



TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**IDENTIFICACIÓN DE CUERPOS FÉLSICOS INTRUSIVOS MEDIANTE EL USO
DE IMÁGENES SATELITALES AL SUR DE LA FALLA DE GURI, ESTADO
BOLÍVAR, VENEZUELA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. González M., Marcos y
por la Br. Sol C., Paola
Para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2023



TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**IDENTIFICACIÓN DE CUERPOS FÉLSICOS INTRUSIVOS MEDIANTE EL USO
DE IMÁGENES SATELITALES AL SUR DE LA FALLA DE GURI, ESTADO
BOLÍVAR, VENEZUELA**

Tutor académico: Prof. Mauricio Hernández

Cotutor: Prof. Sebastián Grande

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. González M., Marcos y
por la Br. Sol C., Paola
Para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2023

**ACTA DE DEFENSA
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

El día 08 de agosto del año 2023, se realizó la defensa del Trabajo Especial de Grado de **Marcos González** y **Paola Sol**, portadores de las cédulas de identidad **V-27.351.794** y **V-26.179.662** titulado: "**Identificación de cuerpos félsicos intrusivos mediante el uso de imágenes satelitales al sur de la falla de Guri, Estado Bolívar, Venezuela**", para aspirar al título de Ingeniero Geólogo.

La defensa se llevó a cabo en el salón Zuloaga e inició a las 3:00 pm y culminó a las 5:00 pm. Concluida la presentación oral, fue cubierta la fase de preguntas del jurado. Posteriormente, el jurado deliberó y acordó la máxima nota de Veinte (20) puntos y se otorgó una **Mención Honorífica** por ser innovadora y por su calidad como T.E.G.

A los efectos de dar fe del acto académico de defensa del Trabajo Especial de Grado de **Marcos González** y **Paola Sol**, se levanta la presente acta a los 08 días del mes de agosto del año 2023.

Mauricio Hernández
Tutor y Coordinador del Jurado
V-13.608.027

Ricardo Alezones
Jurado
V-6.891.119

Liliana Urbina
Jurado
V-14.839.454

Prof. L. Urbina
Departamento de Geología
de Geología.
22/08/23

AGRADECIMIENTOS

Con este trabajo culmina mi formación universitaria, una de las etapas más importantes y trascendentales dentro de mi vida, y un camino que decidí emprender con el fin de convertirme en la persona que siempre quise ser. Al observar los resultados alcanzados, solo me queda mirar en retrospectiva y reflexionar acerca de lo indispensable que han sido ciertas personas para que este éxito sea posible. Por esta razón, hoy quiero agradecerles...

A mi padre, a mi madre y a mis hermanos, por tomar este objetivo como suyo y apoyarme incondicionalmente en cada una de las decisiones que tomé a lo largo de este camino.

A mi abuela Roberta, por creer profundamente en mí y hacerme sentir capaz de alcanzar todo lo que me propongo. También a ti, abuelo González, por sentirte tan orgulloso de tenerme como nieto y por dejarme tantos consejos que aún perduran en mi cabeza. Pero principalmente, por enseñarme en primera plana que debemos valorar el tiempo y los momentos. Pues, incluso nuestros seres más queridos pueden macharse para nunca más volver.

A de más familiares, en especial a mi tío Edgar, por hacerme sentir como un hijo y apoyarme cada vez que lo necesité.

A ti, Paola, por convertirte en mi pilar y sostén cuando la neblina no me dejaba ver, y por enseñarme que por más difícil que se encuentre el camino, podremos encontrar la manera de superarlo si trabajamos juntos.

A mi amiga Andrea, por estar ahí cada vez que lo necesité, y por mostrarme que una amistad va más allá del tiempo y la distancia, y a mis amigos Saúl y Williams por apoyarme a lo largo de todo el proceso y continuar siendo importantes después de él.

*Sentir la usencia, te hace entender la importancia de la presencia, sobre todo cuando
quieres celebrar un sueño cumplido