfidítica marcada y peculiar, que aflora desde el río Suapure en dirección Sur-Oeste hacía las zonas de Puerto Ayacucho, margen izquierda del río Orinoco en Colombia y parte noroeste del Territorio Federal Amazonas (ahora estado Amazonas), ubicándose sus mejores afloramientos en el raudal de Maracas en río Parguaza y en los Domos de Pijiguao, distrito Cedeño, estado Bolívar.

Describe a el granito del Parguaza como una roca holofanerocristalina, subidiomórfica granular, de grano muy grueso, inequigranular, maciza, con textura rapakivi, constituido por cuarzo (20%), feldespato potásico (40%), oligoclasas (25%), biotita (7%), hornablenda (8%) y cantidades menores de clinopiroxeno, fluorita, apatito y opacos. Alrededor de 10% de los fenocristales muestran zonación múltiple y el feldespato potásico es pertita microclino, a diferencia de otros “Granitos rapakivi” los cuales contienen ortosa.

Por la mineralogía y ausencia de texturas gráficas y mirmequíticas se piensa que el Granito del Parguaza es post-tectónico o atectónico del tipo “seco”, formado a profundidades del orden de 15 a 20 Km.

MCCONNELL (1968). Realiza un estudio detallado sobre las superficies de planación en Guyana y define 6 superficies las cuales han sido datadas y correlacionadas con superficies similares en África, Brasil y Surinam.

MARTÍN (1972) realizó la interpretación paleotectónica del Escudo de Guayana en base a la inter-relación de parámetros petrológicos, geoquímicos, estructurales, metamórficos, geocronológicos y paleomagnéticos; analiza las diversas removilizaciones graníticas y eventos termales.

MENDOZA (1972) define el granito de Pijigao, como un granito leucocrático de color rosado salmón, grano fino, equigranular, macizo, de aspecto subvolcánico, expuesto en la base del Domo de Pijigao. Su textura es poiquilítica de aspecto moteado recristalizada, superimpuesta a una textura hipidiomórfica granular con la siguiente mineralogía: cuarzo (30%), microclino (40%), albita (20%) y cantidades menores de biotita, epidoto, titanita, opacos, clorita. En base a su alto contenido de cuarzo y feldespato potásico, escasez de máficos (biotita) y ausencia total de hornablenda y piroxeno, se ha postulado al Granito como una facies de borde o una diferenciación más ácida y de grano fino del Granito del Parguaza.

El Granito de Pijigao también podría ser equivalente a los granitos de grano fino y microgranitos asociados al granito de Guaniamito del Grupo Cuchivero (ahora Asociación Cuchivero).

PASQUALI et al.,(1972) realizó, por primera vez, el estudio sobre la meteorización en ambiente tropical de rocas graníticas, riocacitas y anfibolitas del Granito de Paragua, estado Bolívar.

El propósito del estudio fue determinar la distribución de los elementos principales de la roca fresca hasta la superficie cuando el granito meteoriza, y establecer un modelo mediante el cual pudiera explicar la meteorización del granito

en los ambientes de selva y sabana. Realizaron 16 calicatas en el granito para evaluar la variación en su perfil de meteorización de acuerdo a los cambios de desnivel, topografía, ambiente vegetal, predominio o ausencia del mismo (selva y sabana) y su variación con la profundidad.

TALUKDAR Y COLVÉE (1973) señalan la posible presencia del “Complejo de Imataca” y del “Supergrupo Pastora” como basamento previo a la gran orogénesis durante la cual se desarrolló el Grupo Cuchivero. Esa orogenia del tipo andino se extendió según esos autores entre los 1400 y los 1600ma, en base a determinaciones radiométricas por los métodos K-Ar y Rb-Sr en roca total. Datos más recientes (MENDOZA, 1973,1975) contradicen lo postulado por TALUKDAR Y COLVÉE (1973).

SZCZERBAN (1974) estudió la geología y petrología de la región de Puerto Ayacucho, Territorio Federal Amazonas (ahora estado Amazonas). Centró su atención en las rocas ígneas que afloran en el área, ya que los otros tipos de rocas presentes están constituidas por aluviones y suelos, estos residuales originados a partir de las rocas ígneas ácidas.

Las rocas ígneas del área forman parte de un gran batolito de unos 280 x 150 km, constituido por rocas ígneas ácidas, de composición granítica, altamente feldespática que se caracterizan por presentar la típica textura rapakivi, denominado Granito de Parguaza.

Es un batolito de origen magmático, siendo el magma original rico en K y volátiles, cristalizado a altas presiones de agua, diferentes profundidades, emplazado en la epizona y origenéticamente post- tectónico.

Presenta pequeños cuerpos de granito de grano fino originado por cristalización de líquidos residuales del mismo magma, y de granito moteado producto posiblemente de la asimilación de rocas cuarzosas estratificadas.

La edad del Granito de Parguaza está alrededor de los 1500 ma, presenta intrusiones y xenolitos de roca de la Formación Cinaruco.

TALUKDAR Y COLVÉE (1975) reagruparon rocas volcánicas, granitos y rocas intermedias, tectonizadas y no tectonizadas como “Grupo Cuchivero” (1400-1900 ma).

MENDOZA (1972, 1973,1975) introdujo el concepto de Supergrupo Cedeño para dos grandes grupos de rocas graníticas, aflorantes en el área del río Suapure. Cada uno de estos grupos presenta trenes estructurales y geoquímicos, caracteres petrográficos, edades radimétricas y relaciones isotópicas Sr87/ Sr86 iniciales, muy diferentes. En efecto, el Supergrupo Cedeño está integrado por el Grupo Cuchivero (RIOS, 1969) y el Grupo Suapure (MENDOZA, 1972), los cuales están separados por metabasitas. El Grupo Cuchivero está constituido por la Formación Caicara (volcánicas y piroclásticas ácidas) y por los granitos leucocráticos de Santa Rosalía y San Pedro (levemente foliados).

La edad del Grupo Cuchivero está próxima a los 1950 ma establecido por el método Rb/Sr roca total isocrona (GAUDETTE y otros, 1977). El Grupo Suapure está formado por granitos anorogénicos, masivos, ricos en máficos (hasta 25% entre biotita y hornblenda \pm piroxenos), de grano grueso, textura rapakivi, escasamente recrystalizados (granitos de Parguaza) y por granitos de grano fino-medio, masivos, sin hornblenda (granitos de los Pijiguaos). El granito del Parguaza presenta edad de 1550ma por métodos Rb-Sr roca total isocrona y U-Pb en zircones. Así pues las rocas del Grupo Cuchivero son sin-tectónicas tardías y se originaron durante la orogénesis Transamazónica (HURLEY, 1973), mientras que los granitos del Parguaza son

anorogénicos y parecen representar un gran evento termal de extensión continental (HURLEY y otros, 1973; GAUDETTE y otros, 1977) que varios autores denominaron Parguazensis (MARTÍN 1972, GAUDETTE y otros, 1977). Es probable que el evento Parguazensis sea hasta de extensión transcontinental, como lo sugieren las grandes similitudes geológicas con los granitos Rapakivi de Finlandia.

BLANCANEUX, P. POUYLLAU, M. (1976) realizaron un estudio pedo-geomorfológico sobre las formaciones graníticas de la región de puerto ayacucho, estado Amazonas, donde se hace una interpretación en cuanto a los suelos y a la geomorfología.

MENDOZA (1977) realizó una excursión geológica al Territorio Federal Amazonas (ahora estado Amazonas), con el objetivo de mostrar el frente tectónico, o probable sutura que está localizada entre San Fernando de Atabapo y Santa Bárbara (Río Orinoco).

Esta zona, de 90 km de longitud por unos 2-5 km de ancho, separa dos provincias petrotectónicas (FIG. 1-2), con características litológicas, lineamientos estructurales, grado metamórfico y caracteres geomorfológicos contrastantes.

La primera que se describe es la provincia petrotectónica de Ayacucho, al norte de la zona de sutura, está constituida por granitos post-tectónicos o anarogénicos del tipo Parguaza (1550 m.a), con granodioritas del Sipapo y riocitas del Guayapo, secuencia que intrusióna un basamento de rocas volcánico (piroclásticas) ácidas y granitos sintectónicos del tipo Grupo Cuchivero del transamazónico (1950 m.a). Predominan los lineamientos estructurales en dirección N50-60E, los cuales son cortados y desplazados por los de dirección N30-40W. El relieve de esta parte del Amazonas es el más abrupto y accidentado, el drenaje es enrejado y dendrítico.

Por otra parte, la provincia petrotectónica de Casiquiare al sur de la sutura, está integrada por rocas plutónicas intermedias que varían de cuarzo-monzonitas y trondjemitas a tonalitas, dioritas y gabros, con textura gneisica bien desarrollada y frecuente presencia de migmatitas del tipo complejo Supamo. Los lineamientos estructurales predominan en las direcciones N 50- 60 E y E-W, es una provincia es sumamente plana (“plenillanura de Casiquiare”) y el drenaje es enrejado.

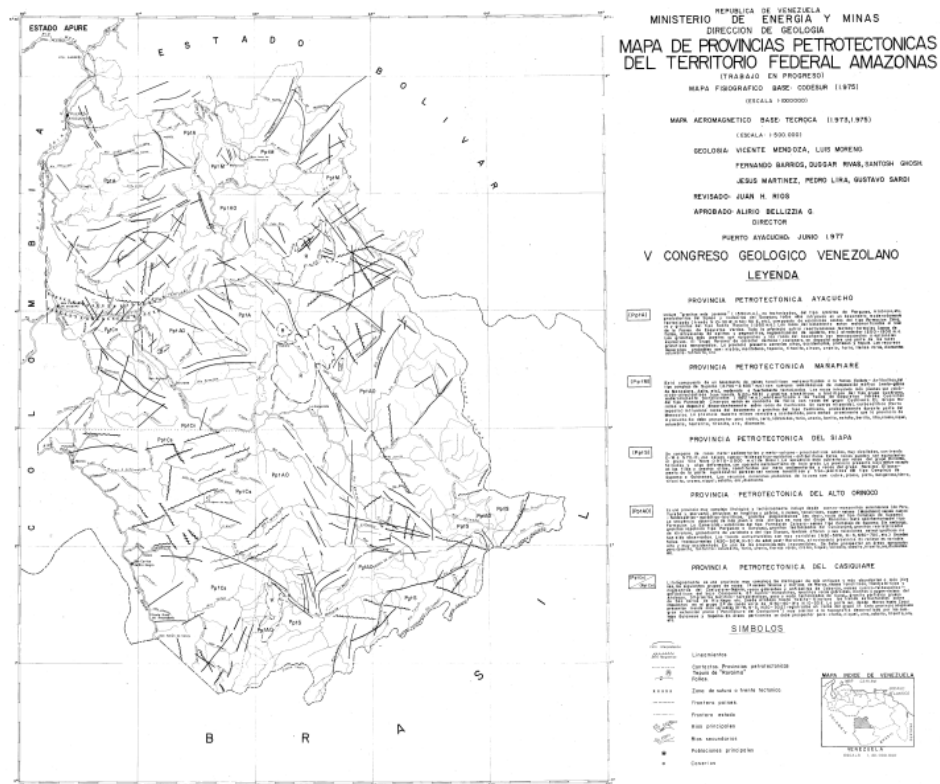


FIG. 4- 1 Mapa de Provincias Petrotectónicas del Territorio Federal Amazonas. Tomado de Mendoza (1977), V Congreso Geológico Venezolano.

MENDOZA (1977) publica el trabajo “Evolución Tectónica del Escudo de Guayana” donde define las provincias geoestructurales de Bolívar, Ezequibo, Amazonas y Canaima con carácter más regional que las anteriores divisiones y reconoce también cuatro de los cinco ciclos tectotermiales (orogénesis) del precámbrico reconocidos a nivel mundial: a. Guriense (3600-2700 ma); b.

Guayanense (2600- 2100 ma); c. Transamazónica (2000 – 1700 ma) y d. Orinoquense (1200 – 800 ma).

El Grupo Roraima y el Granito del Parguaza de las provincias de Canaima y Amazonas respectivamente, las consideró como unidades tectónicas, originadas en el período inter-orogénico Transamazónico-Orinoquense.

La edad de cristalización del Grupo Suapure ha sido calculada por Guadette (1977) en 1545 ± 20 ma por el método U – Pb en zircones y de 1521 ± 39 ma por el método Rb-Sr en roca total isócrona, con reactivación alrededor de los 1250 ma.

BRICEÑO, H. (1984) realizó un estudio en la zona de puerto ayacucho a través de las imágenes landsat 5 en donde hace una integración entre las imágenes satelitales y fotografías aéreas como parte de su trabajo de ascenso.

SCHUBERT y BRICEÑO (1990) realizaron el estudio de la geomorfología en la gran sabana, en donde describen dos superficies de planación que son preservadas en la zona y las comparan con otras superficies descritas en sur América.

CHALBAUD (2000) hizo estimaciones del espesor cortical del Escudo de Guayana mediante dos modelos bidimensionales de la corteza. El primero en dirección este-oeste paralelo al río Orinoco, se extiende 600 km desde el Callao hasta Caicara; el segundo presenta dirección norte-sur, cubre la región sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y el sur del poblado de Ciudad Piar.

A los fines de la interpretación a realizar en esta investigación, es conveniente precisar que el modelo bidimensional este-oeste (FIG. 1-2) se caracteriza por presentar dos capas que constituye la corteza superior, tres capas dentro de la corteza inferior y parte del manto superior.

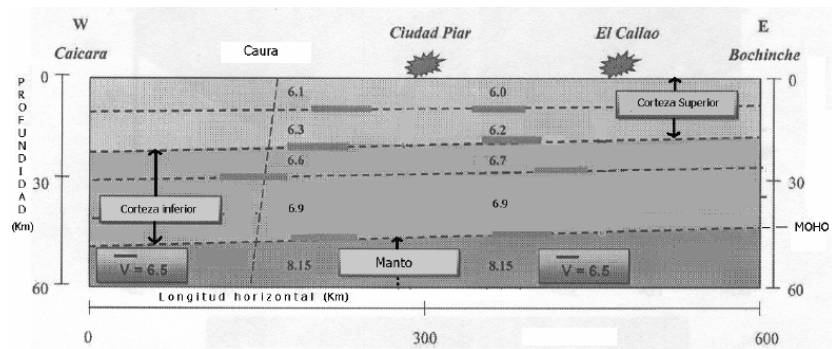


FIG. 4- 2 Modelo Geológico del Escudo de Guayana, paralelo al río Orinoco. Tomado de CHALBAUD (2000).

MENDOZA (2005), presenta un resumen actualizado de la fisiografía de las provincias geológicas de Venezuela, mediante una recopilación de publicación y trabajos de grado actualizados, incluyendo los recursos minerales de Guayana en Venezuela y relacionándolas con la evolución geotectónica de cada provincia a lo largo de todo el territorio nacional.

C.V.G TECNICA MINERA C.A (s/f), realizó un mapa en base a la interpretación geológica de las hojas NB-19-11 (Puerto Ayacucho) y NB-19-12 (Río Parguaza) a escala 1: 250.000. (Fig 1-4)

GEOLOGÍA REGIONAL

4.1 GENERALIDADES

El Escudo de Guayana se localiza al sur del río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela, con rocas tan antiguas como 3.41 Ga (granulitas y charnockitas del complejo de Imataca) y tan jóvenes como 711 Ma (kimberlitas eclogíticas de Guaniamo), que registran en buena parte una evolución geotectónica similar a la de otros escudos precámbricos en el mundo, con al menos ruptura de supercontinentes en 2.4-2.3 Ga (Guayanensis), 1.6-1.5 Ga (Atlántica-Caura), 0.8-0.7 Ga (Rodinia) y 0.2 Ga (Pangea). (Mendoza, 2005)

4.2 PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA

(MENDOZA, 2005).

En particular, el Escudo de Guayana, que se compone de las Provincias Geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, (FIG.ura 4-1), forma parte del Cratón Amazónico del precámbrico de Sur América, que se extiende por el norte de Brasil, las Guayanas, remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia y estaba unido a África occidental hasta la ruptura de la Pangea, hace unos 200 Ma. (Mendoza,2005).

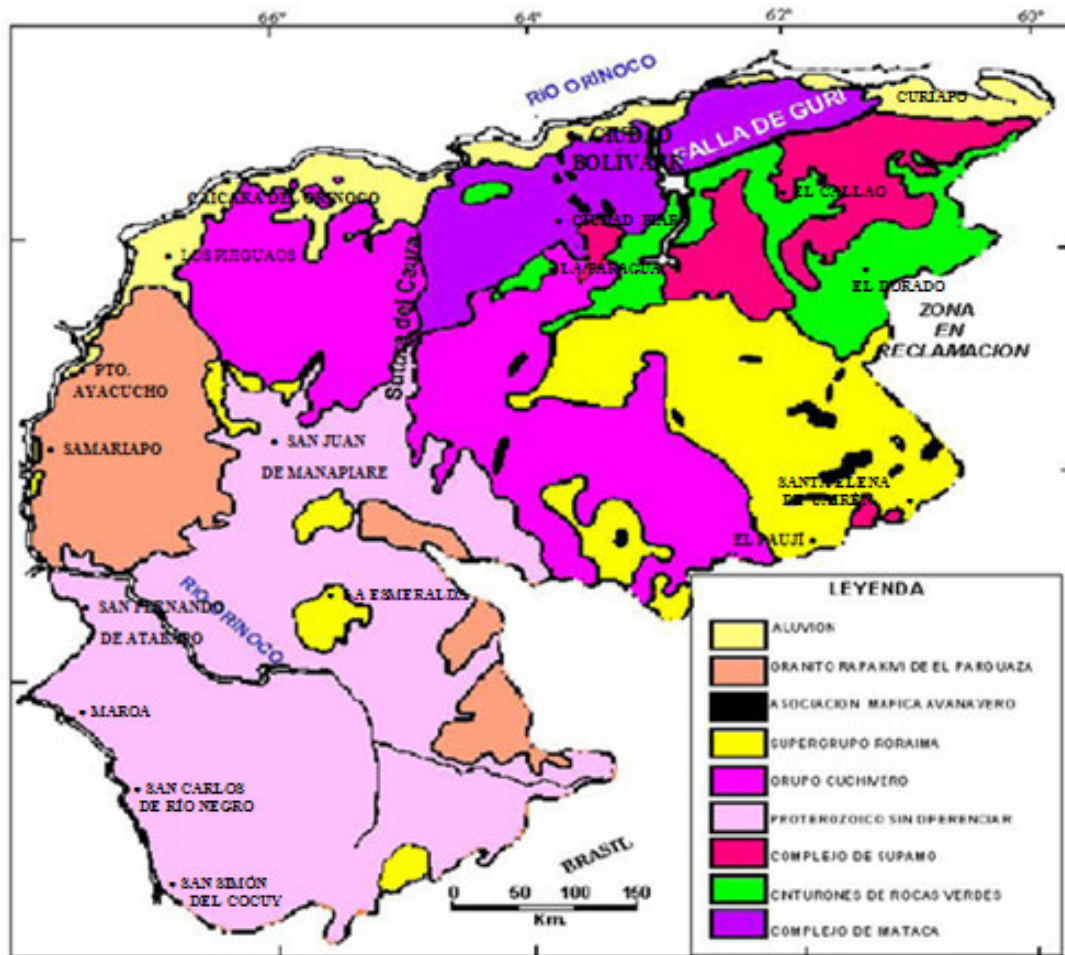


FIG. 4- 4 Mapa de Provincias Geológicas del Escudo de Guayana. Tomado y modificado de Mendoza, 2005

4.2.1 PROVINCIA GEOLÓGICA DE IMATACA

Esta situada al extremo Norte de la Guayana Venezolana. Se extiende en dirección suroeste-noreste desde las proximidades del Río Caura hasta el delta del Orinoco y en dirección noroeste-sureste aflora desde el curso del río Orinoco hasta la falla de Guri por unos 550 Km y 80 Km, respectivamente. Presenta una edad de 2.24 Ga. Petrológicamente pertenece al Cinturón Granulítico. Está formada 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 (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales con menor grado de metamorfismo y más jóvenes CRV-TTG gnéísicos.

Las rocas de alto grado metamórfico se interpretan como evolucionados primitivos Cinturones de Rocas Verdes y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita y sufrir luego parcialmente metamorfismo retrógrado, registrando toda la historia evolutiva del escudo (Mendoza, 1.974).

La provincia Imataca registra seis o más dominios tectónicos, separados entre sí por grandes fallas tipo corrimientos. Internamente el plegamiento es isoclinal con replegamiento más abierto. En la parte norte, los pliegues tienen rumbo noroeste mientras que en la parte sur la tendencia dominante de los pliegues es N 60°-70°E que es la que predomina regionalmente, es decir aproximadamente paralelas a la falla de Guri.

Algunos gneises, considerados sin evidencia alguna como metasedimentarios, fueron datados en roca total por Rb/Sr y Pb/Pb como en 3.7-3.4 Ga. Rocas del Complejo de Imataca fueron tectonizadas y deformadas, intrusionadas y metamorfizadas alrededor de los 2.8-2.7 Ga (migmatita de la ceiba) y luego durante la

Orogénesis transamazónica cuando fueron metamorfizadas de nuevo hasta alcanzar la parte superior de la facies anfibolita y la facies granulita de dos piroxenos (Sidder y Mendoza, 1.995).

4.2.2 PROVINCIA GEOLÓGICA DE PASTORA

Esta provincia se ubica al sur de la Provincia Imataca Se extiende desde la Falla de Gurí al norte hasta las proximidades del Parque Nacional Canaima al sur (km 95 carretera El Dorado-Santa Elena), por el este hasta los límites con la zona en reclamación del Esequibo, al oeste hasta el río Caura y al sur está limitada por la provincia Roraima. Presenta una edad de aproximadamente 2094-1984 ma.

Estos complejos suelen estar tectonizados, metamorfizados y son pre-Transamazónicos, pero otros no muestran casi tectonismo ni metamorfismo y son post-Transamazónicos de la Suite Avanavero.

4.2.3 PROVINCIA GEOLÓGICA DE CUCHIVERO-AMAZONAS.

La Provincia de Cuchivero parece extenderse hacia el sur-sureste en el estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico según Sidder y Mendoza (1.995). Aprox. 1.9 G.a – 1.8 G.a. Post Orogenesis Transamazonica.

Esta provincia geológica de Cuchivero incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmaticas con granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuhivero; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de El Parguaza y complejos alcalinos como el de La Churuata y rocas asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto, lámprofiros y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo.

UNIDADES LITODEMICAS ASOCIADAS A LA PROVINCIA GEOLOGICA CUCHIVERO-AMAZONAS

Dentro de estas unidades se describirán las Superasociación Cedeño con contienen la Asociación Cuchivero y Asociación Suapure.

SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO

Esta compuesta por las siguientes unidades:

ASOCIACIÓN CUCHIVERO

La Asociación Cuchivero, fue definida por Ríos (1972) como compuesto de rocas volcánicas riolíticas de las Volcánicas de Caicara, y de los ranitos biótíticos de Santa Rosalía, horabléndíticos de Guainiamito, el Granito de San Pedro y las Metabasitas, descritos a continuación:

Volcánicas de Caicara

Litológicamente se compone de tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidianas y domos riolíticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y aún basálticas, todas ellas de afinidad calcoalcalinas.

Esta unidad fue definida por Ríos (1969) en una sección transversal a la serranía o “fila” de Morichal Negro, hacienda Santa Inés, en la vía a Guaniamo, a unos 30 km. al sur de Caicara del Orinoco, distrito Cedeño, estado Bolívar.

Granitos biotíticos de Santa Rosalía

Este Granito es de grano medio a grueso, aproximadamente equigranular, con biotita, escasa a ausente hornblenda.

Aflora extensamente desde la Serranía El Mato en el Caura al pueblo de Santa Rosalía, al este, hasta el río Suapure al oeste y hasta el río Ventuari al sur.

Granitos Hornablendíticos de Guaniamito

Es un granito hipoabisal, porfidico, rico en hornblenda, con textura gneisica gruesa bien desarrollada hacia la zona de la Falla de Cabruta y su edad Rb-Sr roca total dio 1425 ma equivalente al Parguaza, aunque tectonizado y convertido en gneis por la falla de Cabruta. Aflora más localmente en el caño del mismo nombre y en el Río Guaniamo.

Granito de San Pedro

Es un granito subvolcánico, de grano fino, facies del Granito de Santa Rosalía. Aflora cerca del paso San Pedro en el río Suapure.

Metabasitas

Son rocas volcánicas de composición máfica (basáltica a andesítica) alteradas deutéricamente o metamorfizadas levemente. Afloran en la región del Alto Supamo. Las áreas de afloramiento son pequeñas por lo que no se ha podido establecer una relación entre sus diferentes tipos.

ASOCIACIÓN SUAPURE

La Asociación Suapure fue definida por Mendoza (1974) como compuesto por el Granito de Pijiguaos y el Granito de El Parguaza. Describas a continuación:

Granito de Pijiguaos

Es un granito de grano fino, equigranular, aspecto algo recristalizado “parcialmente horneado por el Granito Rapakivi de el Parguaza”, muy rico en cuarzo y microclino, con textura moteada en la que se observan dos o más generaciones de cuarzo, posiblemente correspondientes con las pulsaciones o intrusiones inmediatas posteriores del Granito Rapakivi de el Parguaza.

Aflora en la mitad inferior de los domos del mismo nombre, en contacto no transicional con el Granito Rapakivi de el Parguaza.

Granito Rapakivi del Parguaza

Es una roca masiva, de colores grises, de grano muy grueso, **textura** inequigranular **wiborgita** rapakivi con bajo a moderado contenido de cuarzo (5%-20%) alto de microclino-peritita (25% - 55%), moderado de oligoclasa (15% - 30%) y notorio de minerales máficos enriquecidos en FeO (biotita 3% - 17%, hornblenda 1-24% ± clinopiroxeno) con cantidades menores de magnetita, ilmenita, circón y fayalita. Son rocas metaluminosas a peraluminosas, de afinidad toleítica, ricas en Fe, K, Rb, Ni, Th, F, RE., Es, muy bien fraccionadas.

Ocupa una gran superficie desde los Pijiguaos al Este hasta Puerto Ayacucho al Oeste y desde el Río Orinoco al Norte hasta la confluencia del Río Ventuari con el Orinoco en Amazonas, al Sur, con forma elipsoide de 250 km de eje NS por 120 km de eje este-oeste.

4.2.4 PROVINCIA GEOLÓGICA DE RORAIMA.

La Provincia Geológica de Roraima se extiende desde los límites del Parque Nacional Canaima, hacia el Km 95 cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairen en dirección norte-sur y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua en dirección este-oeste. Su edad esta datada en 1800 ma.

Reid (1974) dividió el Grupo Roraima en el área de Santa Elena del Uairén en cuatro formaciones, que de más antigua a más joven, son: Uairén, Kukenan, Uaimapué y Mataui. Mayormente distinguidas por ser secuencias sedimentarias.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1450 ma, y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; Urbani, (1977) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS ASOCIADAS A LA PROVINCIA GEOLOGICA DE RORAIMA

SUPER	}	Grupo Roraima		
		Fm Capas de Abaran	Formación Cinaruco	Formación Unturán
		Formación Ichún (Parte Superior)	Formación Los Caribes (Parte Superior)	Formación Úrico (Parte Superior)
RORAIMA		Conglomerados de Pacheco (Parte Superior)	Conglomerados de Moriche (Parte Superior)	
SUPER	}	Fm La Esmeralda	Formación Maracapa	Formación Nebleina
GRUPO		Formación Ichún (Parte media e inferior)	Formación Los Caribes (Parte media e inferior)	Formación Úrico (Parte media e inferior)
PRE-RORAIMA		Conglomerados de Pacheco (Parte media e inferior)	Conglomerados de Moriche (Parte media e inferior)	

FIG. 4- 5 Tomado y modificado de Mendoza (2005)

4.3 TECTÓNICA REGIONAL

En cuanto a lo que se refiere a la tectónica regional y al origen o génesis de la litología, Mendoza (2005) señala una serie de eventos los cuales generan que las provincias Imataca y Pastora, aflorantes al Este del Río Caura, estén en contacto discordante y de falla, en el denominado “Frente Tectónico Caura”, con la provincia Cuchivero, aflorante al Oeste del Río Caura, que en parte, es la zona de encuentro o choques de tres provincias geológicas, con rocas, metamorfismos, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes.

La historia evolutiva del escudo puede sugerirse, según los procesos que se han registrado, de la siguiente manera: (Mendoza, 2005)

- a) Orogenesis Guriense, > 3.4 Ga, formación de primitivos CRV-TTG.
- b) Orogénesis Pre-Transamazónica o Aroensis: 2.96 Ga – 2.85 Ga, anfibolitización, granulitización y migmatización de a). Aglutinación, collage, de un gran supercontinente que designamos con el nombre de Guayanensis o Kenorano (Mason y otros 1995) o Vaalbara (Condie y Sloan, 1998) hacia 2.5 Ga.
- c) Disrupción o rifting del supercontinente Guayanensis hacia 2.4 Ga -2.3 Ga. Intrusiones de magmas basálticos, anorogénicos, emplazados del manto superior a la corteza Imataca. Estas rocas aún no han sido plenamente identificadas.
- d) Orogénesis Transamazónica: desarrollo de los océanos Pastora, Barama-Mazzaruni etc, formándose los CRV de Pastora, Botanamo y equivalentes y

rocas graníticas TTG de Supamo, Báltica y equivalentes; subducción, cierre de esos océanos; colisión de los CRV-TTG con las rocas granulíticas, migmatíticas y anfibolíticas de Imataca-Kanukú, etc: de 2.3 Ga -1.95 Ga, definitiva o final granulitización ¿ de a) y b) de rocas de Imataca, formando parte del aglutinamiento y formación de otro gran supercontinente denominado Atlántica (Rogers, 1996). Rocas TTG de Supamo también intrusieron al Complejo de Imataca en 2.22 Ga en La Esperanza.

- e) Al final de la orogénesis Transamazónica o Evento Orocaima: 1.98 Ga-1.88 Ga, FEV, rocas graníticas intrusivas del noroeste estados Bolívar y Amazonas. Evento tectonotermal suave que no afectó casi al Complejo de Imataca, aunque intrusiones de granitos más jóvenes de este evento también cortaron al Complejo de Imataca.
- f) Colisión de Imataca + Pastora (parte del Supercontinente Atlántica) con el arco magmático de Cuchivero hacia 1.85-1.80 Ga. Ampliación del Supercontinente Atlántica con Cuchivero, Báltica, etc. La zona de sutura se denomina Frente Tectónico río Caura.
- g) Sedimentación de facies molasoides del Supergrupo Roraima. Inicio de fracturamiento del supercontinente Atlántica-Caura y emplazamiento de las rocas básicas de la Asociación Avanavero. No se conocen sin embargo remanentes de Roraima sobre Imataca, aunque si existen rocas básicas intrusivas equivalentes de Avanavero en Imataca.
- h) Disrupción y rifting mayor del gran supercontinente Atlántica-Caura hacia 1.60 Ga-1.35 Ga con el emplazamiento de material del manto a la corteza, su mezcla o contaminación con material basal costral granulítico-charnockítico del tipo Complejo de Imataca y la diferenciación de ese magma híbrido o

contaminado para dar origen a los granitos rapakivis de El Parguaza, Surucucú y equivalentes.

- i) Desarrollo de pequeños mares, sedimentación de rocas carbonático-dolomíticas y algunas sedimentarias samíticas y pelíticas clásticas, con pocas y escasas volcánicas dacítico-andesíticas intercaladas. Gran parte de esta secuencia fue erosionada después de la orogénesis siguiente Nickeriana o Grenvilliana.
- j) Emplazamiento de algunos complejos máficos-ultramáficos y alcalinos en áreas continentales hacia 1.4 Ga-1.3 Ga. Algunas dolomitas, de edad no establecida aún, aunque asumida Arqueozoica, aparecen en el tope del Complejo de Imataca. Sin embargo las dolomitas de edad Grenville o Nickeriana fueron, aparentemente, totalmente (¿) erosionadas en el Escudo de Guayana.
- k) Orogénesis Nickeriana: cierre de los mares, nueva colisión de placas y aglutinamiento de bloques hacia 1.2-1.0 Ga, milonitización y reactivación de Fallas como la de Guri, FEV, metamorfismo retrógrado de b) y d). Esta orogénesis equivale en tiempo a la Orogénesis Grenville cuya fase final de colisiones múltiples y aglutinamientos condujo a la formación del supercontinente Rodinia (1.0 Ga).
- l) Disrupción o rifting del supercontinente Rodinia, reactivación de grandes fallas y cruces de fallas, a través de las cuales se emplazaron complejos carbonatíticos (Cerro Impacto), lamprofiros (0.85 Ga) y kimberlitas eclogíticas (0.71 Ga) de Quebrada Grande, Guaniamo.

Al final de este evento, mejor desarrollado al sureste de Brasil, Cratón San Francisco y África Occidente, conocido como Brasiliano-Pan Africano, se formó otro nuevo supercontinente, Gondwana, hacia 0.55Ga,-0.45Ga

4.4 ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS

En el Estado Amazonas afloran en orden de mayor a menor tectonodeformación y metamorfismo, los siguientes conjuntos de rocas:

- 1) Gneises y Migmatitas tipo Minicia, Macabana, Maroa, etc.
- 2) Metasedimentos de medio grado metamórfico del Siapa.
- 3) Rocas graníticas y relacionadas, foliadas y levemente metamorlizadas: granitos >Volcánicas ácidas > andesitas > basaltos.
- 4) Metasedimentos pre-Roraima tipo formaciones Unturán, La Esmeralada, etc.
- 5) Granitos anorogénicos, postectónicos tipo Atabapo, Inirida, San Carlos, Cucuy, Parima, etc.
- 6) Complejos alcalinos y relacionados tales como La Churuata.
- 7) Sedimentos grupos pre-Roraima y Roraima.
- 8) Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado venezolano y kimberlitas.

Las edades disminuyen del noreste hacia el sur-suroeste y, por el contrario, el metamorfismo aumenta en esa dirección. Las rocas volcánicas y plutónicas graníticas similares a las de las Volcánicas de Caicara y granitos del tipo Asociación Cuchivero, que se ubican en las cuencas de los ríos Asita y Parucito, que tienen poco o nada de metamorfismo, presentan una edad de Cuchivero de 1860 - 1730 ma (Gaudette y Olsewsky, 1985) mientras que los gneises tonalíticos de Minicia y Macabana entre Atabapo y Santa Bárbara, idénticos a los gneises del Complejo de Supamo y Bártica solo dieron edades en Rb/Sr de 1.78 a 1.82 Ga (Barrios y otros, 1.985), (FIG.. 4-7).

Unidades Litológicas	Edad Ma	Método	(Sr87/Sr86) _i
Granito Rapakivi Parguaza, Los Pijiguaos	1.531±39	Rb/Sr	0.0074
Granito Rapakivi Parguaza, Bebederos	1.545±20	U/Pb	
Granito Rapakivi Parguaza, San Pedro	1.372±10	Rb/Sr	0.7114
Granito Rapakivi Parguaza, Pto. Ayacucho	1.386±28	Rb/Sr	0.7054
Granito Marieta, Granodiorita. Sipapo, Riodacita. Guayapo	1.340±10	Rb/Sr	0.7139
Granito Atabapo	1.669±47	Rb/Sr	0.7066
Gneises del R Ventuari y Amazonas Norte	1.826±34	Rb/Sr	0.7027
Granitos intrusivos en los gneises	1.805±27	Rb/Sr	0.7024
Gneises y Migmatitas de Minicia y Macab	1.823±23	U/Pb	
Migmatitas del Río Atabapo	1.782±72	Rb/Sr	0.7041
Granitoides del Río Casiquiare	1-650±83	Rb/Sr	0.7068
Granitos intrusivos San Antonio-Tamatam	1.730±133	Rb/Sr	0.6999
Granitos intrusivos San Antonio-Tamatama	1.520±25	Rb/Sr	0.7050

FIG. 4- 6 Edades de rocas graníticas del estado Amazonas (Tomado de Barrios y otros, 1985)

Sin embargo Tassinari y Macambira (1999) incluyen a los gneises de Minicia y Macabana en la Provincia Ventuari-Tapajos y reportan una edad U/Pb en circones de 1.85 Ga y 1.83 Ga e incluyen incluso a los granitos rapakivis de El Parguaza y Surucucú, anorogénicos, con edades U/Pb en circones de 1.54 Ga, en esta Provincia Ventuari- Tapajós.

En general el dominio Ventuari presenta rocas graníticas más antiguas que las del dominio Casiquiare (Barrios y otros, 1985). Edades del noroeste del Brasil y del este de Colombia demuestran buena correspondencia con edades de fuerte metamorfismo y magmatismo de la Provincia Casiquiare en el Amazonas Venezolano.

Mendoza y otros (1977) agrupan las rocas aflorantes en el estado Amazonas en cinco provincias petrotectónicas, estas son: Ayacucho, Manapiare, Alto Orinoco y Casiquiare. Las subprovincias Ayacucho y Manapiare equivalen al Dominio Ventuari y las del Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare equivalen al Dominio Casiquiare (FIG.. 4-7).

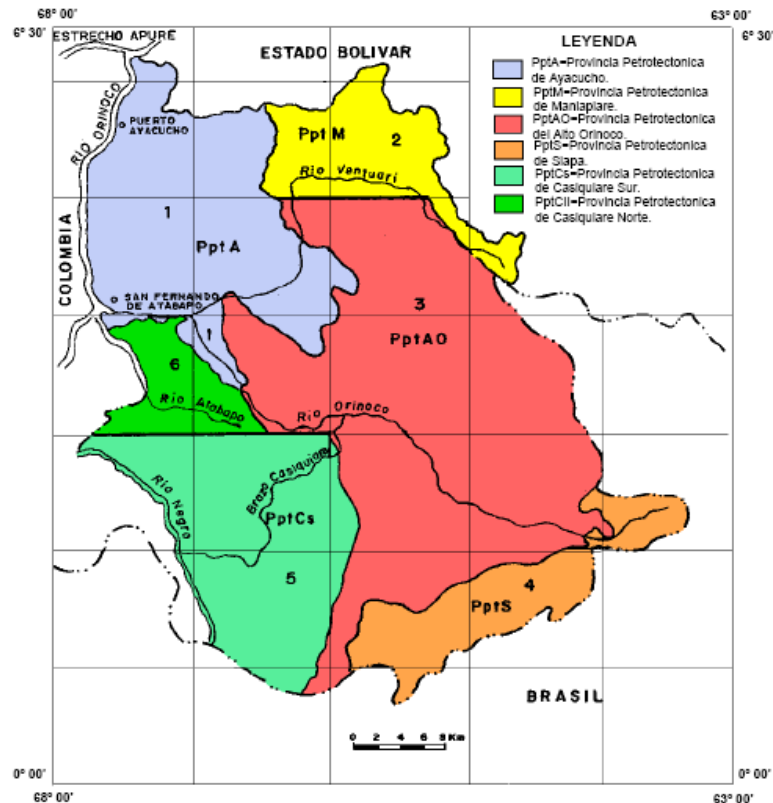


FIG. 4- 7 Mapa de Provincias Petrotectónicas del estado Amazonas, a escala 1:1.000.000 (tomado de Mendoza y otros, 1977)

Estas provincias serán descritas a continuación:

4.4 DOMINIO VENTUARI

La cual contiene las siguientes subprovincias Petrotectónicas: Ayacucho, Manapiare, Alto Orinoco.

4.4.1 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA AYACUCHO (PPTA)

La Subprovincia Petrotectónica Ayacucho incluye granitos anorogénicos más jóvenes y anteriores a 1.550 Ma, tipo Granito Rapakivi del Parguaza, Atabapo (1.696 ma por Rb/Sr, roca total), Cuao, Granito del Marieta y facies de éstos como la

Granodiorita del Sipapo y las Riodacitas Porfídicas del Guayapo (1.340 ± 10 ma), el Granito de Guapuchí, etc.

Todos ellos intrusivos en un basamento formado por rocas volcánicas tipo Volcánicas de Caicara y granitos biotíticos tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero.

Las foliaciones del basamento y fracturas de todas las rocas son $N10^{\circ}-30^{\circ}O$, estando cortadas por fracturas $N30^{\circ}-50^{\circ}E$. La intersección de estos sistemas de lineamientos coinciden con la postulada alta doble anomalía aereomagnéticas y radiométricas con posibilidades de localizar depósitos tipo Olympic Dam, en la parte sur-central del Granito Rapakivi del Parguaza.

Toda la subprovincia sufrió reactivaciones tectono-termales durante la Orogénesis Nickeriana, con milonitización y reajustes de fallas y cruces de fallas, emplazamientos de pegmatitas heterogéneas mineralizadas con estaño, columbita-tantalita y otros recursos minerales, de complejos alcalinos, aplitas y granitos especializados ricos en estaño. Los granitos intrusivos son epizonales, mientras que los de Cuchivero son mesozonales y las volcánicas son explosivas riolíticas. Geomorfológicamente, la subprovincia presenta planaltos, como el de Pijiguaos, Chivapure, Cataniapo, etc., que por lixiviación tropical lluviosa dio origen a gigantescos depósitos de lateritas alumínicas o lateritas bauxititas.

Discordante encima de toda la secuencia desde los $6^{\circ} 30'$ hasta los 4° de latitud norte, aparecen tepuis de rocas del Supergrupo Roraima, diferentes estratigráficamente unos con otros (Ghosh, 1977) pero que corresponden a la parte superior de Roraima con edad cercana a los 1500 ma., ya que descansan discordantes sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza, como pudo observarse y muestrearse tal contacto en el tepuy del Río Cuao en su curso medio-superior (Mendoza y otros, 1977).

SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA DE MANAPIARE (PPTM)

Esta subprovincia está compuesta de intrusiones de rocas volcánicas de los ríos Asita y Parucito tipo rocas Volcánicas de Caicara y de granitos biotíticos, como los de Kakuri y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, en un basamento bien expuesto en el Alto Ventuari, en las cercanías de Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondjemíticas granodioríticas (TTG) similares a las del Complejo de Supamo con intrusiones gabroides y ultramáficas estratificadas, remanentes de un complejo máfico-ultramáfico estratificado con alguna mineralización por sulfuros (pirita, calcopirita y pirrotita) como los meta-gabros de Manapiare y de Asita, que representan un objetivo para prospectar depósitos de Ni – Cu ± PGEs.

Algunas rocas metasedimentarias pre-Roraima se observan en contacto e intercaladas con las rocas volcánicas riolíticas de Caicara. Las tendencias o trenes en las volcánicas siguen fracturas tipo NS como también ocurrió con la Carbonatita de Cerro Impacto. Fracturas más antiguas en la zona son de tendencia noreste-noroeste. Un cuerpo de forma elipsoidal alargado y orientado aproximadamente norte-sur conocido como Carbonatita de Cerro Impacto intrusionó toda la secuencia en tiempos post Nickerian y posiblemente post kimberlitas de Guaniamo, más bien relacionados con la disrupción de la Pangea y la formación del Atlántico durante el Mesozoico. La subprovincia muestra relieve elevado y accidentado, pero menos prominente que el de la subprovincia Ayacucho.

4.5 DOMINIO CASIQUIARE

La cual contiene las siguientes subprovincias Petrotectónicas: Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare. Descritas a continuación:

4.5.1 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA DEL ALTO ORINOCO

Esta subprovincia se extiende desde la confluencia del Río Ventuari en el Río Orinoco hasta las nacientes del gran río y se continúa por Parima y Surucucú en Brasil y representa una subprovincia intermedia en composición litológica, metamorfismo y tectonismo entre las subprovincias Manapiare y Casiquiare. De allí que resulte bastante compleja. Litológicamente está formada por cuarzo-monzonitas semimasivas o atectónicas como las de los ríos Parú, Yureba y Marueta, intrusivas en gneises tonalíticos y augengneises como los de Macabana, gneises cuarzo-plagioclásicos-epidótico-biotíticos, granitos trondjemíticos, tonalitas y rocas gabroides, es decir del tipo Complejo de Supamo.

4.5.2 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA DEL SIAPA

Se extiende desde la divisoria de aguas del Alto Orinoco y las de su afluente Mavaca con las del río Siapa. Tiene la misma tendencia estructural que la provincia Imataca y Kanukú (N 60-70 E) y el trend del Grupo Botanamo, se continúa en Brasil (Cachorro) y Guyana. Litológicamente se compone de metasedimentos tectonizados, cizallados de esquistos cuarzo-micáceos- estaurolíticosgranatíferos y gneises cuarzo-feldespáticos-epidótico-anfibolíticos y anfibolitas o remantes de CRV, similares a las del Grupo Vila Nova de Brasil, de edad Paleoproterozoico pero de trend opuesto en 90° (Vila Nova de tendencia N 30°-50° W, Siapa de tendencia N 60°-70° E), sobre un basamento de gneises tonalíticos y trondjemíticos y migmatitas equivalentes. Toda la secuencia infra y supracostal ha sido intrusionada por granitos y granodioritas anarogénicas o postectónicas (< 1700 ma).

4.5.3 SUBPROVINCIA PETROTECTÓNICA DE CASIQUIARE (PPTCS Y PPTC)

Es una subprovincia que se caracteriza por su plano y bajo relieve conocida como “Penillanura del Casiquiare” y por su complejidad lito-tectonometamórfica.

Las rocas aflorantes entre Atabapo y Santa Cruz cerca de Maroa, Rivas (1.985) las denominó Complejo Casiquiare que corresponde en buena parte a lo que se cita más abajo como Asociación Atabapo - Maroa. En orden de mayor grado metamórfico a menor grado metamórfico se distinguen las siguientes asociaciones:

Asociación Atabapo-Maroa: compuesta por gneises y migmatitas tonalíticos y trondjemíticos con intrusiones cuarzo-gabroides a tonalíticas, tipo Complejo de Supamo y gneises félsicos y máficos, metamorfizados a la facies anfíbolita en cierto modo algo parecidos a los gneises de Imataca en la zona de Guri, o los del Complejo de El Tinaco en Cojedes, pero que en Amazonas dan edades desde 1630 Ma a 1842 ± 44 ma.

Asociación Caño Casiquiare: compuestos de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas gneisicas tonalíticas, migmatíticas, escasamente trondjemíticas o cuarzo mozoníticas con poco o nada de sedimentos asociados, una especie de Complejo de Supamo con mayores componentes máficos.

Asociación San Carlos-Cucuy: gneises, augeneises cuarzo feldespático anfibólicos con migmatitas y al parecer escasos metasedimentos son intrusionados por una serie de granitos anorogénicos pero que no desarrollan una bien definida textura rapakivi, como son los granitos de Solano, San Carlos de Río Negro y San Simón del Cucuy. Esta asociación forma parte de la Provincia Río Negro-Juruena.

Esta subprovincia se caracteriza por la ausencia total de rocas volcánicas y plutónicas tipo Asociación Cuchivero, por la escasez de metasedimentos y de sedimentos tipo Roraima. Tiene el aspecto de una provincia Pastora, plana y baja, donde los equivalentes del Complejo de Supamo han sido más tectonizados y los CRV han sido parcial a totalmente erosionados. Al norte del caño San Miguel, que sigue una gran falla o zona de cizalla de rumbo cercano a este-oeste, las tendencias estructurales en rocas con mayor deformación y metamorfismo son N50°-60°O y N10°-30°E. Al sur del mismo caño, las tendencias son más irregulares, destacando las norte-sur, este-oeste y N20°-30°E.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

En este capítulo se describen las unidades geomorfológicas observadas en el área de estudio, con el fin de diferenciar tipos de relieves, patrón de drenajes, litologías, estructuras, suelos y vegetación presentes en el área y la relación que existe entre ellos.

Esto se realiza mediante el uso de los resultados obtenidos en la observación visual del mosaico de las imágenes procesadas Landsat 7 ETM + P003R056 y P004R056 (FIG.5-1), así como también con a revisión de los mapas:

Hoja topográfica 6733 (Serranía El Espejo) a escala 1:100.000 del IGVSb, mapas de suelo y vegetación del municipio Atures, estado Amazonas del MARNR a escala 1:2.000.000 y el mapa geológico NB-19-11/19-12 a escala 1:250.000 de CVG Tecmin C.A. Todo esto para un mejor entendimiento de la geología de la zona.

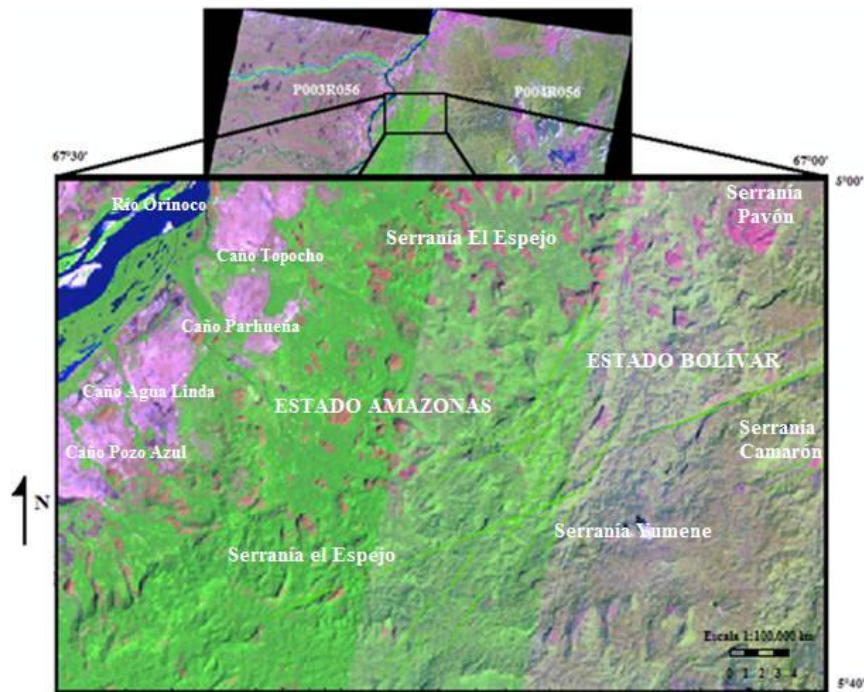


FIG. 5- 1 Mosaico de las imágenes satelitales P003R056 y P004R056 correspondientes al área de estudio (la diferencia de colores en el mosaico se debe a que ambas imágenes fueron tomadas en diferentes años y horas).

El área de estudio se caracteriza por presentar 3 unidades geomorfológicas contrastantes, fácilmente observables en el resultado de la digitalización de las curvas de nivel en el programa ArcGis 9.1, como lo es el modelo digital de elevación (DEM), el cual permite tener una mejor perspectiva del área en tres dimensiones, y así poder diferenciar el área, discriminándolas en zonas altas y zonas bajas.

En base a este modelo se puede observar que la zona, la cual presenta una superficie aproximada de 2016 km², está dominada en un 65% por zonas altas representados por el sistema montañoso (Macizo del Parguaza) ubicado al noreste, sureste y suroeste del área, y el 35 % restante por zonas más bajas representados por una planicie (sedimentos del Cuaternario) ubicada al noroeste del área hacía los márgenes del Río Orinoco.

Esta diferencia en la topografía permite definir unidades geomorfológicas, las cuales se describen como: Unidad de Mesetas Escalonadas (U1) en tonos rojizos y marrones; la Unidad de Planicie con relieves Aislados (U2) de color gris oscuro; y la Unidad de Llanura Aluvial del Orinoco (U3) en gris claro, como se muestra en la siguiente figura (FIG. 5-2).

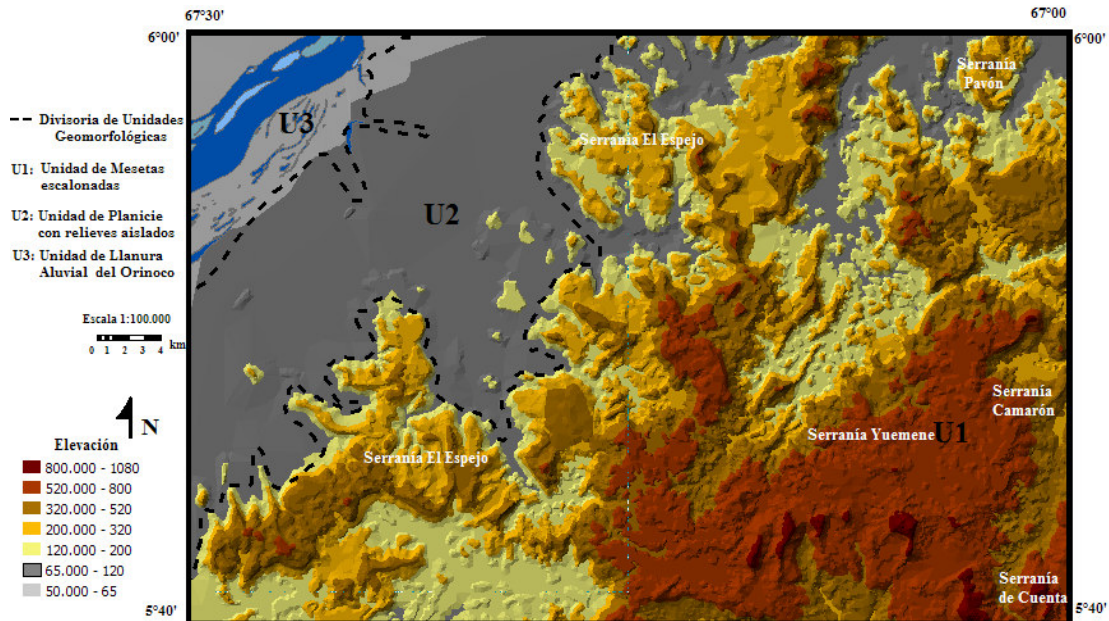


FIG. 5- 2 Resultado obtenido del DEM donde se muestran la división de las unidades geomorfológicas en la zonas, descritas como: U1 en tonos rojizos y marrones con alturas que van desde los 1080 m hasta los 200 m; U2 en color gris oscuro con alturas que van desde los 120 m hasta 65 m y la U3 en tonos gris claro con alturas que van desde los 65 hasta los 0m.

La **Unidad de Mesetas Escalonadas (U1)** es la más extensa del área, representa el 65 % del área con una superficie aproximada de 1310 km², constituye el paisaje cuya topografía es la más irregular, con alturas que van desde los 1080 m hasta los 120 m, característica que la convierte en el paisaje dominante del área, observándose su mayor expresión al noreste, sureste y suroeste, representado por las Serranías El Pavón (con alturas máximas de 440m), Yumene (con alturas máximas de 1000m), De Cuenta (con alturas máximas de 1080m), Camarón (con alturas máximas de 520m) y El Espejo (con alturas máximas de 720m).

Estas mesetas se encuentran dispersas por toda la unidad en distintos desniveles con una orientación preferencial este-noreste, caracterizadas mayormente por presentar topes relativamente planos (FIG. 5-3) que descienden a zonas más bajas constituidos por escarpes y en menor proporción de topes irregulares (FIG. 5-4).

Presentan laderas asimétricas en la mayoría de los casos y pendientes abruptas, dando la apariencia del modelado en forma escalonada, los cuales son el resultado de los agentes erosivos que han actuado sobre el macizo.

Parte de esta descripción se puede observar en el perfil topográfico A-A', donde la diferencia de colores representa intervalos de alturas previamente definidos en la figura 5-2, para resaltar esta configuración relativamente plana en sus topes, como puede observar en la Serranía Yumene (FIG. 5-3).

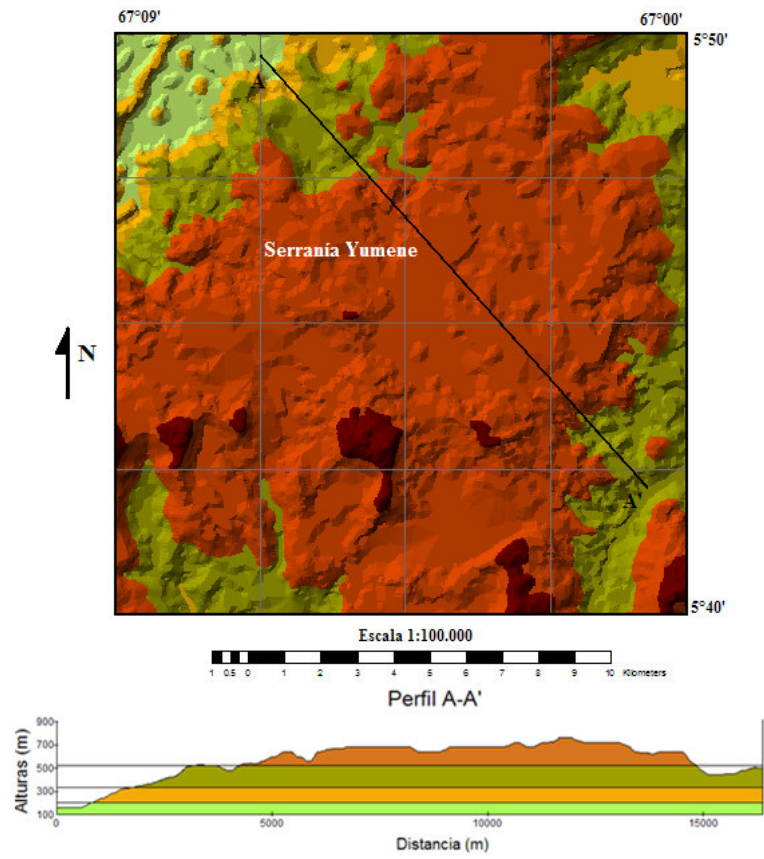


FIG. 5- 3 Vista de la unidad U1 (mesetas escalonadas) donde se puede observar claramente el modelado escalonado, presentando topes planos con laderas asimétricas y pendientes abruptas.

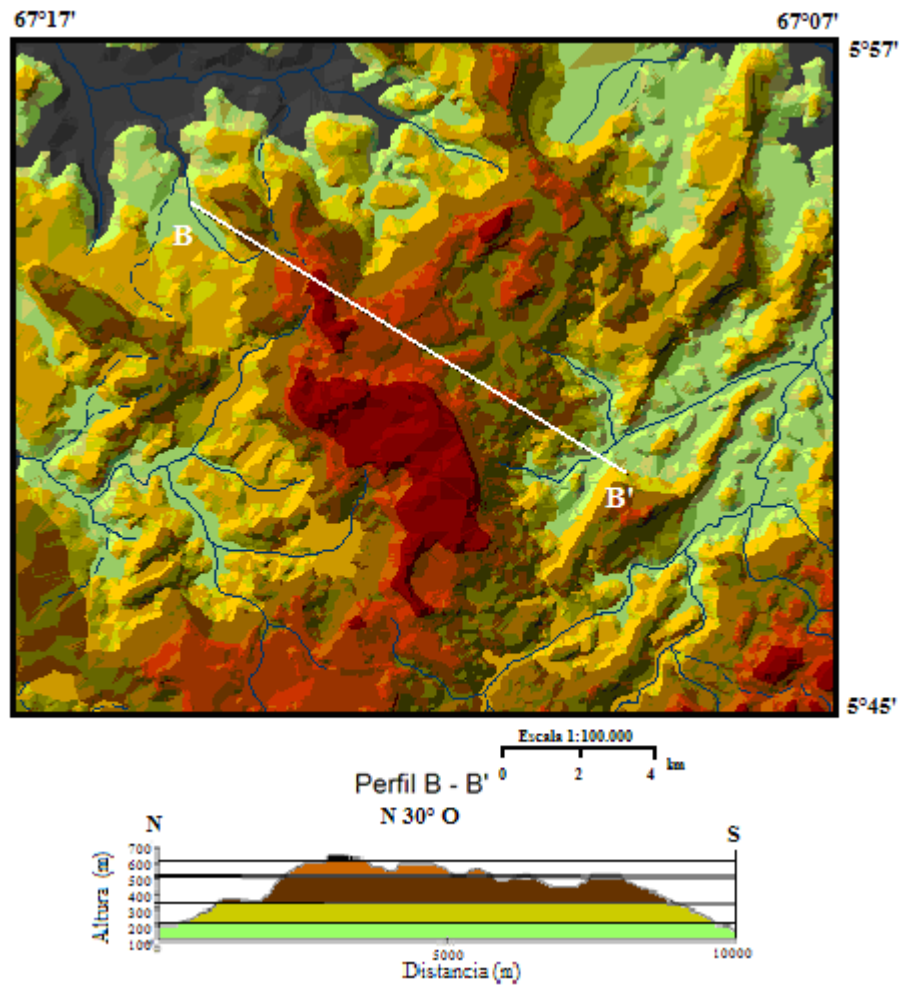


FIG. 5- 4 Vista de la unidad U1 (mesetas escalonadas) donde se puede observar claramente el modelado escalonado en la meseta de la Serranía El Espejo, presentando topos irregulares con laderas asimétricas y pendientes abruptas.

Dentro de esta unidad (U1) se describen dos subunidades representadas por:

- *Lomas Alargadas (U1a):*

Ubicada al suroeste de la unidad con una dirección preferencial noreste, caracterizada por presentar laderas asimétricas, pendientes suaves y tope redondeado, como se observa en el perfil C - C'.

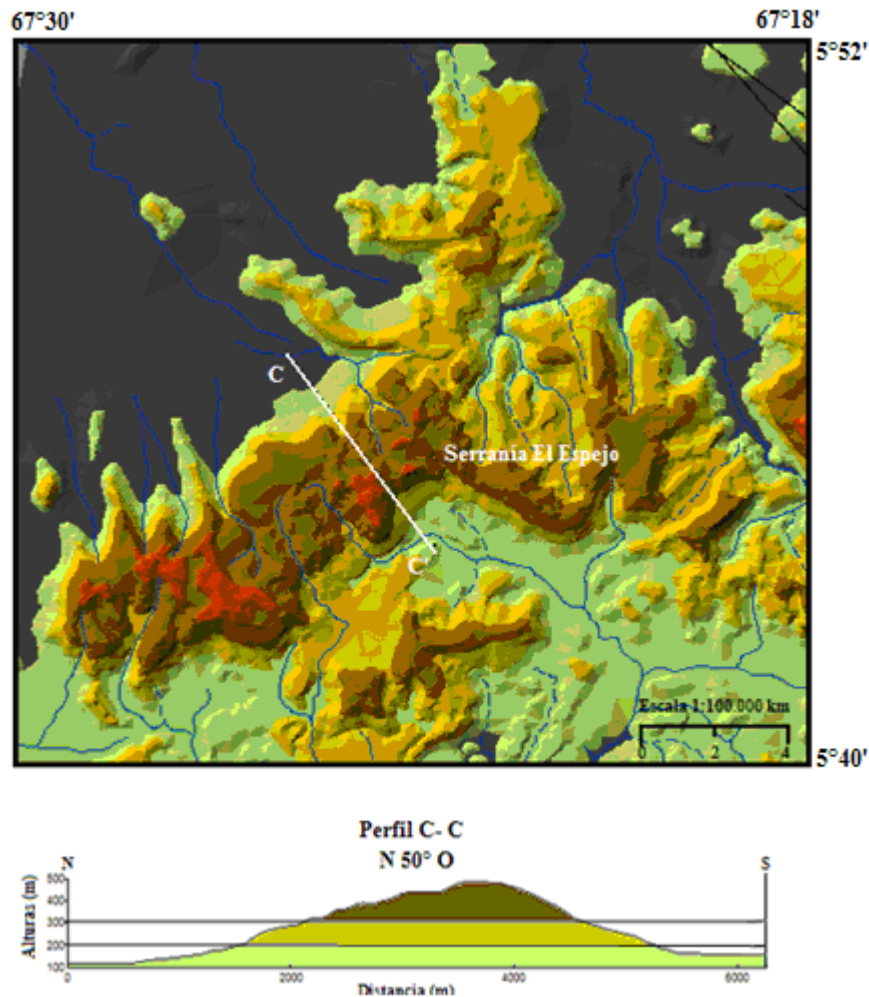


FIG. 5- 5 Subunidad de Lomas Alargadas, ubicada al suroeste del área de estudio.

- *Valles Estrechos (U1b):* Estos valles se observan bien drenados, están ubicados en los estribos de la Serranía El Espejo suroeste (FIG. 5-6) y hacia el noreste entre las Serranías El Espejo norte y Pavón noreste (FIG. 5-7).

Suelen presentar relieves residuales en su interior, por lo que se pueden describir como correspondientes a niveles de alveolización, ya que los sedimentos que forman el suelo del valle son producto de la meteorización y erosión de la roca que esta en su interior.

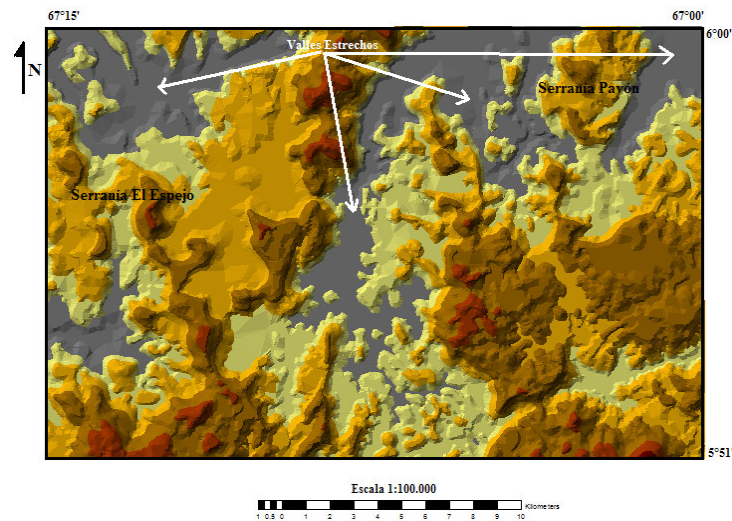


FIG. 5- 6 Valles estrechos correspondientes a los niveles de alveolización. Ubicados al noreste, entre las Serranías El Espejo y Pavón.

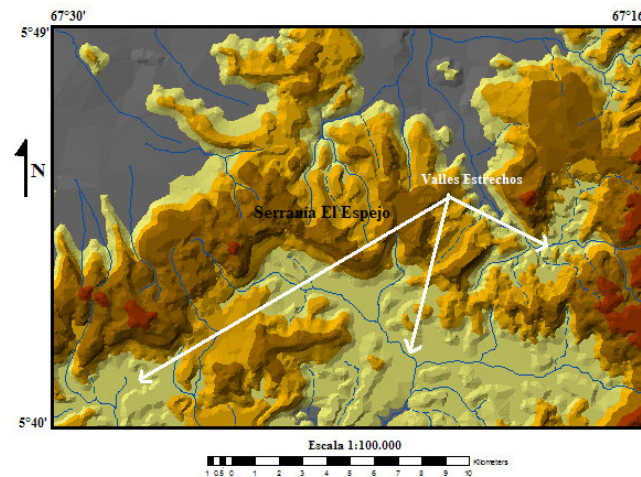


FIG. 5- 7 Valles Estrechos ubicados al suroeste donde se observa los niveles de alveolización.

La red de drenaje presente en la unidad (U1) es muy denso, sus cauces principales presentan un patrón rectilíneo y elongados, lo que sugiere un marcado control estructural. Ejemplo de ello se observa en los Caños Yumene y De Cuenta,

los cuales poseen una extensa longitud, y presentan la mayoría de sus tributarios con tramos cortos y paralelos entre sí, como se puede observar en la siguiente figura (FIG. 5-8).

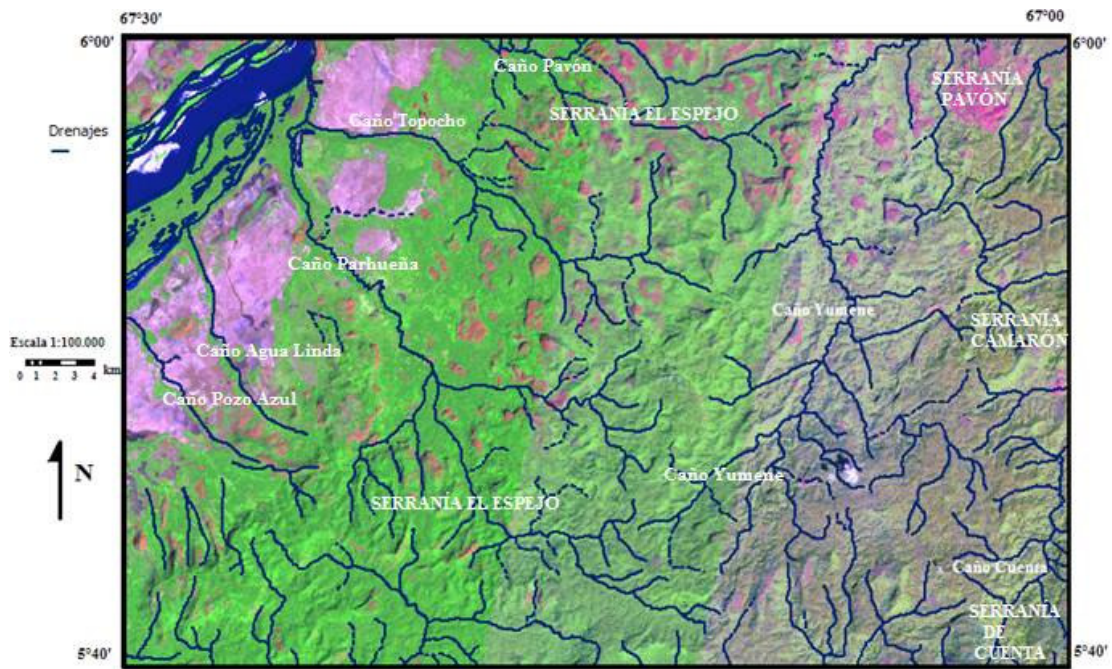


FIG. 5- 8 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra el patrón de drenaje rectilíneo en los caños Yumene y Cuenta de la UI.

Así mismo se pueden establecer dos divisorias de aguas que coinciden con el límite entre los estados Amazonas y Bolívar. La primera de éstas se encuentra hacia el sur, separa el drenaje de la Serranía Batata y el Espejo suroeste (estado Amazonas) de las Serranías Yumene y De Cuenta (estado Bolívar) marcando claramente la división norte – sur. La otra divisoria se encuentra hacia el centro – este del área y separa el drenaje de la Serranía El Espejo norte y suroeste (estado Amazonas) y el de la Serranía Pavón (estado Bolívar) como se observa en la siguiente figura (FIG. 5-9).

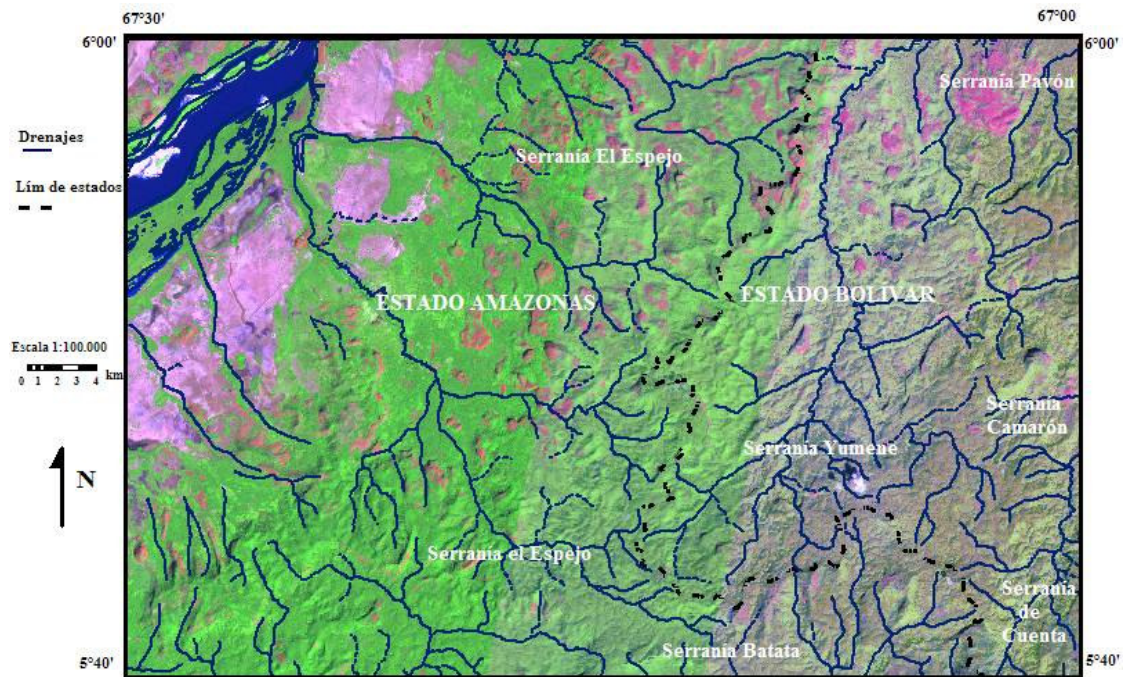


FIG. 5- 9 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra las 2 divisorias de aguas presente en la unidad U1.

De acuerdo a la configuración que toma el drenaje, se establecen 3 cuencas hidrográficas: Al noreste, cuenca hidrográfica del río Parguaza (C1), al noroeste corresponde a la cuenca hidrográfica del Orinoco (C2) y al sur, la cuenca hidrográfica del río Cataniapo (C3) (FIG. 5-10).

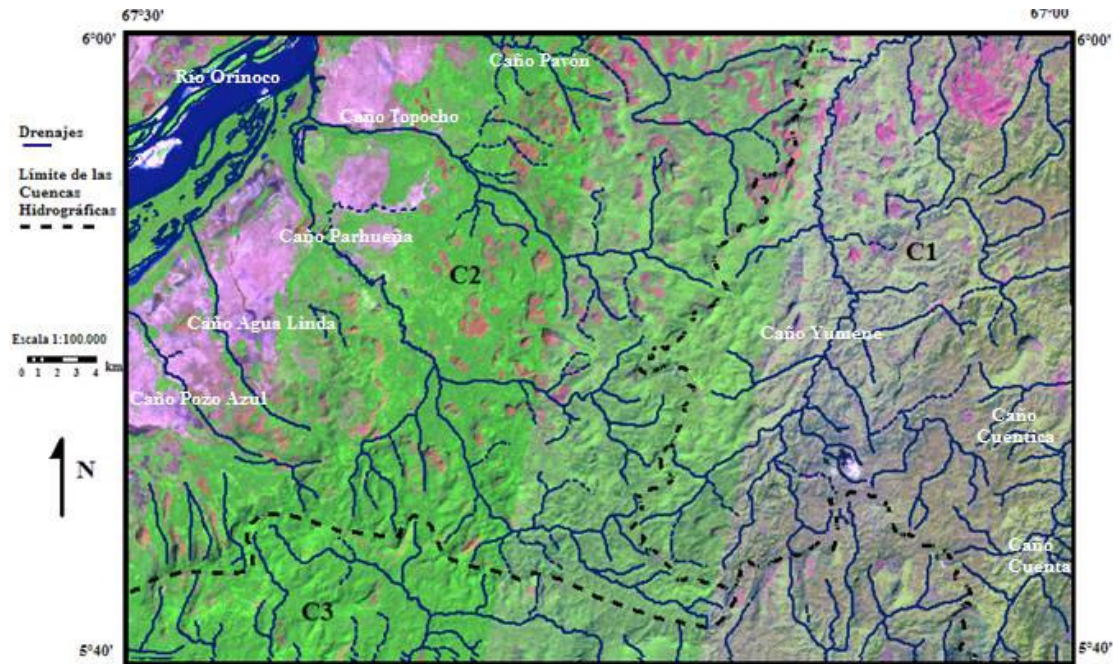


FIG. 5- 10 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestra las cuencas hidrográficas.

Entre las características más resaltantes del drenaje están los quiebres pronunciados en los cauces, los cuales se asemejan a la forma de un codo, señalados en la Fig 5-11 con una C, estos indican un marcado control estructural sobre los drenajes, además de posible resistencia litológica que impide el paso de los cauces y los obliga a cambiar de manera abrupta su trayectoria.

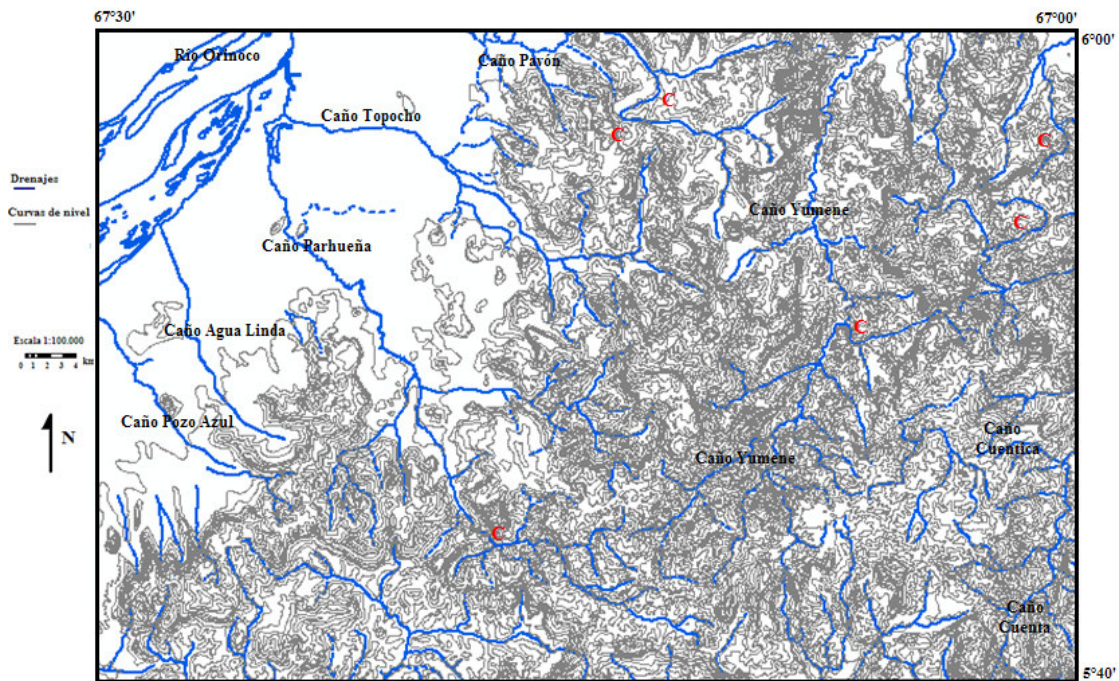


FIG. 5- 11 Mapa Topográfico del área mostrando los quiebres pronunciados de los drenajes

En cuanto a estructuras, en la zona se observa un patrón de fracturas de dirección este- noreste de mayor frecuencia y otro asociado de dirección noroeste-oeste. Como se puede observar en la Fig 5-12 estos patrones de fracturamiento controlan de manera directa el drenaje.

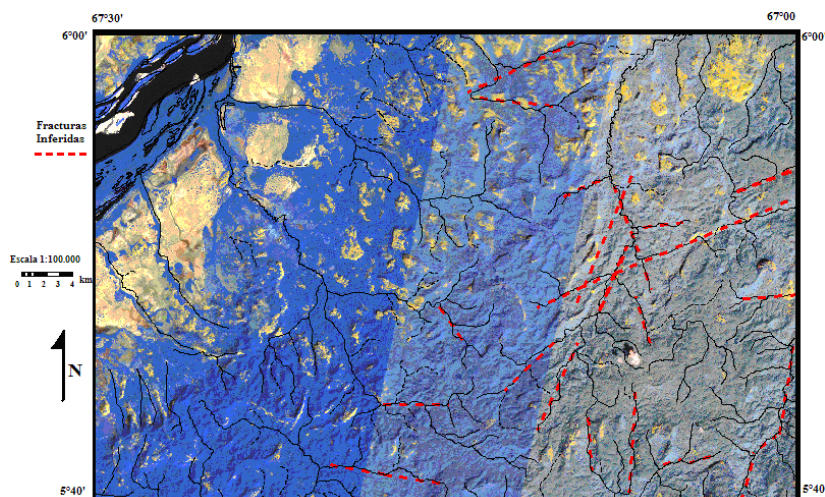


FIG. 5- 12 .Mosaico de las imágenes con la combinación de bandas R7G5B4 donde se muestra el drenaje controlado por las fracturas.

La **unidad de Planicie con relieves aislados (U2)**, abarca el 23 % del área de estudio con una superficie aproximada de 464 km², presenta alturas que van desde los 120 a 60 m con una pendiente muy baja, está ubicada al noroeste, limitada al sur por la unidad de mesetas escalonadas U1 y al norte por la Llanura aluvial del Río Orinoco.

A pesar de ser llamada unidad de planicie no se observa del todo uniforme ya que presenta relieves aislados con formas cóncavas llamados inselbergs, con alturas de hasta 240m, y una pendiente de muy bajo grado hacía el noroeste, estos domos se observan como remanentes de la erosión del macizo granítico, donde la roca está totalmente desnuda, es decir, sin vegetación aparente. (FIG. 5-13).

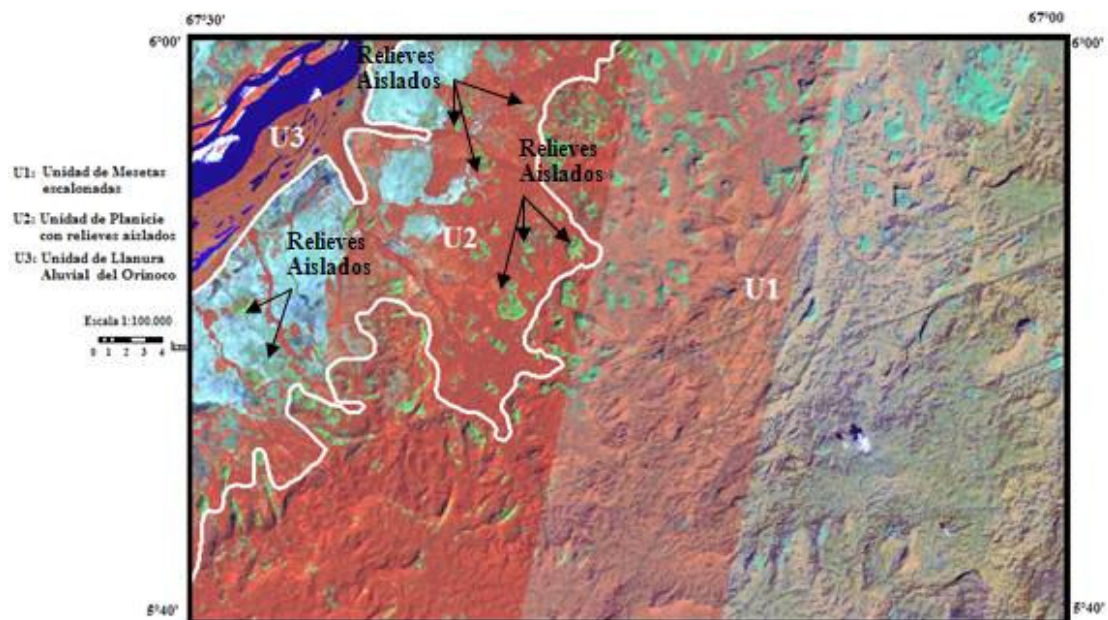


FIG. 5- 13 En la siguiente imagen de combinación de bandas R4G5B3 se muestra la vegetación en tonos naranja y marrones, litología en tonos verdes, los drenajes en azul y el suelo en azul claro.

En esta unidad se encuentra la Cuenca del Río Orinoco el cual sirve como colector principal de las desembocaduras de caños que conforman el área.

Dentro de los principales afluentes permanentes que lo integran, se encuentran los Caños: Pozo Azul, Agua Linda, Parhueña y Topocho, los cuales presentan cierto paralelismo entre sus cauces y su trayectoria es rectilínea, sin indicios de control estructural. Se puede decir que este comportamiento está más bien controlado por la mineralogía y la composición de los sedimentos que componen estos suelos.

En general, la mayoría de los caños que se observan en esta unidad tienen sus nacientes en la unidad de mesetas. Como lo son los caños Parhueña y Topocho, los cuales son los de mayor extensión y presentan un patrón de drenaje semi-rectangular en sus nacientes (FIG. 5-14)

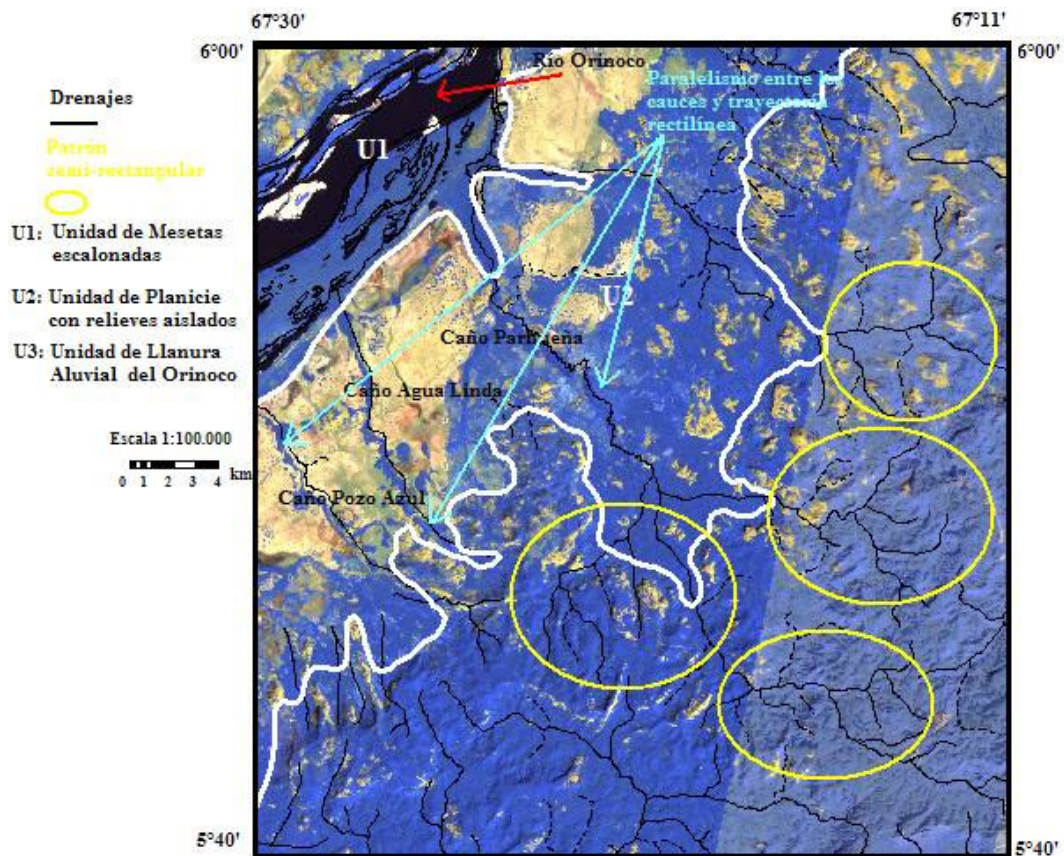


FIG. 5- 14 Imagen con la combinación de bandas R7G5B4 donde se muestra el paralelismo entre los cauces de la unidad U2 y el patrón semi- rectangular en sus nacientes, señalados con círculos amarillos.

Dentro de esta unidad se pueden distinguir 2 tipos de comportamientos de los sedimentos que señalan posibles diferencias en cuanto a la composición litológica o mineralógica (geoquímico) que la compone, fácilmente observables por la presencia de vegetación hacia macizo y en los márgenes de los caños y ausencia de la misma hacía las proximidades del río Orinoco. En la imagen satelital se puede distinguir esta diferenciación en zonas en las cuales semejan formas de abanicos aluviales accidentados cortados por el drenaje actual (FIG. 5-15).

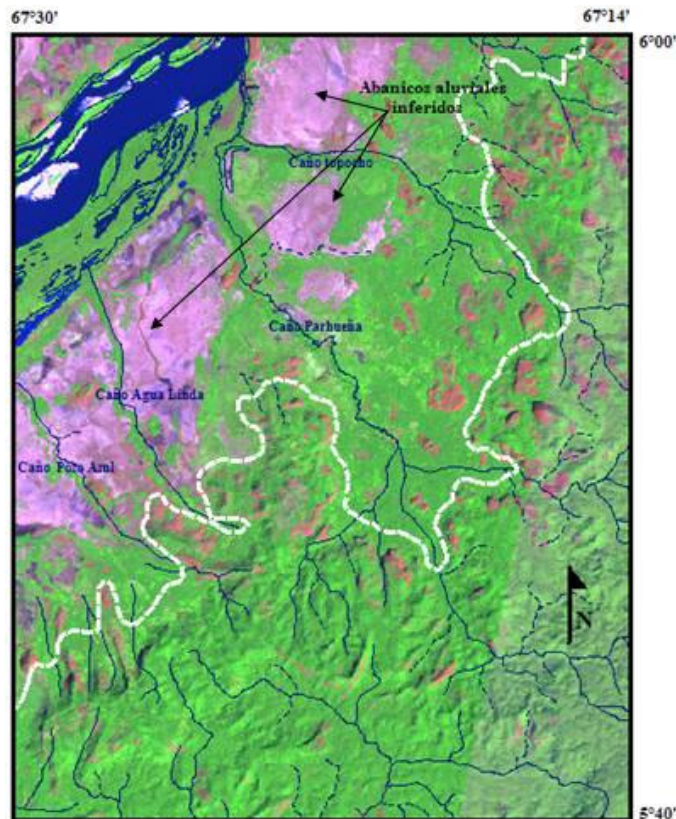


FIG. 5- 15 Imagen con la combinación de bandas R5G4B3 donde se muestran los abanicos aluviales inferidos.

Por último tenemos la **Unidad de la Llanura aluvial del Orinoco (U3)**, la cual abarca el 12% restante del área de estudio, con una superficie aproximada de 242 km². Este paisaje presenta formas planas sin desniveles, originados por ejes fluviales que rellenan algunas lagunas y depresiones poco entalladas.

Se caracterizan por la presencia de depósitos limosos, un modelado muy aplanado en forma de depresiones marginales a lo largo del Río Orinoco, desarrollado sobre aluviones con una vegetación de bosques de galerías donde predominan los suelos Entisoles arenosos y los Ultisoles (FIG. 5-16).

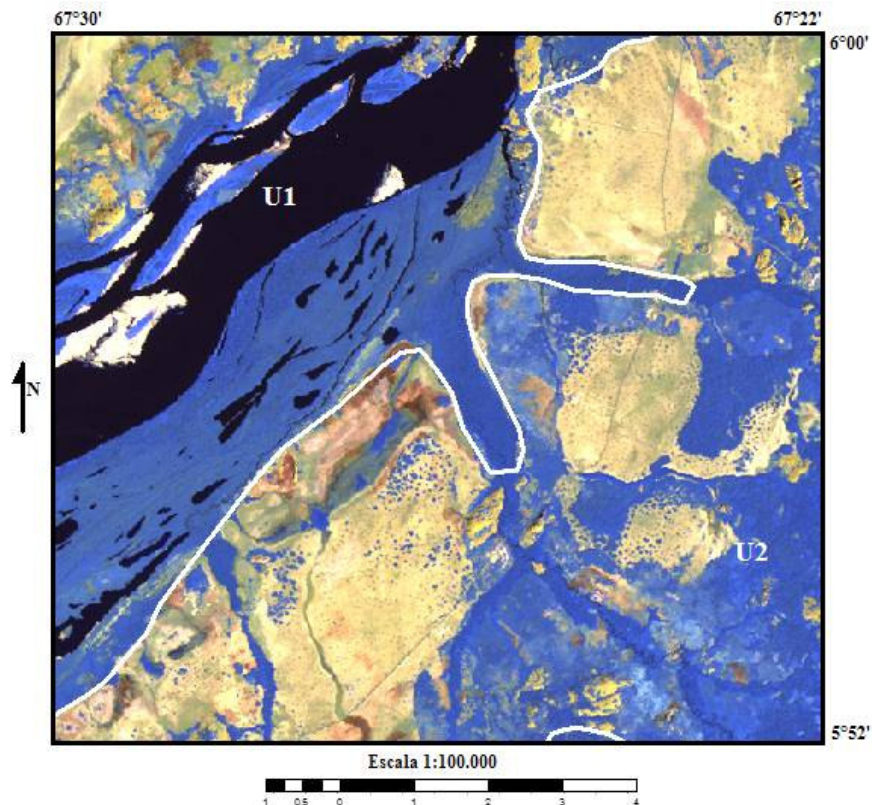


FIG. 5- 16 Imagen donde se muestra la unidad U3

Relación Vegetación – Suelo

Puesto que la zona de estudio está cubierta por vegetación boscosa casi en su totalidad (85%) como se observa en la Fig. 6-17, se estimó que la respuesta espectral de la cobertura vegetal dependía del tipo de densidad y vigorosidad; estos a su vez, guardan una estrecha relación entre las variables ambientales como el relieve, el tipo de suelo, y por ende, de las propiedades de las rocas infra yacentes.

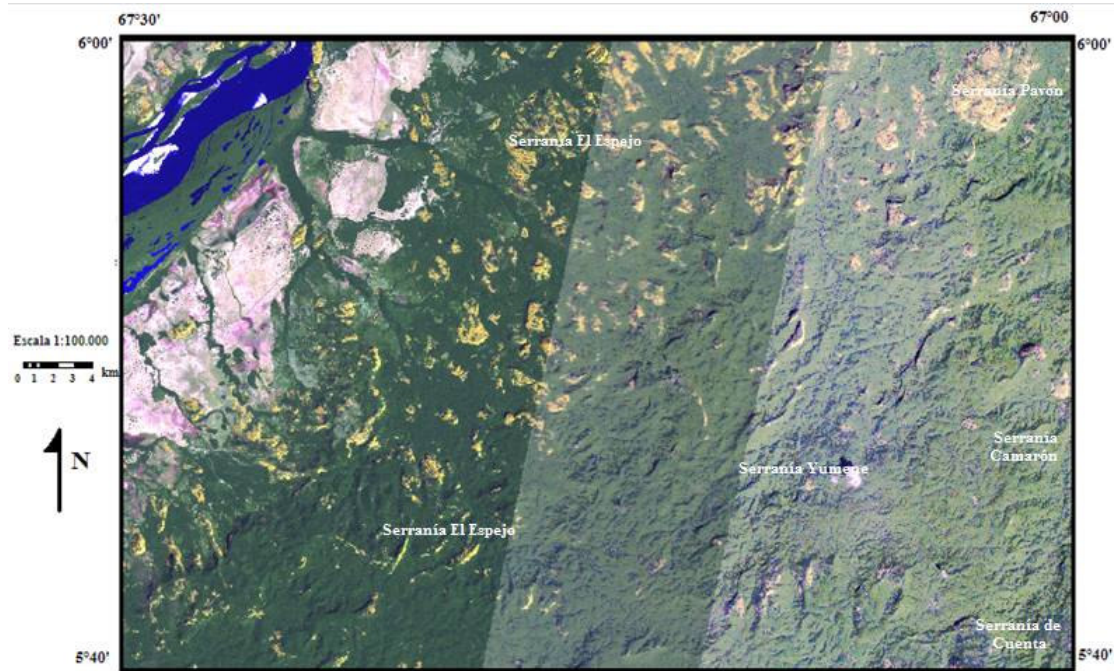


FIG. 5- 17 Mosaico de las 2 imágenes con la combinación de bandas R6G5B3, el color verde esta representado por la vegetación, el azul por los drenajes, el blanco-lila son sedimento aluviales y el amarillo la litología (Granito de Parguaza).

El estudio de las condiciones de la vegetación se baso en el uso de los resultados obtenidos en las operaciones entre bandas, con el objetivo de resaltar características específicas en la imagen, como lo son: El índice de vegetación, para identificar la cantidad de material vegetal existente en la superficie; La composición mineral, para discriminar los minerales ferrosos, arcillosos y óxidos de hierro presentes y así relacionarlos con el tipo de suelo. Así como también, el resultado de la clasificación supervisada ya que es una herramienta que agrupa las características similares de los distintos tipos de vegetación y suelos.

El índice de vegetación y la clasificación supervisada dieron resultados muy similares, ya que en ambas se reflejan dos comportamientos distintos en cuanto a la vegetación.

En la primera se observa casi todo el área cubierta con abundante material vegetal (85%), representado en la imagen en tonos blancos; y otra parte totalmente desprovista de ella, representado con tonos oscuros, lo cual puede ser caracterizado como sabanas (15%), estos resultados se muestran en la siguiente figura (5-18).

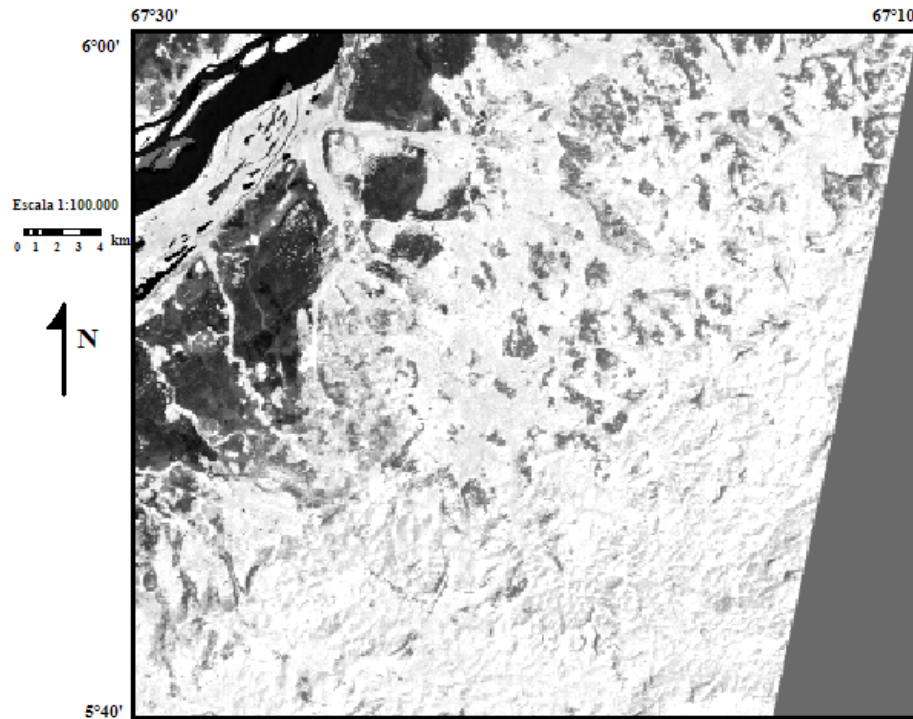


FIG. 5- 18 Índice de vegetación de la imagen P003R056, los colores claros representan la cobertura vegetal y los tonos oscuros la ausencia de la misma.

En cuanto al procesamiento realizado con la clasificación supervisada se pudo reconocer cinco patrones de firmas espectrales, las cuales se describen como respuestas del sensor al agua, sedimentos aluviales, sedimentos coluvio – aluviales, roca expuesta y vegetación en el macizo (FIG.. 5-19).

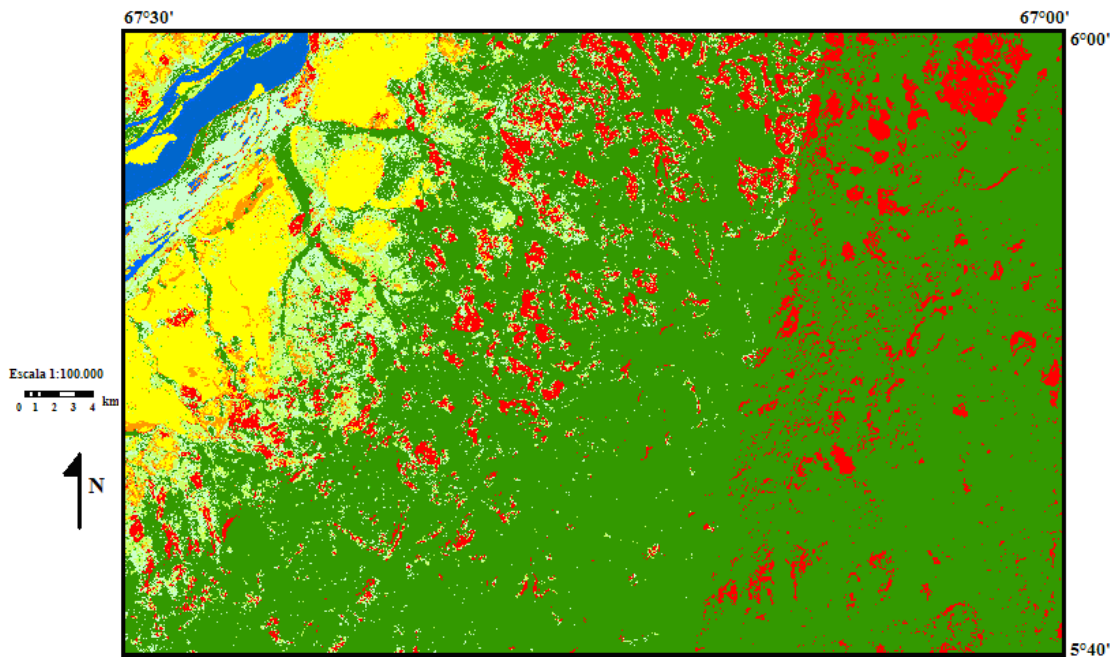


FIG. 5- 19 Clasificación supervisada de la imagen P003R056 y P004R056 donde se observa en color verde oscuro y verde claro la vegetación, en rojo la roca expuesta, en azul los drenajes y en amarillo las zonas ausentes de vegetación.

En cuanto al desarrollo pedogenético observado con respecto a la respuesta de la vegetación se tiene que, debido a la litología (granito de Parguaza) del área se han generado perfiles de meteorización, los cuales han originado suelos con un escaso desarrollo evolutivo como los son los Entisoles, pudiéndose también encontrar suelos con moderado grado de desarrollo evolutivo como los son los Ultisoles y los Histosoles, los cuales presentan acumulación de materia orgánica y sirven de sustento a una vegetación boscosa con diferentes alturas y densidad de cobertura, donde predominan los bosques medios.

Al hacer una síntesis de todos los resultados obtenidos, se generó el mapa geológico, así como el mapa hipsométrico producto de la digitalización de las curvas de nivel, que se observan a continuación (FIG.. 5-20 y 5-21) y que pueden ser revisados en forma más detallada en el anexo1 y anexo 2.

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En este capítulo se hace la interpretación de los resultados obtenidos en el capítulo anterior con respecto a los mapas de referencia y la bibliografía consultada.

De acuerdo con las observaciones realizadas a los mapas topográficos, geológicos e hipsométricos en conjunto con la revisión bibliográfica existente del área, se pueden asociar ciertos rasgos topográficos, descritos por varios autores en el país y por otros en países vecinos, que asemejan o corresponden a formas y superficies de planación.

Las unidades geomorfológicas, descritas anteriormente como unidad de mesetas escalonadas (U1), unidad de planicie con relieves aislados (U2) y la unidad de la llanura aluvial del Orinoco (U3), se corresponden con las descritas por el MARNR en el Plan de Ordenamiento del estado Amazonas, aunque con cierta diferencia en cuanto al criterio usado para definir el nombre de los paisajes observados ya que el POA hace un análisis del estado Amazonas en general y en este trabajo se presenta de manera más local.

Estas unidades se diferencian entre sí por presentar características morfológicas distintivas en cuanto a alturas, contacto transicional y organización 3D relativa. La unidad U1 posee alturas que van desde los 1080 m hasta los 120 m observándose una organización en forma de escalones y en contacto abrupto con respecto a la unidad U2, la cual presenta alturas máximas de 200m hasta los 65m y se encuentra en contacto transicional con la unidad U3 caracterizada por presentar las menores alturas que van entre los 65 m hasta el nivel base del río Orinoco. Estas formas son originadas por el descenso gradual del macizo.

En ésta interpretación, se reconocen al menos cuatro niveles de planación de las cinco descritas por McConnell (1968) en Guyana y de las seis descritas por Schubert (1990) en Venezuela. Están asociadas a otras superficies a nivel regional pero en diferente litología debido a la irregularidad de las rocas del basamento y a la disposición de las mismas con los contactos litológicos.

De acuerdo con Schubert (1990), la formación de superficies de planación en el escudo de Guayana probablemente comenzó en el Precámbrico con un sucesivo número de superficies que no existen en la actualidad y que fueron originadas por varios ciclos erosionales paleozoicos, en rocas que cubrieron el grupo Roraima las cuales fueron completamente removidas. Esto esta soportado por estudios mineralógicos hechos por Urbani (1977) los cuales muestran una presencia generalizada de muscovita y pirofilita, las cuales fueron interpretadas como evidencia para la existencia de al menos varios miles de metros de roca sobre el más alto nivel del grupo Roraima (Formación Matauí). Por lo tanto, los procesos que generan estas superficies de planación se han considerado policíclicos en el tiempo geológico.

En cuanto a los niveles de planación descritos por McConnell (1968) en Guyana y relacionados por Schubert y Briceño (1990) en Venezuela, se puede observar cierta relación con los observados en el área de estudio y se interpretan de la siguiente manera:

La unidad de llanura aluvial del Orinoco (U3) descrita en la zona de estudio consiste principalmente en la llanura aluvial del río Orinoco (S3), posee una dirección paralela al margen derecho del río, presentando alturas de hasta 65 m. Esta llanura ha sido depositada durante el aumento del nivel del mar en el Holoceno (Short y Steenken, 1962)

Esta unidad (U3) se ubica al noroeste del área y se pueden apreciar, a través de las imágenes satelitales, barras de meandros abandonados los cuales forman pequeñas lagunas.

Se puede relacionar esta superficie de planación (S1) con la superficie planteada por Schubert (1990) descrita como Llanura aluvial del Orinoco, la cual ubica en cotas de 0-50 m de edad Holoceno y relacionadas con las superficies Mazaruni en Guyana, Quaternary Fluvial Cycle en Surinam y Parguacu en Brasil.

La unidad de planicie con relieves aislados (U2) que se describe en el área (puede ser visto en el mapa hipsométrico, Anexo 2, identificado con el color beige) se ubica al noroeste, entre los 65 hasta los 120 m de cota, Schubert y Briceño (1990) la ubican entre los 90 y 150 m y coincide con varias superficies de planación, descritas en diferentes zonas del escudo y con el tope de la Formación Mesa (Pleistoceno) al norte del río Orinoco.

En esta zona los relieves aislados llamados “inselbergs” forman un paisaje de rocas con formas de cúpulas dómicas o el distintivo relieve de media naranja, están compuestos por el granito del basamento y muestran evidencia de la litología que subyace la superficie ya que éstos son productos de erosión diferencial y son catalogados como relieves residuales.

Otra de las características que presenta esta unidad es la presencia de formas de abanicos aluviales disectados por el drenaje, que vista a través de las imágenes satelitales aparecen con un color claro, posiblemente sean correlacionables con la cobertura arenosa del borde del escudo descrita por Khobzi (1980) en el Departamento del Vichada, Colombia (ubicada al noroeste), y que se describen como “arenas blancas” por su alto contenido de cuarzo originado a partir de un proceso pedogenético llamado Podzolización el cual recalca las características del material arenoso y cuarzoso y la de un pedoclima muy húmedo. Estas “arenas blancas” se

correlacionan con la formación Boa Vista en Brasil, White Sands Series o Berbice Formation y North Savannahs Formation en Guyana y Upper Coesewijne Formation en Surinam (Schubert, 1990).

Esta superficie de planación (S2) se relaciona a las superficies Rupununi en Guyana, Late Tertiary II en Surinam, Quatrieme Peneplain en la Guyana Francesa y Late Velhas en Brasil, con una edad Plio-Pleistoceno (Schubert, 1990).

En cuanto a la unidad de mesetas escalonadas (U3), parte de ésta se interpreta en la zona como la correlación de la superficie descrita por Schubert y Briceño (1990) como Caroní-Aro (Oligo-Mioceno?), la cual se encuentra en cotas de 250 a 400 m y que fue formada sobre rocas del basamento del Escudo de Guayana.

Dentro de la superficie Caroní-Aro, se pueden diferenciar dos superficies de planación que corresponden a las descritas por Short y Steenken (1962), los cuales señalan que existen dos superficies de planación sucesivas a los 400-500 m y a los 200-350 m de altitud, pero que sugieren que esas pueden ser porciones de la misma pendiente (McConnell, 1968).

En esta interpretación, se difiere con estos autores, ya que se puede observar que las dos superficies se encuentran bien definidas por separado y que geoméricamente describen planos muy diferentes en cuanto a su posible formación.

La primera de estas superficies (S3a), está entre los 200 y 320 m de altura, se ubica en las Serranía El Espejo norte, El Espejo suroeste y centro, Serranía el Pavón y la Serranía Camarón al noreste.

La segunda (S3b), se encuentra entre los 320 y 520 m de altura. Se ubica en las Serranías El Espejo suroeste-centro y remanentes aislados de la Serranía Yumene noreste.

En estas superficies (S3a y S3b) se pueden encontrar evidencias de la acción de policiclos climáticos (descritos por McConnell, 1968; Khobzi, 1980) ya que presenta zonas de planación y de escarpe a veces con desniveles de unos cientos de metros con respecto a la superficie que la precede y además de que en cuanto al drenaje, se observaron algunas formas como las gargantas epigénicas donde se rompe el equilibrio en cuanto al nivel base, marcando a grandes rasgos la acción de la etapa húmeda la cual genera el entallamiento.

En el mismo orden de ideas, los patrones de fracturas presentes en la zona de estudio se evidencian por medio de la adaptación del drenaje al mismo. En esta superficie (S3) en particular se observa como el sistema de fracturas contribuyó al desarrollo del entallamiento del drenaje y al aislamiento de varias de estas superficies entre sí, detalle que no se observa en los niveles superiores o inferiores, por lo que se puede llegar a plantear que en esta zona el drenaje aprovecho al máximo la alteración química y la debilidad generada por las fracturas para así modelar de manera diferencial el paisaje.

De acuerdo a la altura promedio en que se encuentra, pueden ser relacionadas a la superficie Kaieteur descrita por McConnell (1968) en Guyana, Late Tertiary I en Surinam, Deuxieme-Troisieme Peneplain en la Guyana Francesa y Oronoque en Brasil (Schubert, 1990).

Otra de las superficies que puede ser observada claramente en nuestra unidad de elevaciones con topes amesetados (S4), es la llamada Superficie Imataca, la cual se comprende entre los 600 y 700 m. La podemos ubicar al sureste de la zona de estudio y comprende gran parte de la Serranía Yumene, que presenta cotas de 560 a 700 m

Regionalmente ha sido correlacionada con la superficie Kopinang en Guyana (McConnell, 1968), en el Terciario Temprano o “Brownsberg surface” en Surinam, “The premier pléneplanation of French Guiana” y la superficie “Sul-Americana” de Brasil (Schubert, 1990). Los estudios hechos en Surinam han correlacionado esta superficie con la inconformidad entre el Oligo-Mioceno, por lo que Schubert (1990) sugiere una edad tentativa de Terciario Temprano a lo que se refiere la superficie Imataca.

En cuanto a la influencia de la tectónica es probable que al menos cierta cantidad de levantamientos propuestos, que definen la elevación actual de dichas superficies, ocurrieran en el Terciario Temprano (Argumento tomado de acuerdo a la edad relativa planteada por Schubert (1990) y otros), cuando la superficie de Imataca y después la superficie Caroní-Aro fueron formadas.

Así mismo, aunque se conoce que el Escudo de Guayana se está levantando en la actualidad a una tasa muy baja, es difícil evaluar la influencia de estos levantamientos tectónicos en cuanto a la formación de superficies de planación y sólo se relacionan a estas, factores climáticos. Aunque, al menos en el caso de grandes diferencias de altura entre las superficies, los levantamientos tectónicos deben haber estado involucrados.

Por lo tanto, se puede establecer que, una vez iniciados los procesos de generación de superficies de planación, cada una de éstas continuó siendo erosionada en climas áridos donde el factor de erosión mecánica fue primordial para la fase de aplanamiento y rebajada en climas donde la humedad aumentó y se produjo erosión diferencial, entallamiento de los drenajes y los escarpes continuaron retrocediendo durante cada evento erosional sucesivo. En otras palabras, todas las superficies de erosión reconocidas en el escudo de Guayana son superficies “actuales” y están siendo formadas hoy en día. Evidencia de ello se muestra en la formación de

gargantas observadas en la zona donde pareciera que el drenaje avanza hacia el macizo.

La evolución de las superficies de planación ha sido controlada por una combinación de factores estructurales, estratigráficos, climáticos, temporales y tectónicos en menor grado.

Al hacer la relación entre las superficies de erosión planteadas y los procesos morfogenéticos que han desarrollado su evolución, se puede plantear el siguiente esquema o modelo como hipótesis del modelado actual:

La morfología del Escudo de Guayana ha sido rejuvenecida varias veces por periodos de orogénesis y levantamientos, por lo menos cuatro, en el precámbrico: 3.6-2.7 Ga, 2.6-2.1 Ga, 2.0-1.7 Ga y 1.2-0.8 Ga. Durante el Fanerozoico fue principalmente levantamiento, inclinación e intrusiones de basaltos Paleozoicos y diabasas Mesozoicas (Mendoza 1977), las cuales aceleraron el proceso erosional y la degradación de superficies de planación previamente formadas. Estos levantamientos rebajaron el nivel base regional y causaron una aceleración en la erosión de las cabeceras de los arroyos.

Los sedimentos del Grupo Roraima fueron depositados en cuencas sinclinales. Los bajos, áreas erosionadas alrededor de ellas, corresponden a anticlinales desmantelados, lo que se denomina: inversión de relieve, por lo que podemos encontrar en la actualidad remanentes de Roraima en otras zonas, a la misma altura que el basamento en la zona de estudio.

El clima ejerce el control más importante del modelado. Un clima árido erosiona por acción mecánica además de eliminar la vegetación existente. Por otro lado, la abundante precipitación en un clima húmedo contribuye no solo a la degradación química de la roca sino también a la remoción de material clástico que es fácilmente transportado por la escorrentía.

El sistema de fracturas generalizado (principalmente fracturas en la zona pero también posibles fallas a nivel regional) constituye un efecto determinante en el proceso erosional de las superficies en estrecha relación con el drenaje.

Tomando información obtenida de acuerdo a otros autores (Millot, Bocquier, y otros, 1976) y a estudios similares hechos en otras regiones con las mismas características de litología y clima, se puede decir que la evolución geoquímica de los paisajes se presenta en cinco etapas, las cuales se describen a continuación:

Primera etapa: El paisaje para esta época se encontraba protegido por una coraza ferruginosa más compacta en la parte más baja en un clima tropical húmedo.

Segunda etapa: Es un clima relativamente más seco con precipitaciones inferiores a los 1000 mm anuales, se produce lixiviación en la parte superior (donde el agua es suministrada por el escurrimiento de los inselbergs) y la arcilla que se forma es la caolinita, mientras que en la parte inferior hay acumulación y la arcilla que se forma es la mortmorillonita, la cual asciende hacia la parte superior producto de la migración de material hacia la parte inferior.

En la zona de empalme se produce la meteorización química que socaba el pie de los “inselbers”, endereza las vertientes, produce los glaciais y provoca un modelado geoquímico del paisaje por redistribución de materia al interior de las formaciones superficiales.

Tercera etapa: De nuevo el clima se hace más húmedo y se origina un modelado más o menos ondulado originado, en parte, a la infiltración de agua en zonas vulnerables a la meteorización física y por otra parte, a la destrucción de la coraza ferruginosa y al arrastre de los bordes del material cada vez más fragmentado.

Cuarta etapa: Se produce durante un período muy seco, el cual originó paisajes áridos como los médanos de Apure (Llanos). Debido a este clima desértico, se desaparece casi por completo la vegetación, el suelo queda expuesto a la erosión eólica y a medida que desaparece la vegetación los inselbergs pierden los suelos delgados que lo cubrían. En los glaciais removidos los suelos se adelgazan. El paisaje general es el de grandes campos desérticos con inselbergs aislados.

Quinta etapa: El modelado se desarrolla en un clima más húmedo (clima actual del estado Amazonas). Se produce el hundimiento o “entallamiento” de la red hidrográfica, el paisaje toma el aspecto de una peniplanicie ondulada con un relieve en media naranja.

El paisaje que se observa actualmente es el resultado de la influencia de esos mecanismos que han actuado durante millones de años.

Así mismo, se puede inferir un modelo evolutivo de la geomorfología actual de la zona en base al modelo geoquímico, el cual se puede interpretar de la siguiente manera:

En la primera etapa (FIG. 6-1) se presenta un ambiente húmedo en el granito expuesto el cual genera erosión química de la roca.

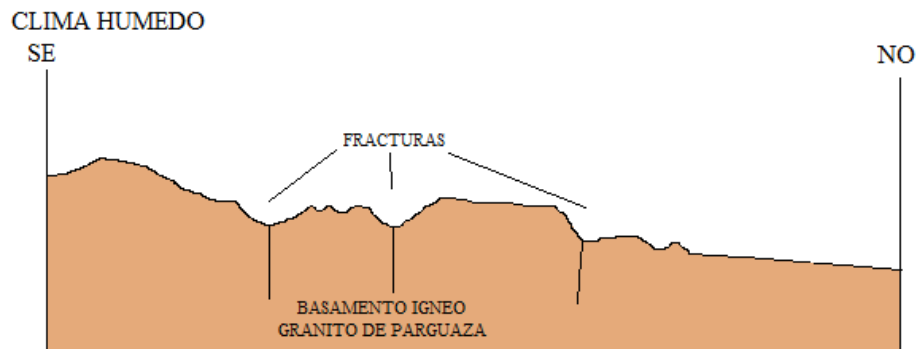


Fig 6-1. Primera etapa

En la segunda etapa (FIG. 6-2), en un clima más árido y seco, se produce la erosión mecánica de la superficie, extinción de la capa vegetal que cubre los suelos dejándolos propensos a la acción de la meteorización y erosión, generando superficies planas y retrocesos de escarpes.

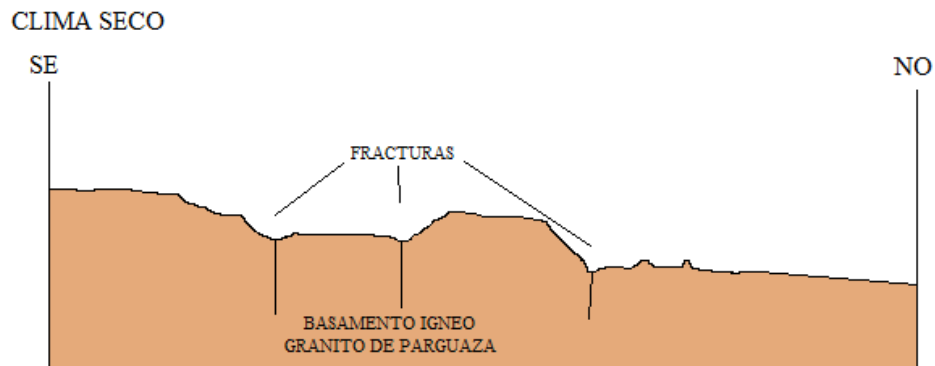


Fig 6-2. Segunda etapa etapa.

En la tercera etapa (FIG. 6-3), la humedad es el factor determinante para el entallamiento de los drenajes, formación de relieves irregulares debido a la erosión diferencial y química y generación de nueva cobertura vegetal.

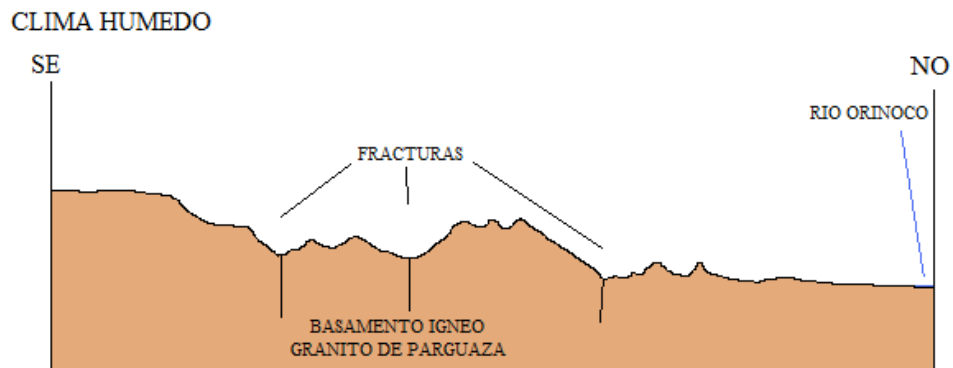


Fig 6-3. Segunda etapa

En la cuarta etapa (FIG.6-4), en un clima árido, se produce la erosión mecánica de la roca expuesta, extinción de vegetación que cubre los suelos. Este clima se puede relacionar al periodo glacial reciente que tuvo lugar hace más de 10.000 años.

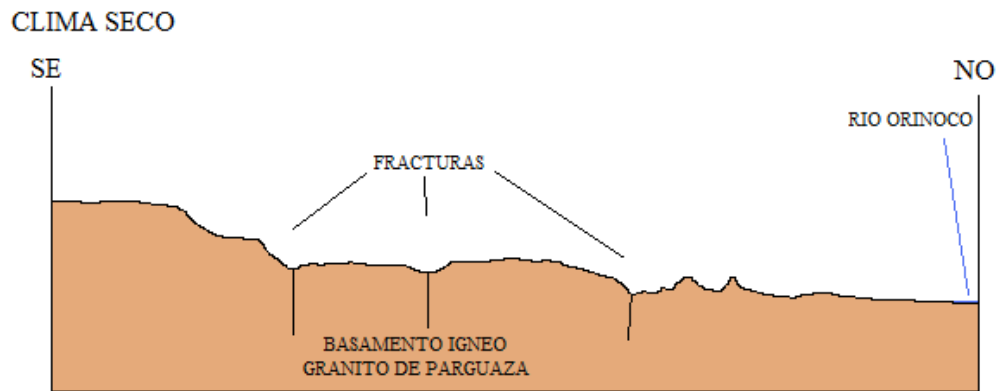


Fig 6-4. Tercera etapa

En la quinta etapa (FIG. 6-5), clima húmedo actual, se modela el paisaje a como se ve representado hoy en día. Se produce el entallamiento del drenaje y erosión química que moldea la fisionomía de las cumbres y los escarpes constituyendo las formas que hoy en día se pueden observar, además de generar nueva vegetación.

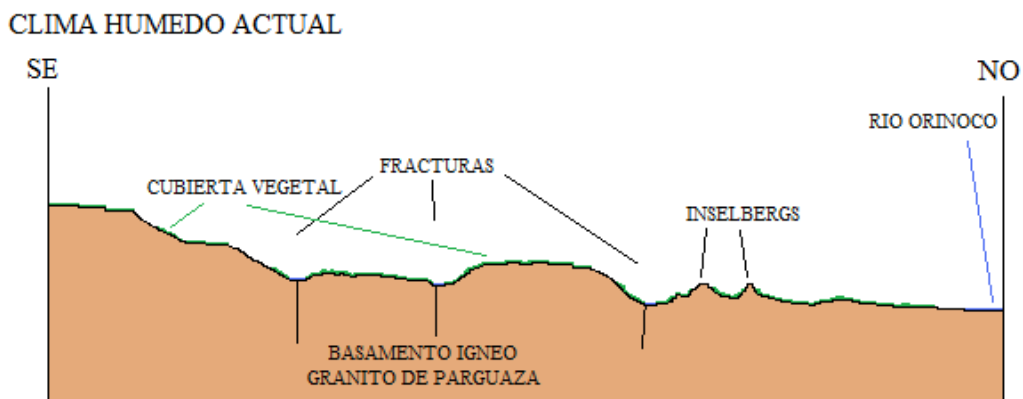


Fig 6-5. Quinta etapa

En cuanto a los resultados obtenidos con respecto a la elaboración del mapa geológico, se pudo notar que, con respecto a los mapas de referencia se hace una mejor aproximación de los posibles contactos entre el macizo y el sedimento cuaternario además de afinar los rasgos estructurales, ya que se logro trabajar a una menor escala con mayor nivel de detalle.

Esto se puede observar entre los mapas geológico – estructural realizado por C.V.G. Técnica Minera (s/f) el cual fue realizado a una escala 1:250.000 y el mapa resultado de este trabajo que se realizo a escala 1:100.000 (Ver mapa geológico anexo).

Así mismo, se observan en algunos casos diferencias y similitudes en cuanto a los alineamientos estructurales descritos por los mapas base y los observados en los resultados, y en cuanto al contorno que definen varios tipos de sedimentos cuaternarios. Un ejemplo de ello es como los sedimentos aluviales y los coluvio-aluviales se diferencian entre sí de manera notoria en la imagen satelital.

En este mismo orden de ideas, podemos señalar que, haciendo los diferentes procesamientos de las imágenes satelitales, se obtuvieron cuatro patrones de firmas espectrales que representan el agua y los recursos hídricos, la vegetación, la posible roca a la intemperie y un tipo de suelo que sólo se presenta al noroeste en la margen derecha del río Orinoco.

Se puede apreciar de manera significativa que la vegetación se encuentra distribuida de manera bien marcada en el macizo donde se encuentra el granito y hacia los cauces de los caños que atraviesan la planicie aluvial con relieves aislados. Por lo tanto, se puede interpretar que los suelos que se generan en la unidad de planicie deben presentar la misma composición mineralógica que los suelos

generados en el macizo (esto se contradice con TECMIN, ellos reportan diferentes tipos de suelos).

En el caso de los depósitos de sedimentos de tipo abanico aluvial disectado, se puede interpretar como un tipo de sedimento con otra composición mineralógica. Haciendo un enfoque más amplio de este tipo de formas y observando a nivel regional este tipo de sedimentos en particular, se pudo observar que éstos sólo se encuentran en una fracción menor hacia la margen derecha del río Orinoco y en mayor extensión hacia la margen izquierda del mismo, en el territorio colombiano. Por lo tanto, se puede inferir que estos sedimentos podrían tener su origen en la cordillera colombiana y depositados en estas zonas del país por un agente de transporte como el río Orinoco en un sistema de paleodrenaje, lo que daría explicación a este sedimento irregular en la zona. Es decir, que no son abanicos aluviales sino sedimentos aloctonos que presentan esa morfología.

En los resultados, se pudo observar que este tipo de suelo en particular, después de usar el procesamiento que define la composición mineral, resulto como una zona con alto contenido de óxidos de hierro. En la literatura lo clasifican como producto de podzolización, lo que se relaciona con un pedoclima muy húmedo. Así mismo, si se toma en cuenta el pedoclima húmedo con un alto contenido de óxido de hierro se puede estar en presencia de un posible ambiente el cual genera esta mineralización.

Teniendo en cuenta que los sensores remotos, en específicos las imágenes del sensor Landsat 7 ETM+, obtienen la respuesta de la vegetación, se puede decir que con respecto a ésta el sensor refleja cinco patrones de firmas espectrales.

Estos patrones de firmas espectrales al haber sido comparados con las unidades geomorfológicas descritas da una relación estrecha entre el tipo de vegetación y por ende el posible tipo suelo que la subyace. Por ejemplo, en el macizo

se dan dos tipos de respuestas ante la vegetación y se interpretan como zonas en donde existe un tipo de vegetación que se clasifica como bosques y en otras zonas donde se presenta la roca expuesta.

En la planicie y la llanura aluvial se obtuvo al igual varios tipos de respuestas del sensor, una para la vegetación presente a lo largo de los cauces de los ríos que desembocan al Orinoco clasificada como bosque, una para la zona que presenta un tipo de sedimento diferente donde pareciera carecer de vegetación que es definido como sabana y las zonas de la llanura aluvial y la intersección del macizo con la planicie en las cuales se presenta otro tipo de bosque.

Al analizar la imagen resultante para el índice de vegetación y la clasificación supervisada se observó que las zonas donde se realzo la concentración de vegetación boscosa y donde se observo la ausencia de la misma, coinciden en gran medida con los datos reportados por el MARNR (2003) correspondiente al desarrollo de las formaciones vegetales de bosques y de sabanas.

CAPITULO VII

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 CONCLUSIONES

El paisaje que se observa actualmente es el resultado de la influencia de los mecanismos de erosión que han actuado durante millones de años.

El control climático es el más importante para la formación de superficies de planación y para el modelado de la superficie, debido a que actúa en un rango de tiempo menor que los procesos tectónicos que rigen el escudo.

El drenaje y las fracturas son los principales factores que influyen en el modelado del relieve y están directamente relacionados. El drenaje actúa en las fracturas por las zonas de debilidad generadas. Esto se complementa con la erosión química y diferencial, la cual aprovecha para alterar y modelar el relieve de la zona.

Debido a la escala en la cual se realizó el mapa geológico-estructural de CVG-Técnica Minera, se pudo observar que muchos detalles fueron omitidos y que, aunque sirvió de guía para la elaboración de este trabajo, presenta algunas diferencias. Con este trabajo se pudo mejorar la información geológica de la zona en cuanto a un mejor nivel de detalle.

La evolución de las superficies de planación ha sido controlada por una combinación de factores estructurales, estratigráficos, climáticos, temporales y tectónicos en menor grado.

A través de la realización del Modelo Digital de Elevación (DEM) fue más fácil realizar la discriminación de los rasgos topográficos presentes en la zona de estudio ya que esta herramienta permitió realzar las características topográficas en tres dimensiones y obtener una geometría relativa de las estructuras.

En cuanto a la comparación de los resultados obtenidos con los mapas bases y la información bibliográfica recopilada se pudo observar que la cartografía realizada correspondió en gran parte con lo descrito por los diferentes autores, lo que nos lleva a concluir que la herramienta utilizada es confiable para ser usada en estudios geológicos de zonas de difícil acceso y como información previa a posibles trabajo de campo.

7.2 RECOMENDACIONES

Adquirir imágenes que sean tomadas en el mismo año y horas, para minimizar los efectos producidos por los factores de incidencia en la respuesta espectral, tal como la altura solar.

Usar imágenes satelitales multiespectrales como las ASTER, las HYPERION y las SPOT ya que éstas al poseer mayor cantidad de bandas y una mejor resolución permitirá obtener resultados más precisos.

La recopilación cartográfica para generar un mapa geológico a través de sensores remotos debe estar a la misma escala o a menor escala, para que el resultado sea un mapa con mayor detalle.

Generar mapas por técnicas de sensores remotos en zonas de difícil acceso, así como también en zonas accesibles, pero este último debe ir acompañado de salidas de campo para corroborar los resultados obtenidos.

CAPÍTULO 9

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALZATE A., B.E., (2001) **Imágenes Espaciales de la Superficie Terrestre. Procesamiento digital, análisis y extracción de información temática.** Facultad de Ciencias Humanas, Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Colombia.

APONTE, E., (2005) **“Geología y evolución geodinámica del Cinturón de Rocas Verdes Paleoproterozoico de Guasipati, en el Escudo de Guayana, Venezuela”:** Tesis de Grado, Universidad de Oriente, Ciudad Bolívar.

ASCANIO, G., (1.975). **El Complejo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolivar, Venezuela.** En Conf. Geol. Interguiana. 10th. Bel Brasil. Mem. P.181-197.
-----**Yacimientos de Mineral de Hierro del Precámbrico de Venezuela.** 1 Simp. Amazónico. Caracas, MEM, Pub.V 10, p. 464-473.

BARRIOS, F., CORDANI, H., y KASAWACHITA, K., (1985). **Caracterización Geocronológica del T.F. Amazonas, Venezuela.** En VI Cong. Geol. Venezolano, V 3 p. 1.432-1.480.

BLANCANEAU P., POULLAU M (1976). **Estudio Pedo - Geomorfológico sobre las Formaciones Graníticas de la región de Puerto Ayacucho T.F.A.** *Ministerio de Obras Públicas, División de Edafología.*

BRICEÑO M., CARRASQUERO R., SALAS K., (2003). **Proyecto del Plan de Ordenación Territorial del Estado Amazonas, Tomo II. Aspectos Físicos-Naturales.** *Ministerio del ambiente y de los Recursos Naturales.*

BRICEÑO Y SCHUBERT (1989). **Geomorphology of Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela.** p 125-141

CANADA CENTRE FOR REMOTE SENSING CCRS (2007). **Fundamentals Of Remote Sensing.** www.ccrs.nrcan.gc.ca

CHUVIECO E. (1990). Fundamentos de Teledetección Espacial. Rialp, S.A. Madrid
2da Edición. 450 p.

CONDIE, K.C y SLOAN, R.E., (1998). **“Origin and Evolution of Earth: Principles of Historical Geology”** Ed. Prentice Hall, New Jersey USA, 498p.

GAUDETTE, H., OLSZEWSKI, W., (1985). **Geochronology of the Basement Rock Amazon Territory, Venezuela and Tectonic Evolution of the Western Guiana Shield.** En: Geol in Mijnbouw, V 64, p. 131-143.

GHOSH, S.K., (1977) **“Geología del Grupo Roraima en Territorio Federal Amazonas”.** En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, Mem. V 1, p. 167-193.

GOYO, S (2007). Curso de Introducción a la Teledetección, IGVS; Caracas, Venezuela.

McCONNELL, R., (1968). Planation surfaces in Guayana

Mc CANDLESS, G.C., 1961. “Reconocimiento Geológico de la región noroccidental del estado Bolívar”. Asoc. Venezolana. Geol. Min. Petrol., Bol. Infor., 4 (10):328.

MÉNDEZ, L. (2002). **Curso de Geomática, Nivel Intermedio.** Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar.

- MENDOZA, S VICENTE. (1972) **Geología del Área del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana**. En: MEM Bol.Geol.Pub.Esp.N 6, p306-336.
- (1973) **Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen)**. Cong. Latinoamericano de Geol. II, Caracas, Nov. 1973, Resúmenes, p.75
- (1.975). **Estudios geoquímicos del no-tectonizado Granito Rapakivi de El Parguaza Noroeste Guayana Venezolana**. En: Conf.Geol. Interguayanas , 10 , Belem, Brasil, Memoria, p. 628-656.
- (1.977). **Evolución Tectónica del Escudo de Guayana**. En: 2 Cong. Latinoamericano Geol.Caracas,1.973.MEM Pub.Esp.N 7, V3,p2237-2270.
- (2005). **Geología de Venezuela. Tomo I: Escudo de Guayana, Andes Venezolanos y sistema Montañoso del Caribe**. Universidad de Oriente, Escuela de Ciencias de la Tierra. Ciudad Bolívar, Venezuela.
- MINISTERIO DEL AMBIENTE Y DE LOS RECURSOS NATURALES (2004). *Proyecto del Plan de Ordenación Territorial del Estado Amazonas*, Tomo II. Aspectos Físico – Naturales; Caracas, Venezuela.
- MONTGOMERY, C.W., (1.976). **Uranium Lead Geochronology of the Archean Imataca Series.Venezuelan Guayana Shield**. En: Cont to Min and Pet, V. 69,p.167-176.
- PASCUALI J., LÓPEZ E. y MEINHARD H. (1972). **Meteorización de Rocas del Escudo de Guayana en ambiente tropical**. IV Congreso Geológico Venezolano, Tomo IV. Ministerio de Energía e Hidrocarburos, pag 2245-2270.
- REID, A.R. (1974). **A Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela**. En: Conf. Geol.Interguayanas, MEM, Pub.Esp.N 6, p.343-353

RIOS, J. H., (1972). **“Geología de la región de Caicara, estado Bolívar”**. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano., MEM Pub.Esp.V 5, N3, p.1759-1782.

RODRÍGUEZ. S.E., (1997). **Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolívar Occidental, Venezuela**. En: VII Cong.Geol.Venezolan,T 2, p. 335-338.

ROGERS, J.J.W.,(1996). **A history of the continents in the past three billions years**. En: Jour.Geology V 104, p. 91-107.

SZCZERBAN, E (1974). **Geología y Petrología de la región Puerto Ayacucho, Territorio Federal Amazonas**. *Trabajo Especial de Grado, Escuela de Geología, minas y Geofísica, UCV*.

SIDDER, G.,B Y 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 N 2124, p. B1-B41

URBANI, F., 1977 **“Metamorfismo de las Rocas del Grupo Roraima, Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas”**. En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, Mem. V. 2, p. 623-641.

YANEZ, G.A., 1972. **“Provincia Geológica de Roraima: Geología Estructural y Geomorfología de su parte septentrional entre los ríos Parguaza y Caroní (Venezuela)”**. IV Congr. Geol. Venezolano, Mem. 4: 2122-2131.

PAGÍNAS WEB CONSULTADAS

[http:// www.huh.harvard.edu/.../staff/romero/maroa.html](http://www.huh.harvard.edu/.../staff/romero/maroa.html)

http://www.ciat.cgiar.org/dtmradar/teledeteccion_concepto.htm

<http://glcf.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>

APENDICE

METODOLOGÍA DEL PROCESAMIENTO DE LAS IMÁGENES

El procesamiento de imágenes está relacionado con la corrección y calibración de las imágenes, con el fin de conseguir una representación lo más fiel posible de la superficie de la tierra. Una variedad de turbaciones sistemáticas pueden combinarse para degradar la calidad de la imagen recibida finalmente. La restauración o corrección de la imagen trata de remover esos efectos de degradación. (Alzate, 2005)

La restauración de las imágenes se realiza con las **Correcciones Radiométricas**, las cuales se refieren a la remoción o disminución en el grado de energía electromagnética registrada por cada detector.

Correcciones Radiométricas

Teniéndose el conjunto de imágenes en formato TIFF y la metadatos, se realizan los siguientes pasos:

A.1. CALIBRACIÓN DE LA RADIANCIA

Los valores de los píxeles en imágenes satelitales representan la radiancia de la superficie en forma de números digitales (ND), los cuales al ser calibrados para ajustarlos en un cierto rango de valores. La calibración de estos valores para la imagen LANDSAT7 ETM, se realiza mediante el uso de paquete informático ENVI ® 4.2. Los pasos a seguir son los siguientes:

1. En la barra del menú principal selecciona la opción **Basic Tools** → **Preprocessing** → **Calibration Utilities** → **Landsat TM** (FIG. A.1), aparece

una ventana de título “*TM Calibration Input File*” se pulsa sobre el botón **Open** → **New File** (FIG. A-1). En la ventana “*Please Select a File*” se busca y selecciona uno de los archivos TIFF, pertenecientes a una de las bandas (FIG. A-1). Este paso se repite tantas veces como imágenes TIFF se tengan.

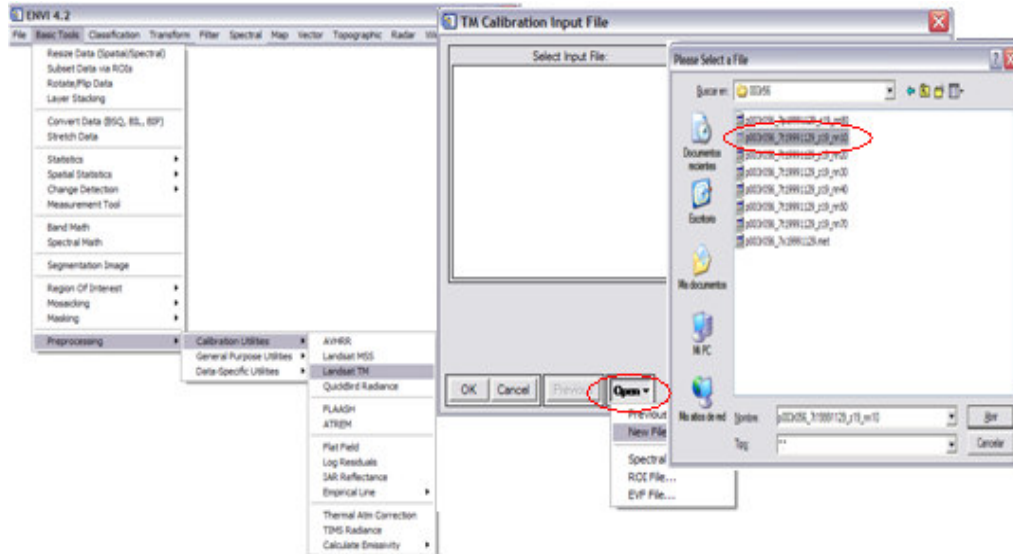


FIG. A- 1 22Menú principal de ENVI, ventana “*TM Calibration Input File*” y selección del archivo en formato TIFF. En el software ENVI ® 4.2

2. Seguidamente aparece la ventana “*TM Calibration Parameters*” (FIG. A- 2), donde se introducen los datos asociados a la imagen tales como fecha de adquisición, elevación del sol, valores máximos y mínimos de radiancia (estos valores son propios de cada imagen).

Luego de introducir estos datos se debe hacer clic en el botón **Choose** para determinar la ruta y el nombre del archivo de salida. Este procedimiento se debe repetir con cada uno de los archivos de bandas. Estos datos y valores asociados a la imagen, se encuentran en el archivo de “metadata” adjunto a la imagen Landsat 7 (FIG. A-2).

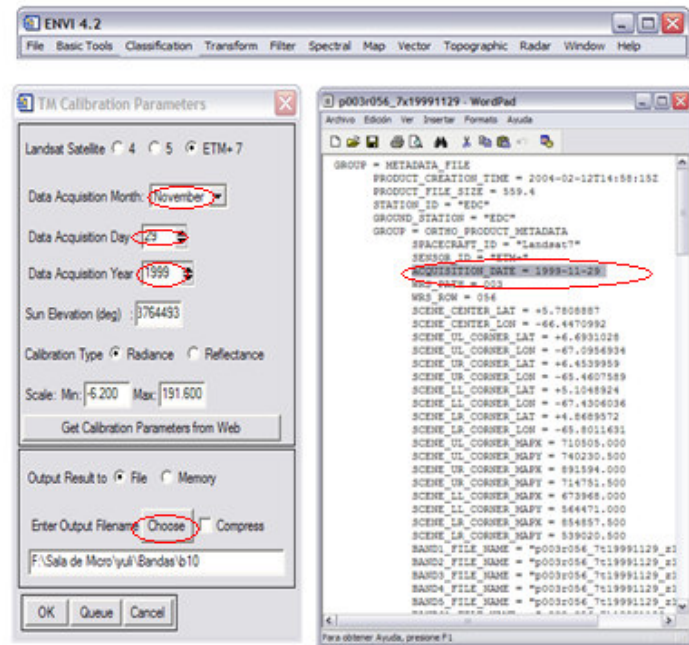


FIG. A- 2 Ventana de Parámetro de Calibración y archivo “metadata”. En el software ENVI ® 4.2

3. Para observar el resultado de la corrección de radiancia para cada banda se selecciona en la barra del menú principal en el menú ENVI ® 4.2 la opción **File** → **Open Image File**, aparece la ventana *Enter Data Filenames* donde se busca y selecciona el archivo generado para cada banda. (FIG. A-3).

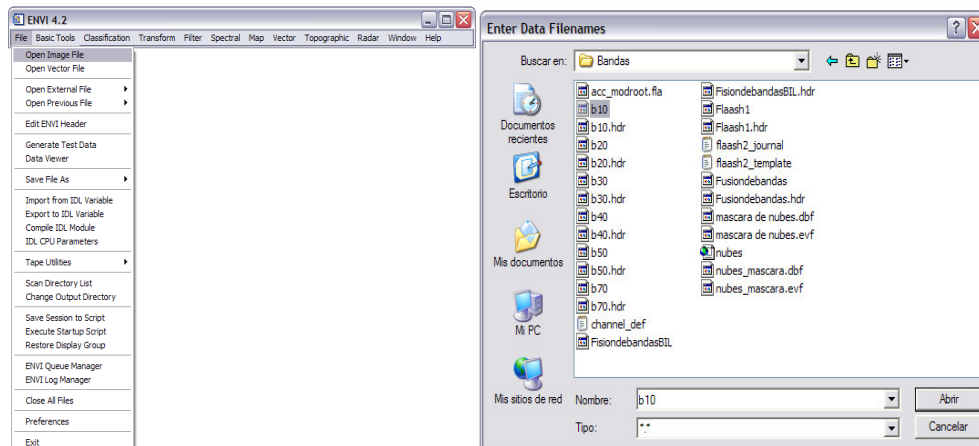


FIG. A- 3 Pasos a seguir para abrir los archivos generados en la corrección de Radiancia. En el software ENVI ® 4.2

4. Como resultado se obtiene la calibración de radiancia para cada una de las bandas (FIG A-4).

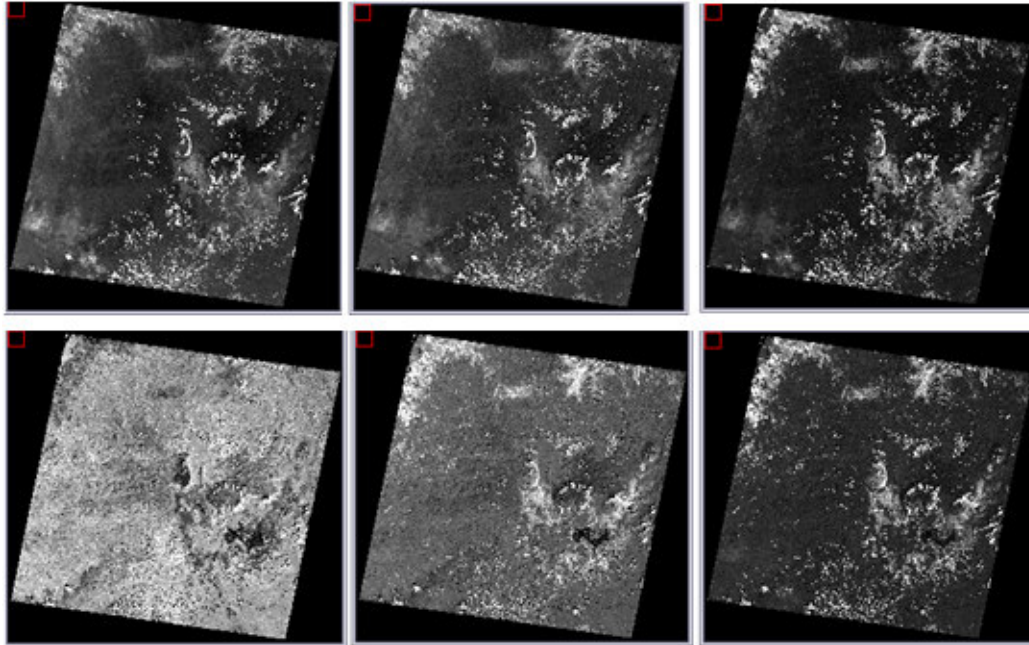


FIG. A- 4 Calibración de Radiancia. Bandas 1,2,3,4,5,7 (de izquierda a derecha). Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2

A.1.2 FUSIÓN DE BANDAS

Una vez obtenidas todas las imágenes con radiancia corregida, se procede a unir las en una sola imagen, mediante la función *Layer Stacking* del ENVI® 4.2. Se deben colocar las bandas en orden creciente, ya que es importante seguir la secuencia original de las bandas.

1. En la barra del menú principal, se selecciona **Basic Tools** → **Layer Stacking** (FIG. A-5). Ahí se despliega una ventana titulada *Layer Stacking Parameters* (FIG. A-5), luego se da un clic en “**choose**” para determinar la ubicación y el nombre del archivo de salida y luego “**OK**”, luego se despliega otra ventana titulada *Layer Stacking Input File*, en la cual se van a seleccionar como entrada los seis archivos de *radiance* corregidos en el paso anterior (FIG. A-5).

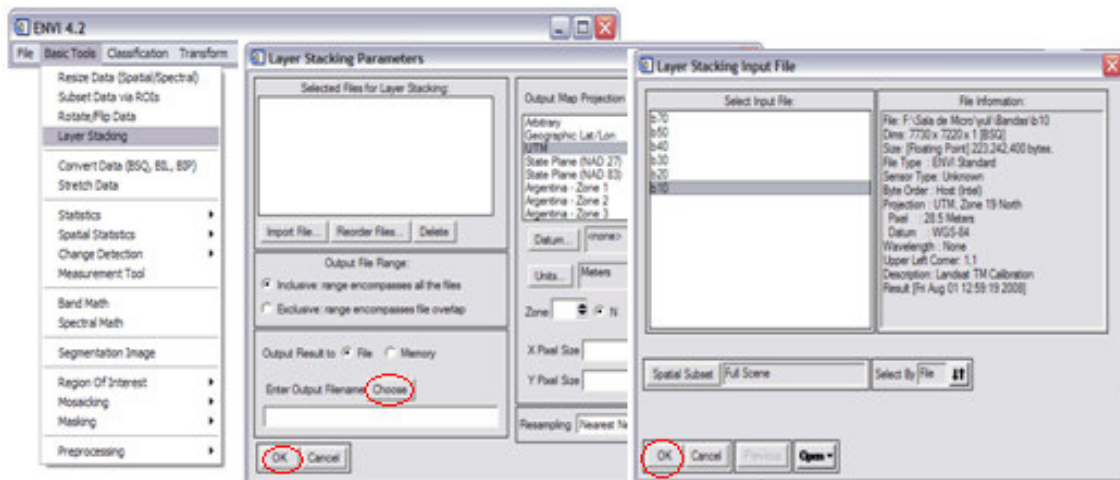


FIG. A- 5 Selección del Layer Stacking, y ventanas de entrada y de salida de la unión de las bandas. En el software ENVI ® 4.2

2. Como resultado se tiene la fusión de todas las bandas 1,2,3,4,5 y 7 (FIG. A-6).

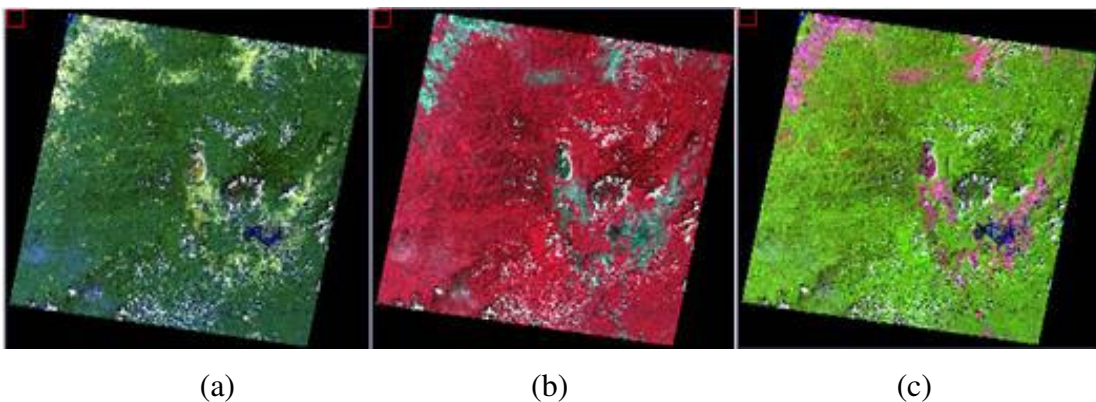


FIG. A- 6 Fusión de bandas de la Imagen P003R056E . Combinación : (a) R7G5B1. ; (b) R4G3B2 Falso color infrarrojo. ; (c) R5G4B3. Falso color. En el software ENVI ® 4.2

A.1.3 CONVERSIÓN A FORMATO BIL

Los archivo de salida resultante del *Layer Stacking* se encuentran en formato BSQ (formato secuencial de bandas), es necesario llevarlo al formato BIL (formato de bandas intercalados por línea) ya que es el utilizado por la mayoría de las aplicaciones de procesamiento del ENVI® 4.2.

1. Para cambiar el formato se debe hacer clic en **Basic Tools** → **Convert Data BSQ, BIL, BIP** (FIG. A-7), se despliega la ventana **Convert File Input File**, donde se selecciona el archivo generado en la fusión de las bandas realizada en el paso anterior, luego se hace clic en **OK**, aparece la ventana **Convert File Parameters** donde se selecciona la casilla **Output Interleave BIL** → **Choose** donde se selecciona la ruta y el archivo de salida y luego se hace clic en **Ok** (ver figura A-7)

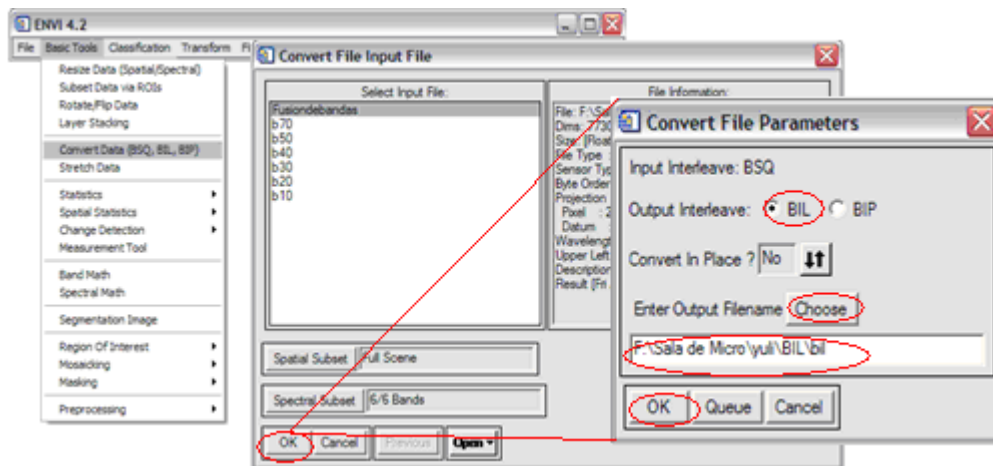


FIG. A-7 Selección de cambio de formato en el menú de ENVI, selección de la fusión de bandas y del formato del archivo de salida BIL. En el software ENVI ® 4.2

2. Al finalizar el procedimiento, queda una imagen en formato BIL (FIG A-8) que significa bandas intercaladas por líneas, formato que sirve para obtener imágenes corregidas geométricamente de gran utilidad para la cartografía de la zona, después de la utilización de técnicas de tratamiento digital.

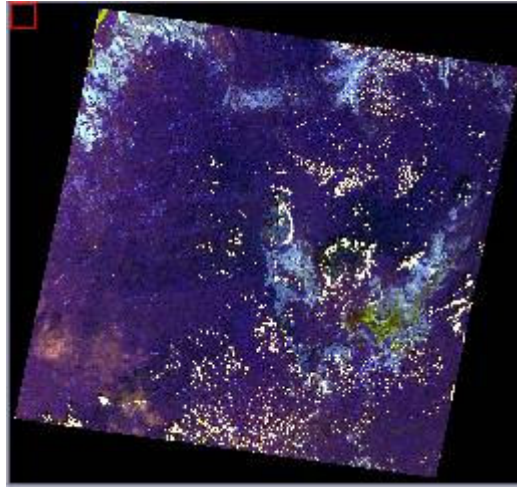


FIG. A- 8 Obtención de la imagen en formato BIL, combinación de bandas R1G3B5. Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2

A.2 CORRECCIÓN DE EFECTOS ATMOSFÉRICA (FLAASH)

Seguidamente se debe realizar la corrección de efectos atmosféricos FLAASH (Fast Line of- sight Atmospheric Análisis of Spectral Hypercubes). Mediante esta aplicación se elimina de la radiancia recibida por el sensor los efectos de absorción y dispersión de la energía electromagnética, causados por las moléculas y partículas atmosféricas en suspensión. Consiste en aplicar un factor de 10 a las bandas debido a que la *radiance* en imágenes LANDSAT viene dada en W/m^2 um sr, y FLAASH requiere las unidades en W/cm^2 um sr.

Para la aplicación de esta función se requiere de parámetros de entrada, contenidos en la metadata. Se procede de la siguiente manera:

1. Se crea un archivo .TXT (Bock de notas), donde se introducen los valores de frecuencia de onda ordenados en una columna Los valores correspondientes son los siguientes: **0.484, 0.56, 0.66, 0.83, 1.65, 2.215**, los cuales representan valores promedio entre el máximo y mínimo valor de longitud de onda para cada banda.

2. Para realizar la corrección FLAASH se debe hacer clic en **Basic Tools** en el menú principal de ENVI® 4.2 , se selecciona **Preprocessing** → **Calibration Utilities** → **FLAASH**” (FIG. A-9), se despliega una ventana titulada *FLAASH atmospheric correction model input parameters*, se hace clic sobre el botón *input radiance image* que abre la ventana *FLAASH input file* donde se selecciona el archivo BIL generado en el paso anterior, luego se presiona **OK** (FIG. A-9).

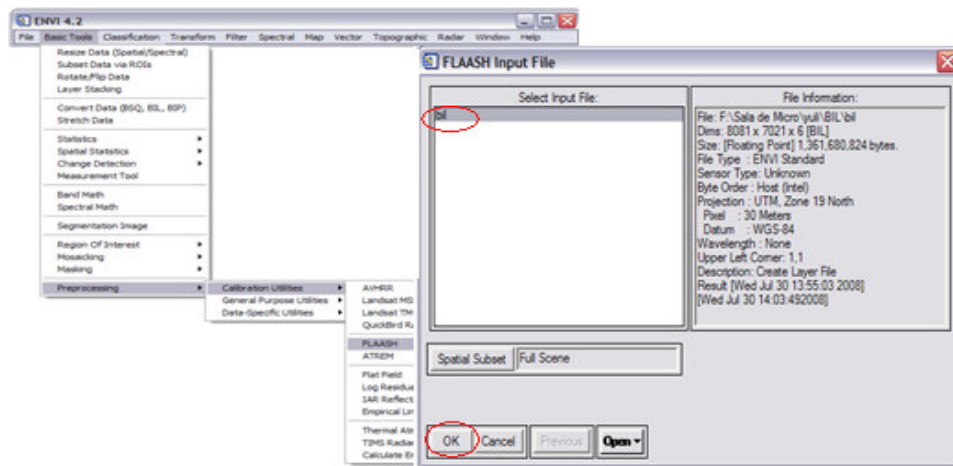


FIG. A- 9 Corrección FLAASH en el menú principal del ENVI, selección del archivo BIL y ventana FLAASH atmospheric correction model Input parameters. En el software ENVI ® 4.2

3. Al mostrarse la ventana de título *Enter ASCII Filename Containing Wavelengths and fwhm* se selecciona el archivo .TXT que contiene los valores de frecuencia de onda creadas en el paso 1, seguidamente se muestra la ventana *Input ASCII File* donde aparecen estos valores (FIG.A-10) y se presiona **“OK”**. Luego se abre la ventana *radiance scale factors* en la cual se debe seleccionar *use sigle scale factor for all bands* se coloca “10” en *single scale factor* y se presiona **OK**. (FIG. A-10).

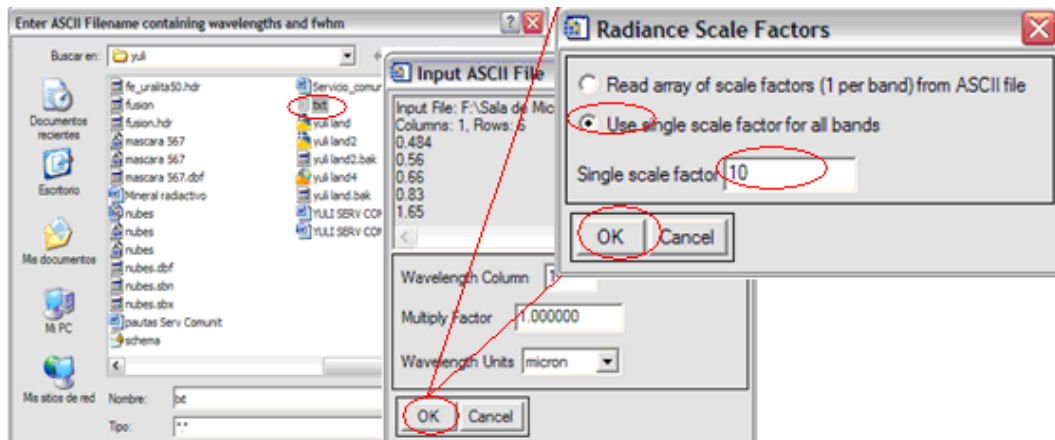


FIG. A- 10 Ventanas: Enter ASCII Filename Containing Wavelengths and fwhm; Input ASCII File y Radiance Scale Factors. En el software ENVI ® 4.2

4. Luego en la ventana *FLAASH atmospheric correction model input parameters* (FIG. A-11), seleccionar el botón **Output Reflectance File**, se colocan la ubicación y el nombre del nuevo archivo de salida. Después se selecciona el botón **Output Directory for FLAASH File**, y se coloca la carpeta que va a contener el archivo de salida.

En la opción **Sensor Type** → **UNKNOWN-MSI** → **Multispectral** → **Landsat TM7** (FIG. A-11). Luego se hace clic en el botón *Multispectral settings* y se despliega la ventana *Multispectral settings* donde se seleccionan las bandas 7 y 3 de la imagen LANDSAT en *KT Upper Channel* y en *KT Lower Channel* respectivamente, se presiona “**OK**” (FIG. A-11).

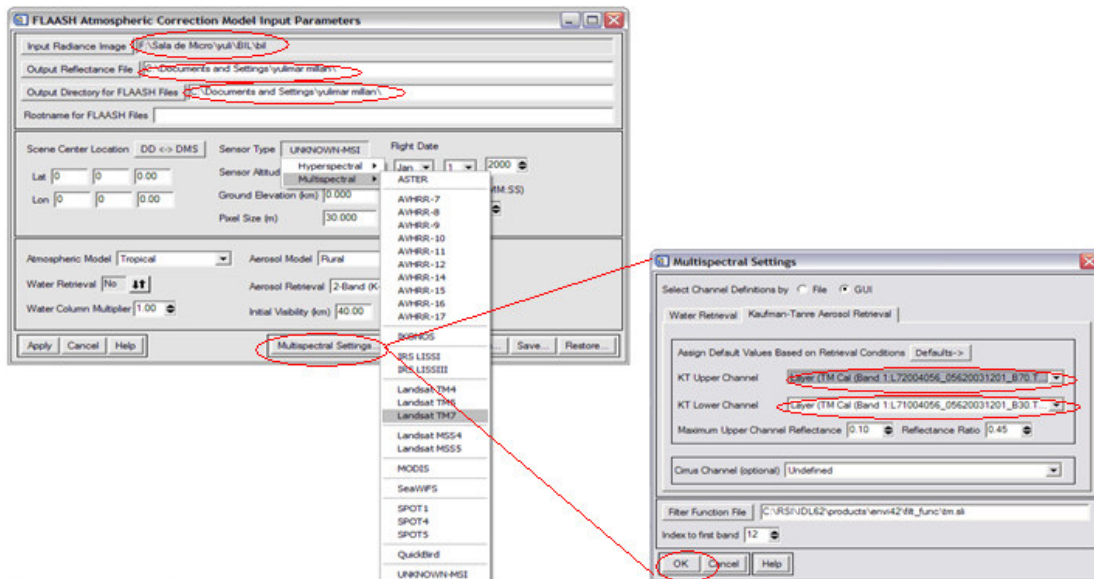


FIG. A- 11 Ventanas :FLAASH atmospheric correction model input parameters and Multispectral settings. En el software ENVI ® 4.2

5. Una vez introducidos los parámetros se pulsa el botón **Apply** en la ventana *FLAASH atmospheric correction model input parameters* (FIG. 5-10), la cual muestra una ventana en progreso, dando como resultado la imagen con la corrección Atmosférica (FLAASH)(FIG. A-12).

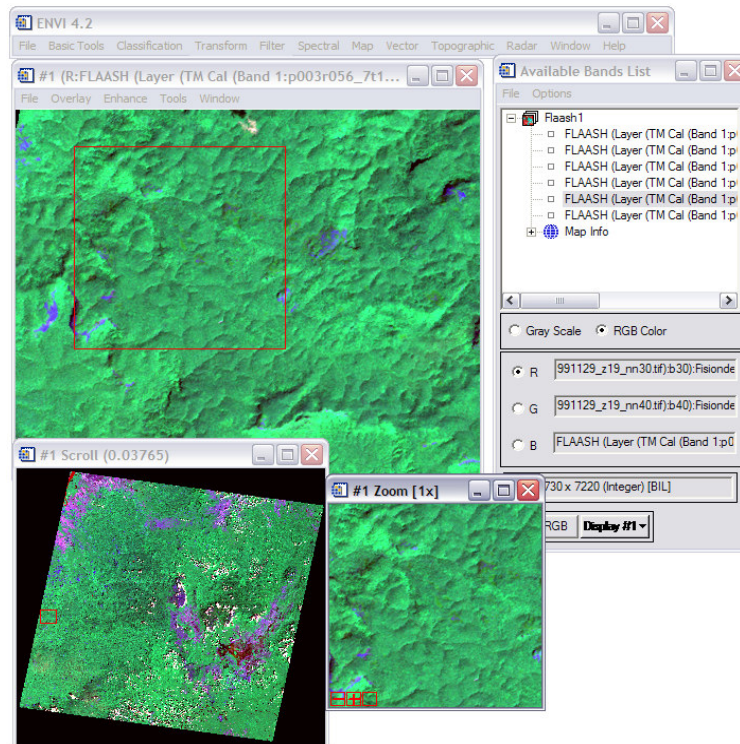


FIG. A- 12 Resultado de la corrección atmosférica FLAASH y visualización de la imagen corregida con la combinación de bandas R3G4B5. Imagen P003R056. En el software ENVI © 4.2

A.3 CORRECCIÓN DE LA FRACCIÓN MÍNIMA DE RUIDO (MNF)

La corrección de Fracción Mínima de Ruido permite la disminución del ruido en la data espectral. Para realizarla se realiza de la siguiente manera:

A.3.1 CONVERSIÓN DE TIFF A IMG:

Para esto se requiere una imagen de extensión IMG. Este archivo es el resultado de la fusión de las imágenes de extensión TIFF. Para generar este archivo se utiliza el Software ERDAS IMAGINE® 8.5 y se procede a hacer lo siguiente:

1. En la barra del menú principal se presiona **Import**, en la ventana de título *Import /Export* se selecciona en la opción **Type** → **TIFF** y en **Media** → **File** . En la opción **Input File** se elige el archivo TIFF perteneciente a la primera banda, se

coloca la ruta y el archivo de salida IMG y luego se presiona **Ok**. Este paso se repite para cada una de las imágenes TIFF.

2. Seguidamente se hace la unión de Imágenes IMG. En la barra del menú se presiona **Interpreter** → **Utilities** → **Layer Snack** . En la opción **Input File** se selecciona cada archivo IMG creado en el paso anterior .En la opción Layer se elije la **opción 1** y para el resto de las imágenes se selecciona del cuadro de lista la opción **All**.

Esto se repite para cada archivo IMG y su correspondiente Layer seleccionado, luego se presiona el botón de acción **Add**. En la opción **Output File** se coloca la ruta y el archivo de salida correspondiente a la fusión IMG y luego se presiona **Ok** .

A.3.2 CREACIÓN DEL ARCHIVO SHAPEFILE EN ARCGIS® 9.1.

Previo a la corrección, es necesario extraer de la imagen los pixeles correspondientes a las nubes y sus sombras, ya que representan valores extremos en la imagen. Los cuales pueden ser confundidos con rasgos topográficos en el software ENV!® 4.2. Para esto se genera un archivo “*Shapefile*” de nombre *Mascara de Nubes* en el software ArcGis® 9.1 de la siguiente manera:

1. Se abre el archivo de extensión IMG que contiene la fusión de imágenes. Al realizar esta acción, aparece la venta adicional y en el menú desplegable seleccionar la opción **New**→ **Shapefile** , seguidamente se abre la ventana *Create New Shapefile* donde se coloca en las opciones **Name** → **Mascara de Nubes** y en **Feature Type** → **Poligon** → **Ok** (FIG. A-13).

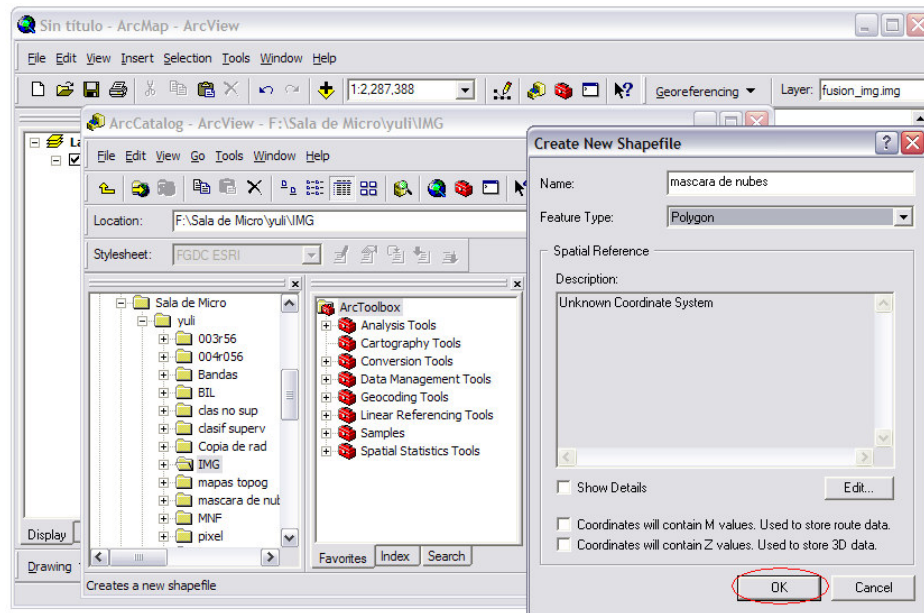


FIG. A- 13 Ventana principal de ArcGis que muestra la creación del Shapefile de la máscara de nube. En el software arcgis® 9.1

2. Aparece la ventana *Propiedades de Spatial Referente* donde se pulsa **Select**, luego en la ventana *Browse for Coordinate System* se hace clic sobre el botón *edit...*, y se despliega la ventana *Propiedades de Spatial Reference*, se hace clic sobre el botón *import...* (FIG. A-14).

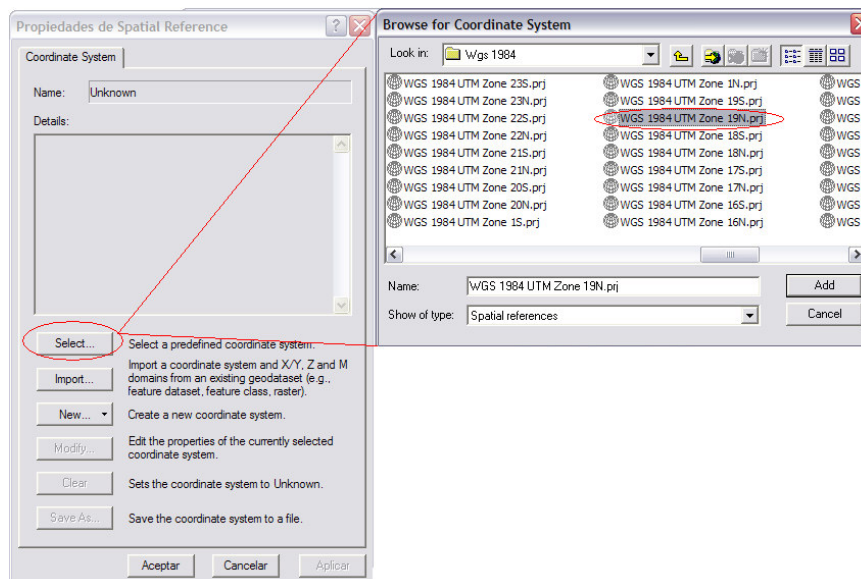


FIG. A- 14 Selección de las Coordenadas UTM en la ventana *Propiedades de Spatial Referente*.

Generalmente para la imagen utilizada en este trabajo se selecciona como referencia WGS 1984 UTM ZONA 19 N (FIG. A-15), y finalmente se hace clic en **aceptar** → **OK**. Se ha creado el *shapefile* de nombre “*Máscara de nubes*” ahora se procede a encerrar en polígonos las nubes y sus sombras.

3. Para la creación de estos polígonos se pulsa en el menú principal la opción **Editor** → **Start Editing**. Se empieza a delimitar el borde de las nubes y sus sombras, creando polígonos cerrados (FIG. A-15).

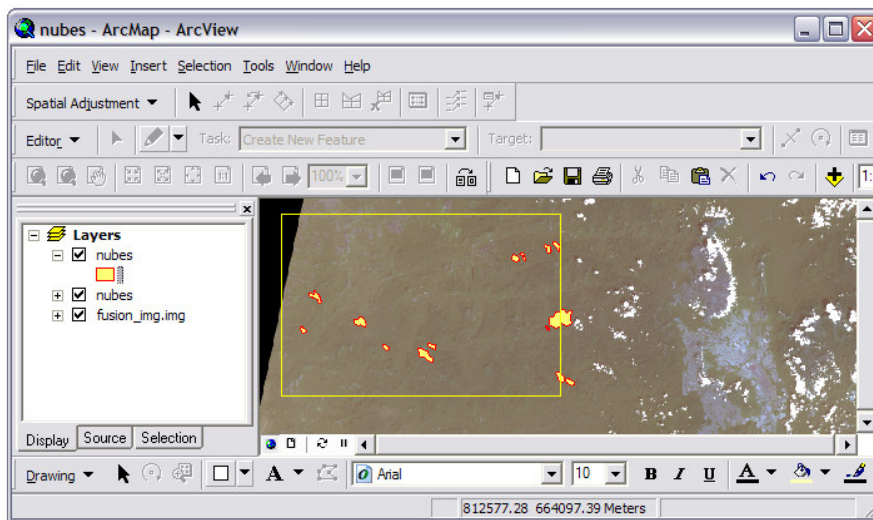


FIG. A- 15 Creación del Shapefile para la Máscara de nubes. Imagen P003R056. En el software arcgis® 9.1

4. El archivo generado anteriormente se importa al software ENVI® 4.2 para transformarlo a un archivo con extensión **ROI**. En el menú principal de ENVI® 4.2 seleccionar **File** → **Open Vector File**, en la ventana de *Select Vector Filenames* se debe abrir el archivo de *máscara nubes* realizada en ArcGis 9.1, luego se despliega la ventana *Import Vector File Parameters* se hace clic en **Choose**, para determinar el software ENVI® 4.2 nombre y ubicación del archivo de salida y luego se pulsa **OK** (FIG. A-16).

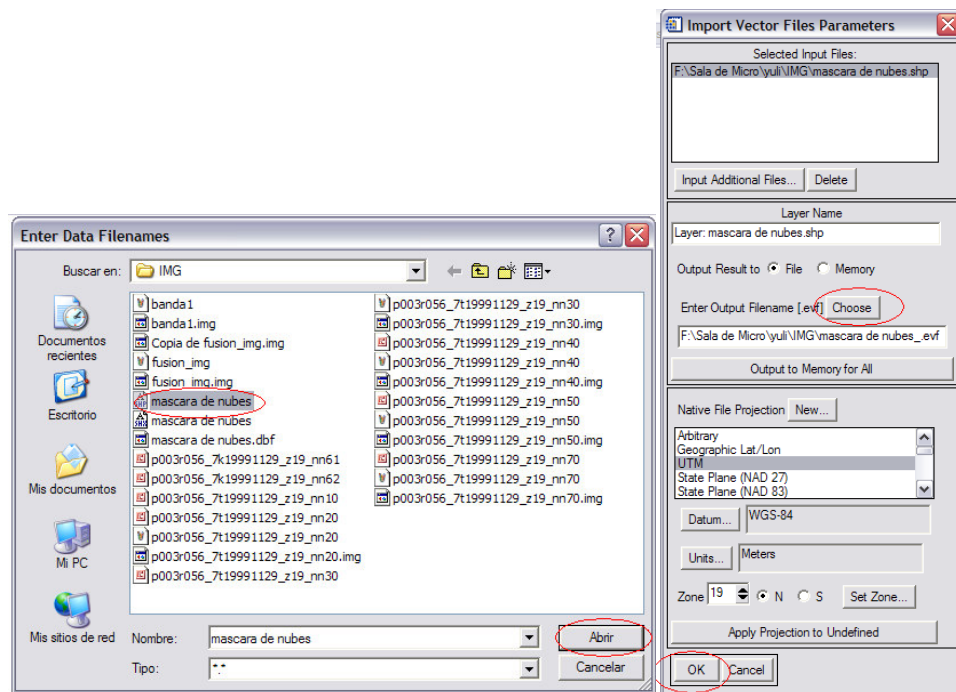


FIG. A- 16 Selección de nombre y ubicación del archivo de salida en la Ventana *Import Vector Files Parameters* del software ENVI® 4.2

Posteriormente se abren dos nuevas ventanas llamada *Available Vector List* y *Load Vector*, en la cual se escoge el archivo que se importó anteriormente y se hace clic en **OK** de **Load Selected**. Se abre la ventana *#1 Vector Parameters* donde se selecciona **File** → **Export Active Layer to ROIs**, aparece la ventana *Export EVF Layers to ROI*. En ella se selecciona la opción **Convert all records of fan EVF layer to one ROI** → **OK**.

5. Seguidamente en el menú principal se presiona **Basic tools** → **Masking** → **Build mask**, se abre la ventana *Mask Definition*, se selecciona **Display # 1** → **Ok..** Se despliega la ventana *#1 Mask Definition*, se pulsa el comando **Options** → **Import ROIs**, en la ventana *Mask Definition Input ROI* se verifica que aparezca seleccionado el archivo recién importado y se presiona **OK**. En la ventana *#1 Mask Definition* pulsar el comando **Options** → **Select Areas "Off"** y se selecciona **choose** donde se le da un nombre al archivo de salida y se hace clic sobre **Apply**.

Una vez realizados todos estos pasos, se procede a realizar la corrección de la fracción mínima de ruido (MNF).

A.3.3 CORRECCIÓN DE LA FRACCIÓN MÍNIMA DE RUIDO (MNF)

1. El menú principal de ENVI 4.2 Se presiona el comando **Spectral** → **MNF Rotation** → **Forward MNF** → **Estimate Noise Statistics from data** (FIG. A-17).

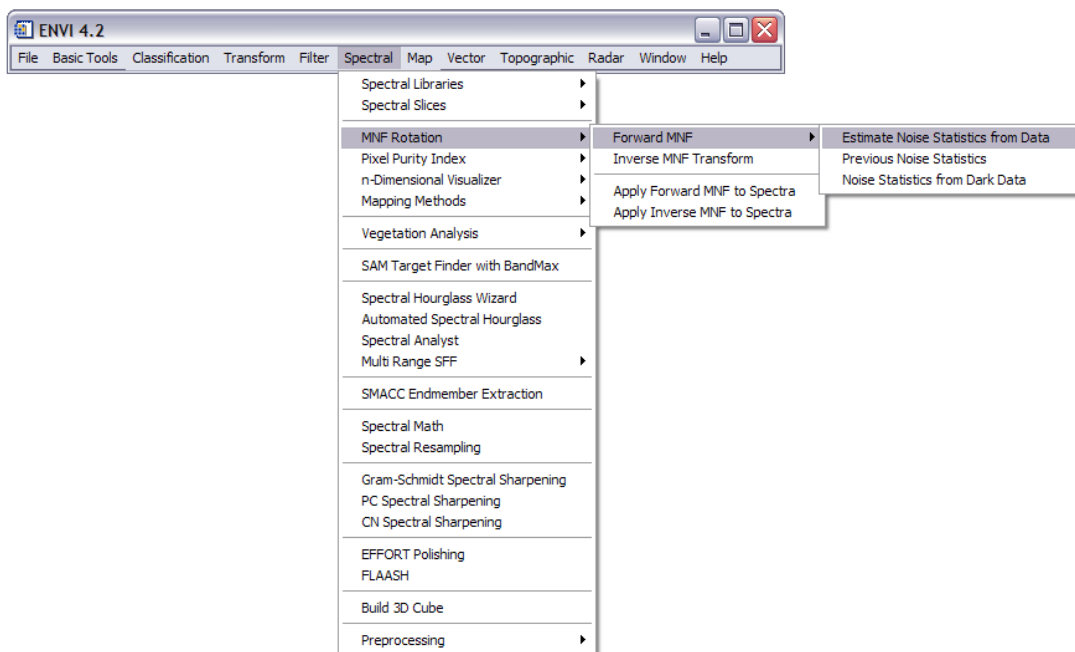


FIG. A- 17 Transformación de la Fracción Mínima de Ruido (MNF), menú principal ENVI.

2. Se abre la ventana *MNF Transform Input File*, se escoge el archivo de salida de la corrección atmosférica (FIG. A-18), luego aparece la ventana *Select Spatial Subset* donde se pulsa la opción **Image**. A continuación aparece la ventana *Subset By Image*, donde se delimita el área donde se va a realizar la Corrección MNF (FIG. A-18), luego se hace clic sobre **OK** → **Spectral Subset**.

Se despliega una ventana llamada *File Spectral Subset* se seleccionan las tres primeras bandas y luego se pulsa **Ok**. Aparece la ventana de título *Forward MNF Transform Parameters*, en la cual se escogen la ruta y el nombre del archivo de salida en *Output Noise Stats Filename* y en *Enter Output Filename*, y para finalizar se selecciona **Ok** (FIG. A-19).

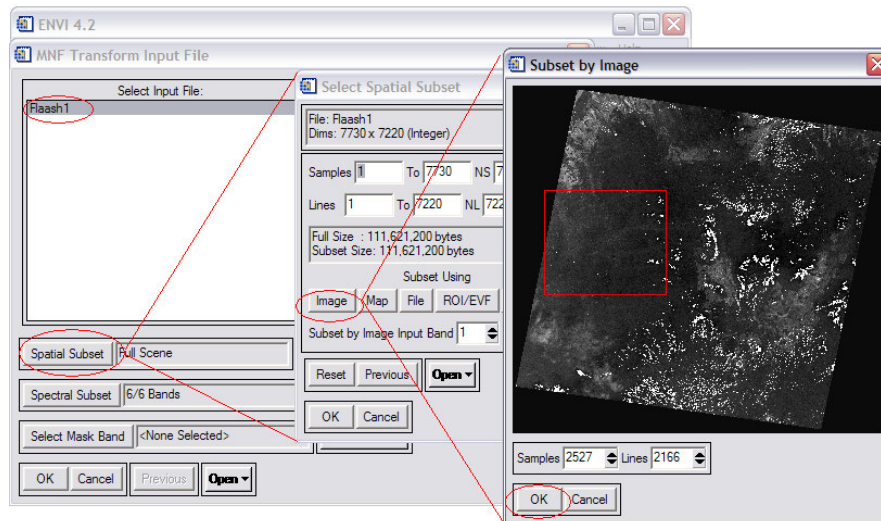


FIG. A- 18 Selección del área de estudio. Imagen P003R056. En el software ENVI ® 4.2

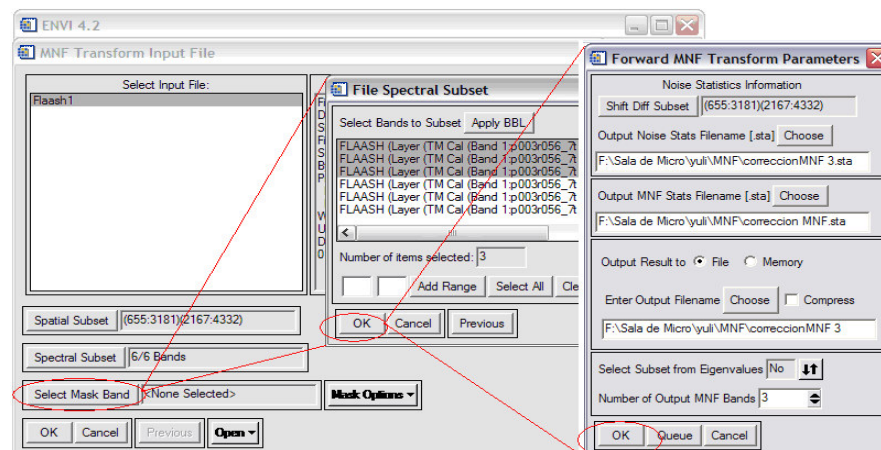


FIG. A- 19 Selección del archivo de la ruta y archivo de salida. En el software ENVI ® 4.2

3. Finalizando el proceso aparecerá una ventana de título *MNF Eigenvalues*, que muestra un grafico de los autovalores MNF organizados en orden decreciente de la varianza (FIG. A-20 y A-21).

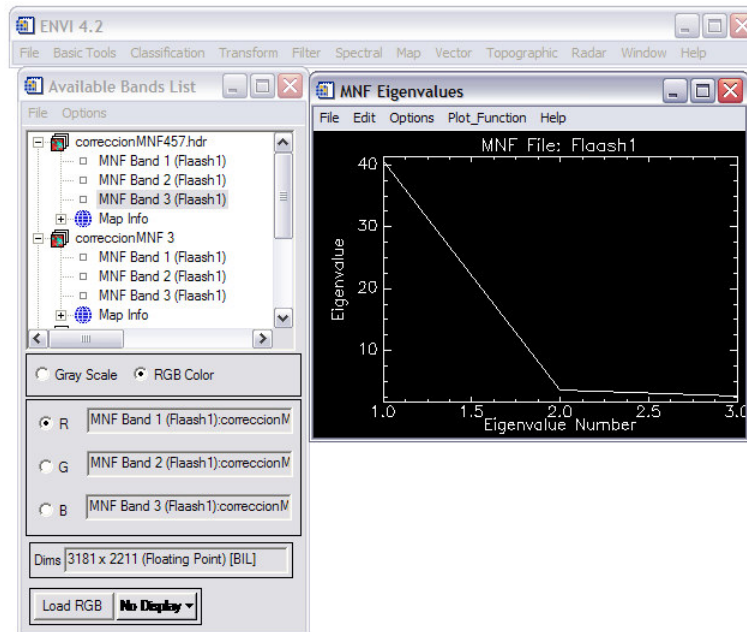


FIG. A- 20 Grafico de los autovalores MNF organizados en orden decreciente de la varianza, en el software ENVI ® 4.2

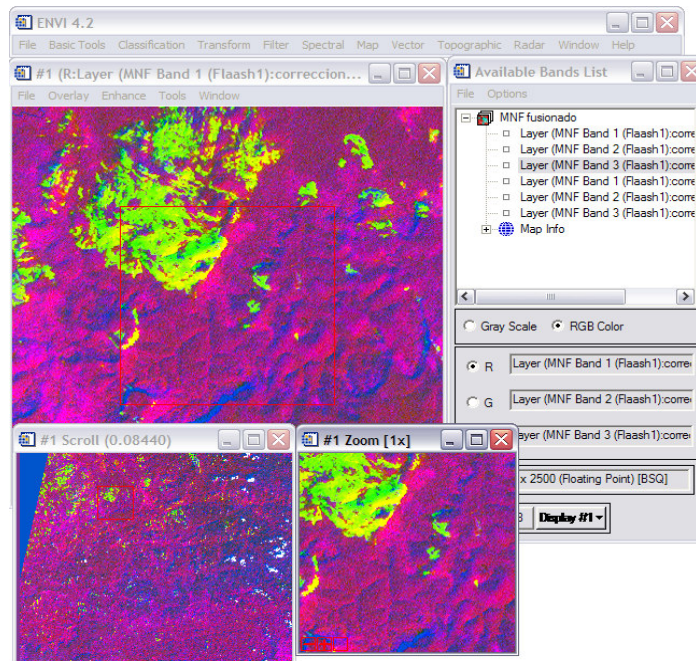


FIG. A- 21 Vista de la Imagen Landsat 7 P003R0561 con la combinación de bandas MNF (1,2,3). En el software ENVI ® 4.2

A.3.4 ÍNDICE DE PUREZA DE PÍXEL (PPI)

El Índice de Pureza del Píxel (PPI) se realiza en el software ENVI® 4.2. En éste procedimiento se selecciona los píxeles extremos en la data que satisfacen el número de iteraciones o el factor de tolerancia propuesto por el usuario, lo que aumenta el nivel de pureza de la imagen. El procedimiento es el siguiente:

1. En la barra del menú principal de ENVI® 4.2, se selecciona el comando **Spectral** → **Pixel Purity Index** → **[FAST] New Output Bands**. Se abre la ventana *Fast Pixel Purity Index Input Data File*, en la cual se selecciona el archivo MNF creado en el paso anterior y se presiona **Spectral Subset** para escoger las 3 primeras bandas (estas son las que poseen la mayor información de la data) y se hace clic en **Ok** (FIG. A-22).

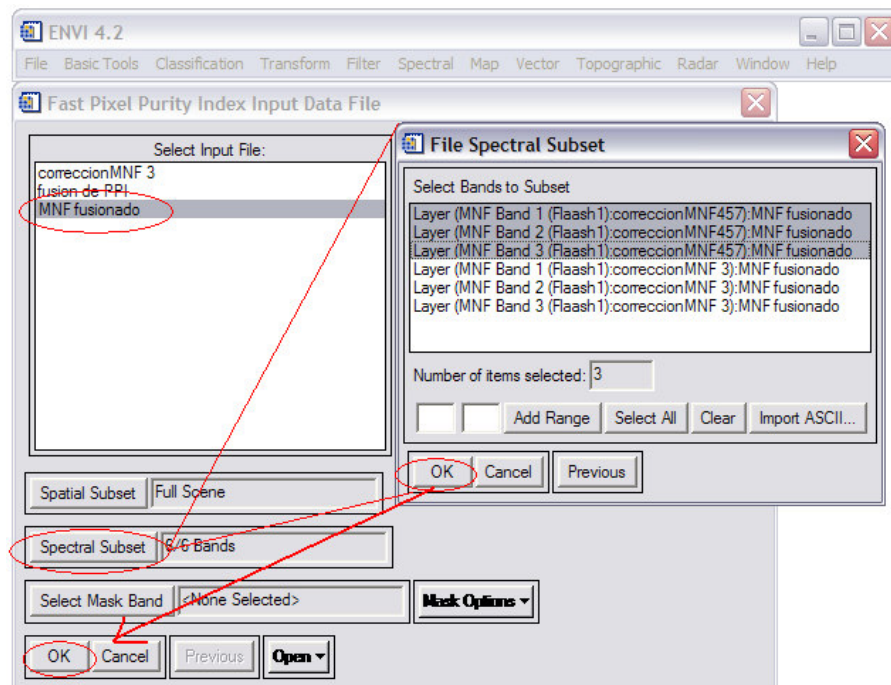


FIG. A- 22 Ventana Fast pixel Purity Index Input Data File y File Spectral Subset. Para el PPI. En el software ENVI ® 4.2

En el procedimiento se muestra un gráfico en el cual se observa el estado del proceso, donde se muestra el total de números de píxeles extremos que satisfacen el criterio de tolerancia del PPI como una función del número de iteraciones.

Posteriormente se abre la imagen resultante del proceso anterior, donde se selecciona la opción **Overlay** → **Density Slice**, se abre una ventana llamada *Density Slice Bands Choice*, se selecciona el archivo al que se le aplicó PPI y se le hace clic en **OK**. Seguidamente se visualizan los píxeles extremos encontrados por el PPI en el espacio de mezcla espectral, de forma manual se seleccionan aquellos píxeles aun más extremos.

Luego se mostrará la ventana *#1 Density Slice* donde se muestran los valores de rango de la cantidad de píxeles seleccionados para cada banda y se presiona el botón **Apply**, se despliega la ventana *#1 PPI* donde se muestran los píxeles extremos. En la ventana *#1 MNF Band 1* se selecciona el menú **Tools** → **Region Of Interest** → **Band threshold to ROI**, esto se hace para cambiar la extensión del archivo a ROI. Seguidamente se despliega la ventana *Band Threshold to ROI Input Band*, donde se selecciona el archivo PPI y se presiona **OK**, se despliega la ventana *Band Thresh to ROI Parameters* donde se colocan los valores máximos y mínimos del umbral aceptable en **Min Thresh Value** y **Max Thresh Value** obtenidos de la operación de distribución de rangos del PPI y se hace clic en **OK**. Los valores mínimos y máximos del umbral deben ser tanteados hasta que en el cuadro emergente *ENVI Question* aparezca un número menor pero aproximado a 10.000. Luego de obtener el número deseado de puntos, se hace clic en **YES** y el *software* comienza a procesar la imagen.

Consecutivamente se despliega la ventana *#1 ROI Tool* (FIG. A-23), en la cual se debe seleccionar el archivo generado y se pulsa la opción **File** → **Save ROIs**, luego se escoge la ruta y el archivo de salida. En la misma ventana se selecciona la opción **File** → **Export ROIs to n-D Visualizer** y se presiona **OK**. Después se abre

una ventana titulada *Select Input Data File* donde se escoge el archivo PPI y se hace clic en **OK**.

Después se despliega la ventana *n-D Visualizer input ROIs* y se selecciona el umbral de puntos que se obtuvieron en el paso anterior, luego clic en **OK**, se despliega otra ventana titulada *Output n-DState* donde se debe presionar **Choose** para seleccionar el nombre y ubicación del archivo de salida, se presiona **OK**, y el programa regresa a la ventana *n-D Controls* (FIG. A-23), en la cual se debe seleccionar en el menú **File**→**Save State...**, después se debe hacer clic en el menú “**Options** → **3D: Drive Axes** para permitir el movimiento de los ejes, se despliega una ventana titulada **n-D Controls** (FIG. A-23) y se escoge “1, 2 y 3”, haciendo clic sobre éstos números. Seguidamente se presiona **Start**. (ver Fig A-23)

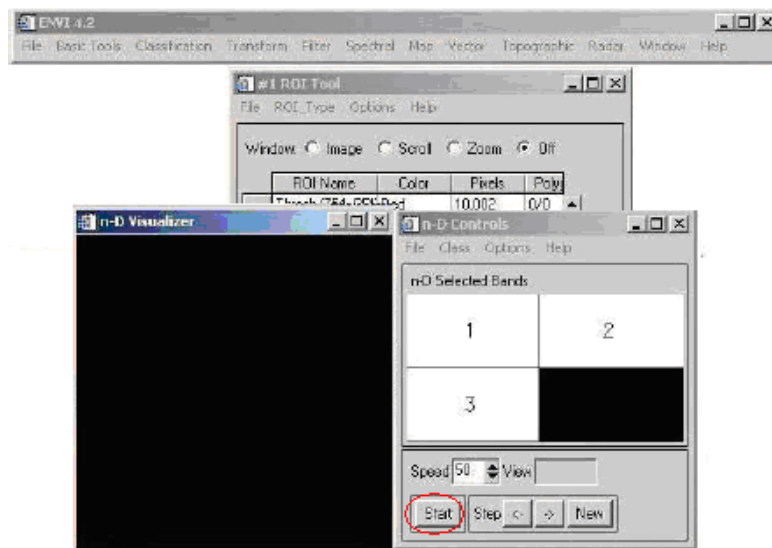


FIG. A- 23 Menú para exportar el ROI al visualizador y ventana n-D Controls. En el software ENVI © 4,2

Luego se muestran los píxeles extremos encontrados por la corrección PPI en un espacio tridimensional, donde se procede a seleccionar manualmente los píxeles más extremos observados en dicho espacio, se seleccionan pintando los píxeles extremos con un color diferente por grupo de píxeles. Al final de este proceso se

obtienen 7 clases de pixeles extremos, observados en la ventana *#1 ROI Tool*, en la misma ventana se seleccionan todas las clases, en la ventana *Save ROIs to File* se seleccionan también todas las clases.

Luego se debe presionar **Choose** para determinar el nombre y ubicación al archivo de salida, y para finalizar se presiona **OK**.

A las imágenes se les aplicó el algoritmo “*Spectral Angle Mapper*” (SAM), este algoritmo calcula la distancia angular existente entre un espectro de referencia y un pixel cualquiera, esto filtra el número de pixeles existentes en la data cuando estos tengan un ángulo mayor al del espectro de referencia.

Entonces, para realizar este algoritmo se selecciona **Spectral** en el menú principal de ENVI, luego se selecciona **Mapping Methods** → **Spectral Angle Mapper** (Fig A-24), se abre una ventana titulada *Clasification Input File*, se selecciona el archivo obtenido del proceso anterior, se hace clic en el botón “**Spectral Subset**”.

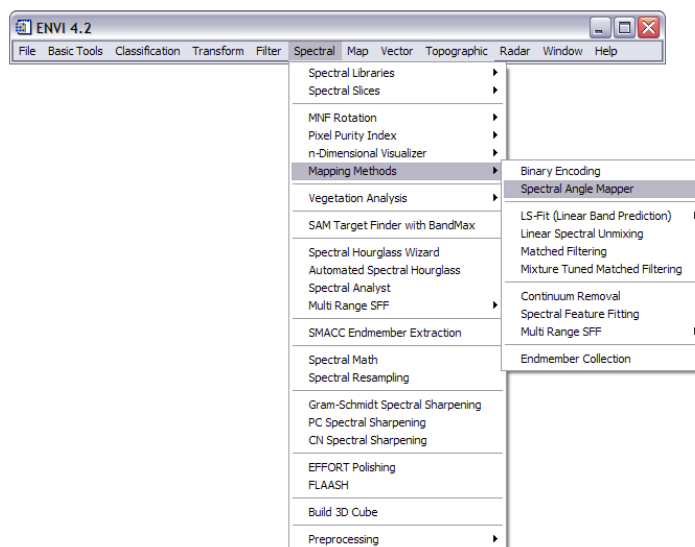


FIG. A- 24 Menú principal del ENVI para realizar la corrección SAM.

Seguidamente se despliega la ventana *File Spectral Subset* en la cual se escogen las tres primeras bandas y se hace clic en **OK**. Inmediatamente se despliega la ventana *Endmember collection: SAM*, se selecciona el menú **Input** → **From ROI/EVF from input file...**, se abre dentro de la misma ventana una tabla en la que se muestran las clases, se seleccionan todas y se presiona el botón **OK**, se despliega la ventana **Spectral Angle Mapper Parameters** en la cual se da ubicación y nombre al archivo de salida con la corrección SAM.

A.3.5 CLASIFICACIÓN NO SUPERVISADA

El siguiente paso es la clasificación no supervisada, con la cual el programa hace una clasificación de los píxeles por características similares, que divide el espacio de las variables en una serie de regiones, de manera que se minimice la varianza interna de los píxeles incluidas en cada región.

1. Para ello se selecciona en el menú principal del Software ERDAS IMAGINE® 8.6, la opción **Classifier** → **Unsupervised Classification**, y en la opción **Input Raster** se introduce el archivo generado en la corrección atmosférica FLAASH. En la opción **Output Cluster Layer** se escoge la ruta y el nombre del archivo imagen de salida y en la opción **Output Signature Set** el nombre y ruta de salida del archivo que contiene las clases obtenidas y se pulsa **Ok** (FIG. A-25). Luego comienza el análisis estadístico representando su avance en una barra de progreso (FIG. A-25).

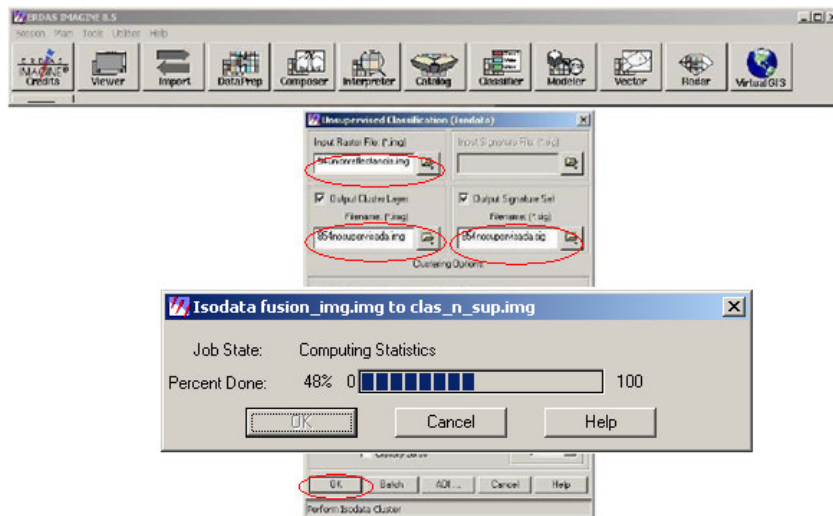


FIG. A- 25 Clasificación no supervisada en el menú principal de ERDAS. En el software ERDAS

2. Una vez finalizado el proceso, en la ventana **Viewer # 1** se abre el archivo generado, sobre esta ventana se pulsa el botón derecho del Mouse y del menú desplegable que aparece se selecciona la opción **Fit Image to Window**. En la misma ventana se pulsa **Raster** → **Attributes**. Aparece un aventana que contiene todas las clases obtenidas donde se procede a realizar la interpretación (FIG. A-26).

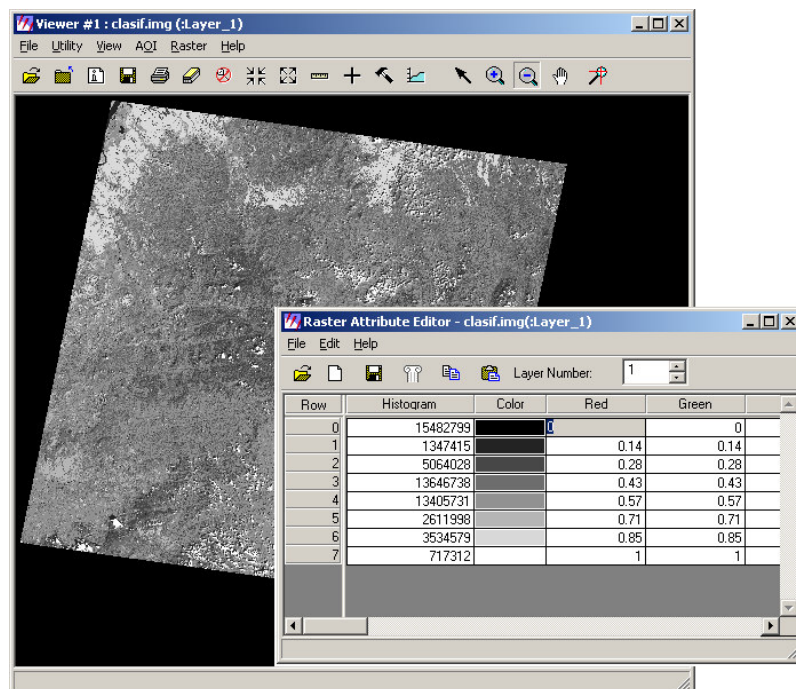


FIG. A- 26 Resultado de la clasificación no supervisada y vista de las clases obtenidas. Imagen P003R056. En el software ERDAS.

A.3.6 CLASIFICACIÓN SUPERVISADA

En seguida se debe realizar la clasificación supervisada, que consiste en hacer una clasificación de los píxeles con características similares, que el usuario define mediante la observación de la imagen, con previo conocimiento geológico del área.

Para hacer esta clasificación en primer lugar se debe abrir la imagen resultado de la corrección FLAASH, en el *software* ERDAS IMAGINE, en el menú principal de la ventana *Viewer #1* se selecciona **Raster** → **Tools...** y se despliega la ventana *Raster* en la cual están las herramientas para modificar las imágenes, se selecciona la herramienta **Create Polygon AOI**, luego en el menú principal se selecciona **Classifier**, se despliega la ventana **Classification** y se hace clic sobre el botón **Signature Editor** y se despliega la ventana **Signature Editor**, posteriormente con la herramienta se hace un polígono sobre la imagen en aquellas regiones cuyas características son similares tales como: Suelos residuales, valles, sembradíos, drenajes, nubes, sombras de nubes, cuerpos de agua, vegetación, roca, suelo; al seleccionar una clase encerrándola en un polígono se procede a presionar el botón “+ L►”, de inmediato se adhiere la clase seleccionada, se encierran en polígonos varias clases de las mismas características. Este procedimiento se repite tantas veces como clases se deseen crear.

Seguidamente en la ventana *Signature Editor* se hace clic sobre **File** → **Save** y se guardan las clases, en la ventana *Viewer #1* se hace clic en **File** → **Save** → **All Layers** y se guarda el archivo de la imagen, luego en la ventana *classification* se hace clic en **Supervised Clasification**, se despliega la ventana *Supervised Clasification* y se introducen los nombres del archivo de imagen recién creado, el nombre del archivo *signature* y se da un nombre de salida para el archivo que va a tener la clasificación supervisada. Para finalizar se hace clic en **OK** y se obtiene la clasificación supervisada (FIG. A-27).

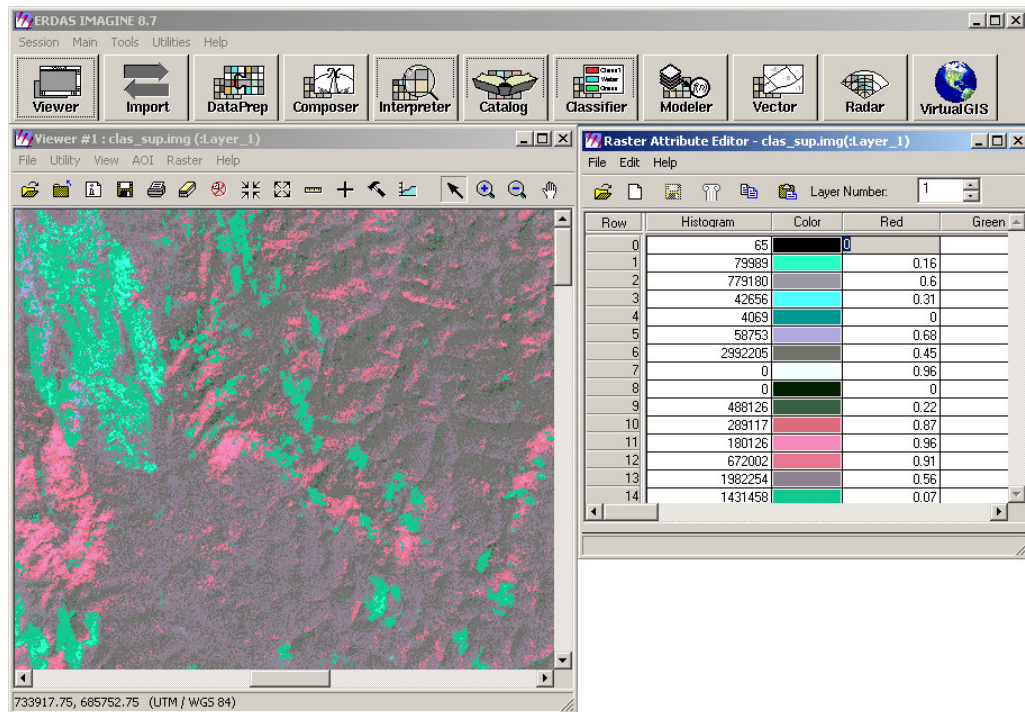


FIG. A- 27 Resultado de la Clasificación Supervisada y vista de las clases obtenidas. Imagen P003R056. En el software ERDAS

A.4. REALIZACIÓN DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN

El mismo, consiste en identificar la cantidad de material vegetal existente en la superficie. Para efectuar esto en el *software* ERDAS IMAGINE® 8.5 en el menú principal se hace clic en **Interpreter**, se despliega la ventana *image interpreter*, luego se hace clic sobre el botón **Spectral Enhancement** lo cual despliega la ventana índice. En ésta ventana se determina el archivo al cual se le va a aplicar el procedimiento, y se le da una ubicación y nombre de salida. Luego en *select functions* se selecciona **Veg Index**, en sensor se selecciona Landsat TM. Y para finalizar se presiona **OK** (FIG. A-28).

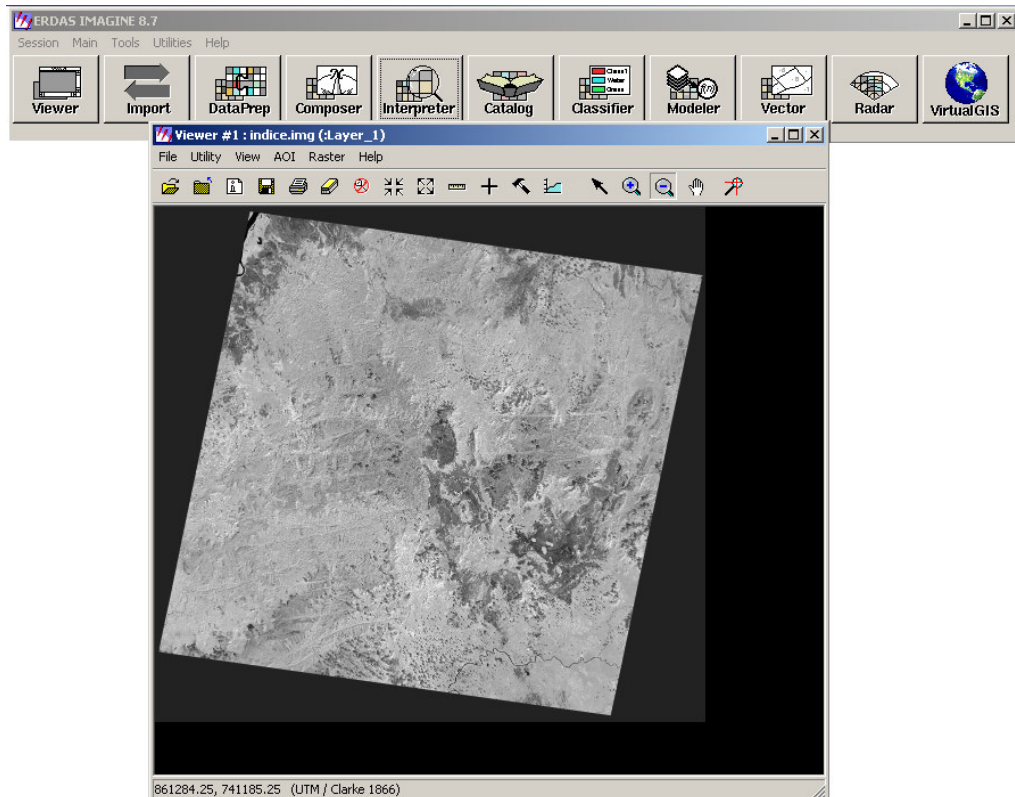



FIG. A- 28 Procedimiento en ERDAS para realizar el índice de vegetación. En los colores claros, se encuentra la mayor concentración de vegetación. Imagen P003R056.

A.5 FIRMAS ESPECTRALES

A continuación se deben realizar las firmas espectrales en ERDAS, que consisten en caracterizar diferentes lugares de la zona de estudio con la finalidad de obtener su firma espectral que es característico de cada material que compone la superficie.

Por lo cual, se debe abrir el archivo resultante de la clasificación supervisada. Luego en la ventana *Viewer #1* se selecciona el menú **Raster** → **Tools...**, Se despliega la ventana *Raster* (FIG. A-29), se selecciona la herramienta *Create polygon AOI*. Después en el menú principal del ERDAS se hace clic sobre el botón **Classifier**, se despliega la ventana *classification*, se hace clic en **Signature Editor**.

Entonces con la herramienta *Create polygon* se hacen polígonos sobre las regiones de interés, luego en la ventana *Signature Editor* se presiona el botón “+ L►”, para agregar la clase.

Posteriormente se hace clic sobre el botón “” y se muestra la ventana *signature mean plot* (FIG. A-29) donde se muestra el histograma de la clase. Una vez obtenida la firma espectral de la clase, se procede a determinar el material correspondiente a esa firma espectral (FIG. A-29).

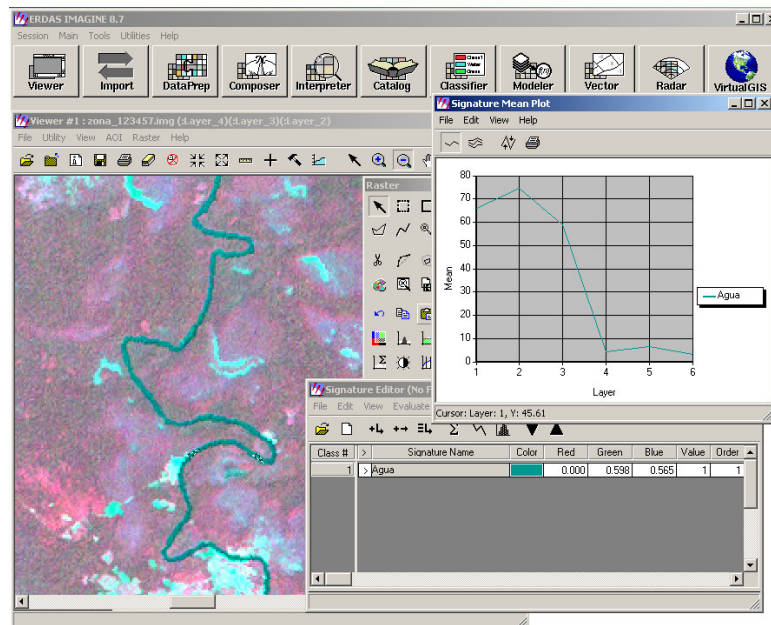


FIG. A- 29 Firma espectral del Agua en ERDAS Imagine.

A.6 MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (DEM)

Es una representación digital de la superficie terrestre, permite observar el área de interés en 3D, facilitándole al usuario una mejor observación de la topografía del terreno, estructuras de deformación, buzamientos, etc. Para realizar el DEM se procede de la siguiente manera:

1. En el menú principal de ENVI, se abre la imagen corregida en Flaash, luego se selecciona la opción **Topographic** → **3D SurfaceView** (FIG. A-30).

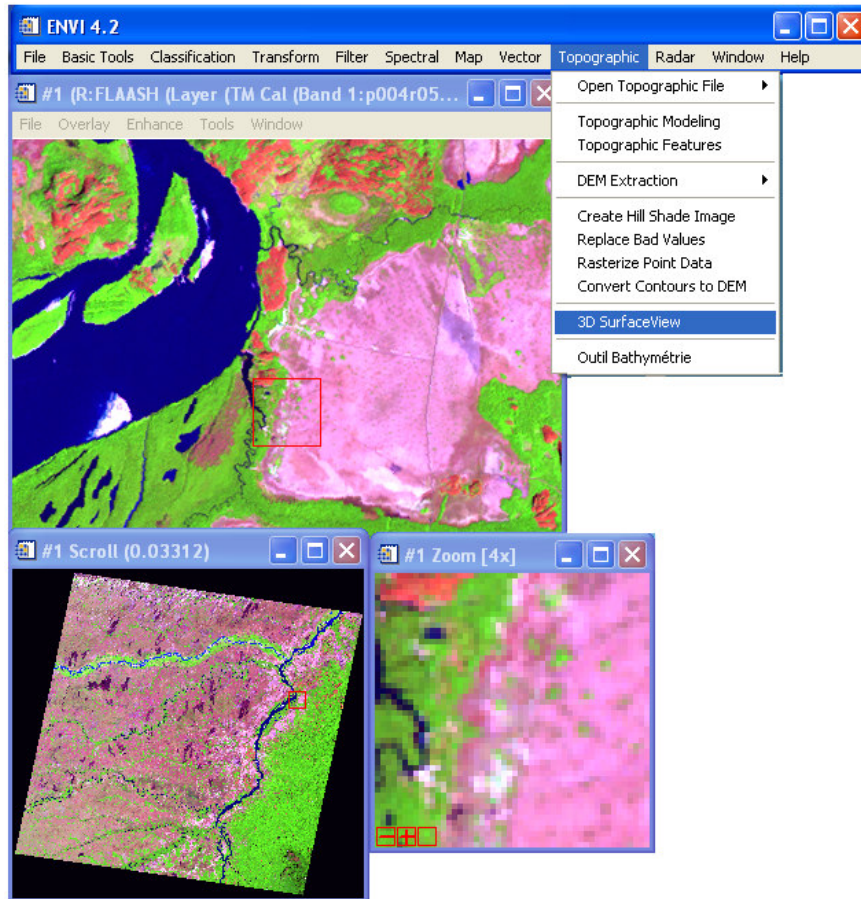


FIG. A- 30 Despliegue de la Imagen P004R056, combinación R5G4B3 en el menú principal de ENVI y selección de 3D SurfaceView.

2. Se despliega la ventana *3D SurfaceView Input Parameters*, donde se selecciona la calidad de la imagen en *DEM Resolution* y se exagera la escala vertical para una mejor observación, luego se presiona **Ok**. Aparece la ventana *Slect Spatial Subset* donde se presiona **Reset**, y en la ventna *Subset by Imagen* se escoge el área de interés para realizar el DEM y se hace clic en **Ok** (FIG. A-31).

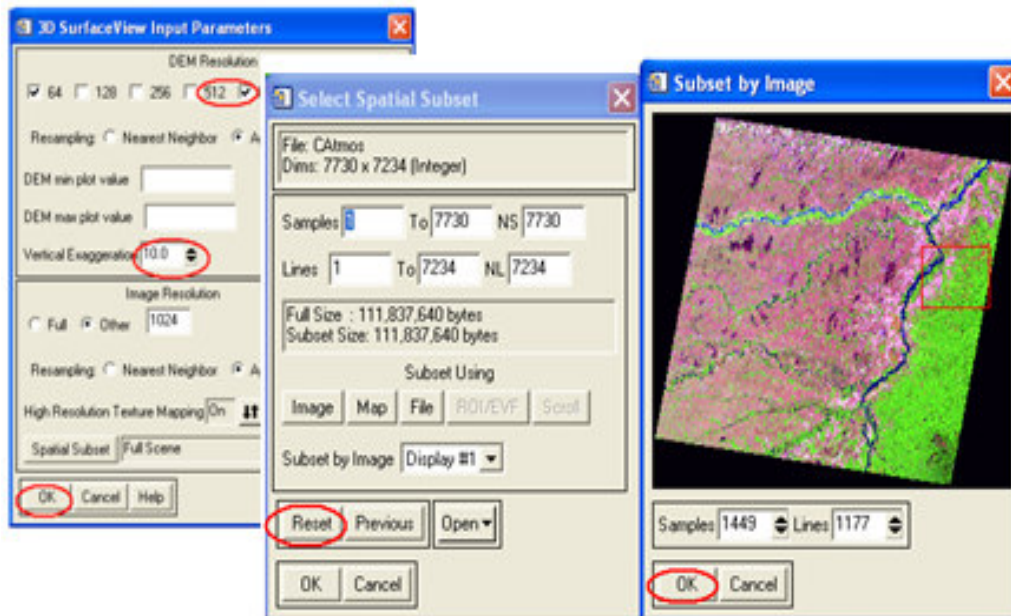


FIG. A- 31 Ventanas 3D SurfaceView Input Parameters, Select spatial Subset y Subset by Imagen para la selección del área donde se quiere realizar el DEM, en el Software ENVI.

3. Se abre la ventana *3D SurfaceView* que muestra el DEM generado (FIG. A-32), en esta misma ventana se hace clic en **Options** → **Surface Controls...** y se despliega la ventana *3D SurfaceView Controls*, donde se le puede cambiar las propiedades del DEM (FIG. A-33).

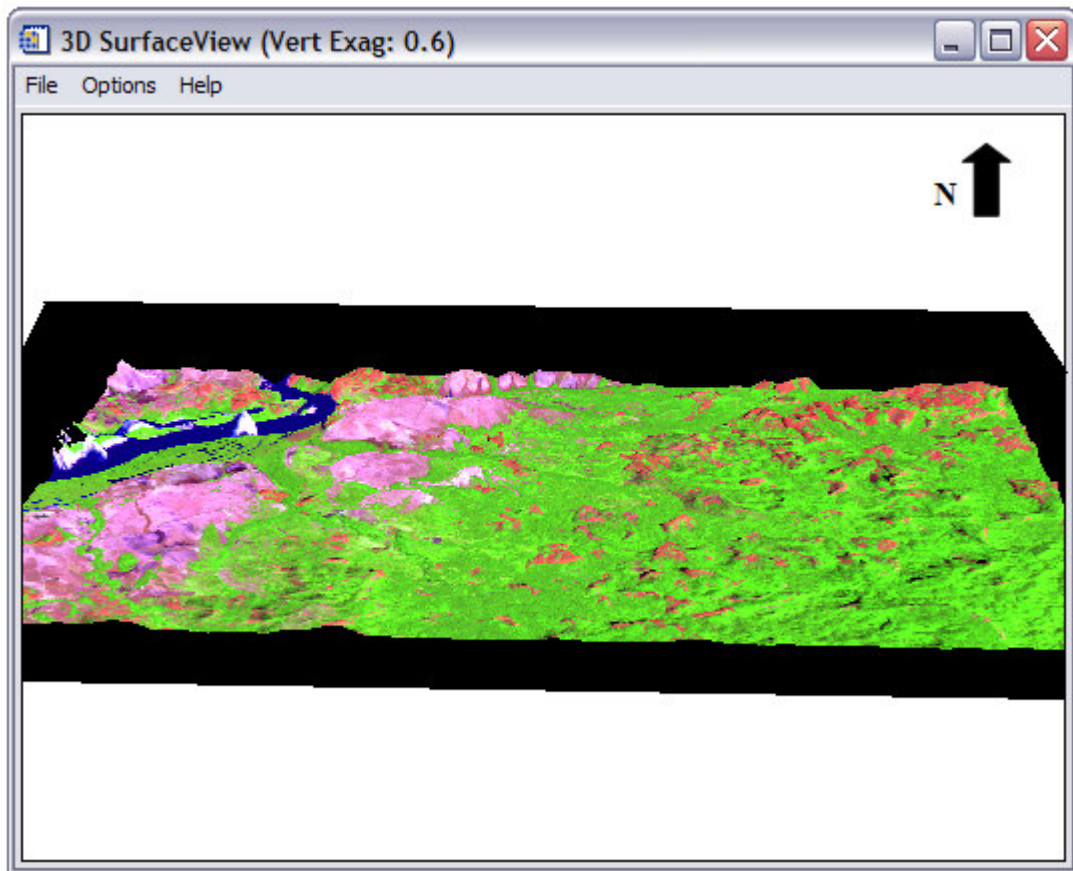


FIG. A- 32 Modelo Digital de Elevación (DEM) de la imagen P004R056, combinación R5G4B3, una escala de exageración vertical de 0.6 y selección de Textura en la opción *Surface Style* en el menú principal de ENVI.

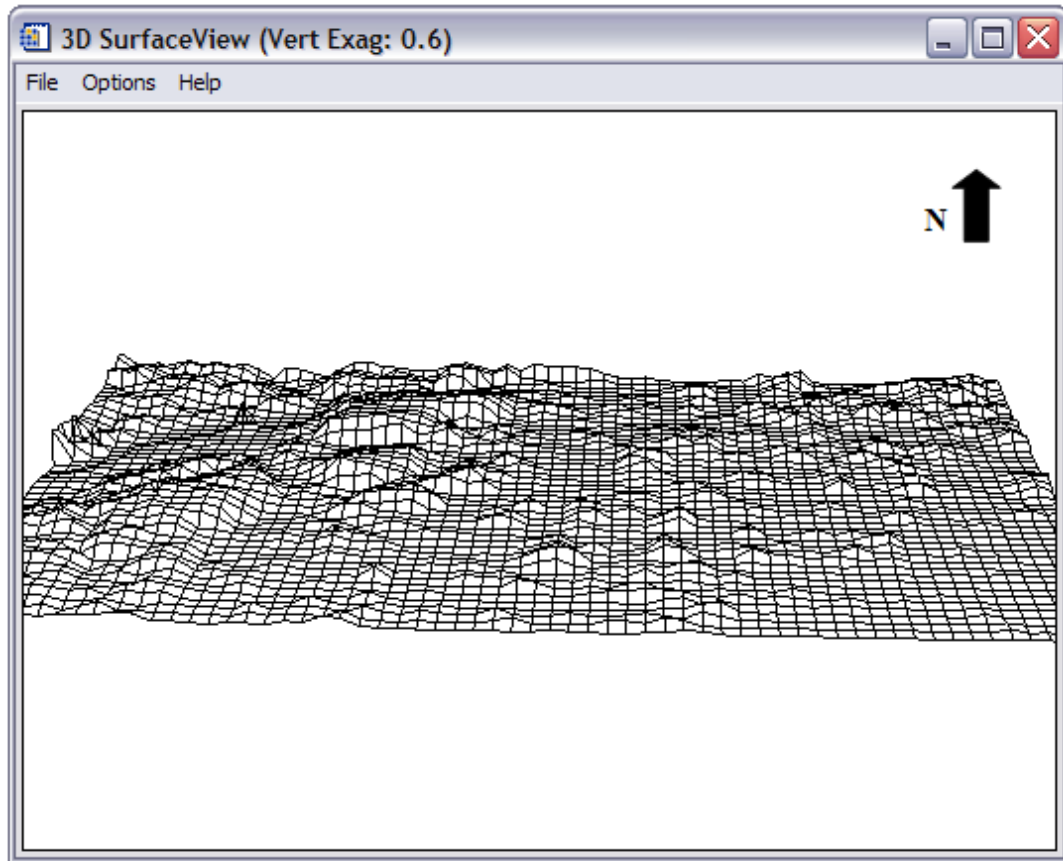


FIG. A- 33 Modelo Digital de Elevación (DEM) de la imagen P004R056, combinación R5G4B3, una escala de exageración vertical de 0.6 y selección de Mayado en la opción *Surface Style* en el menú principal de ENVI.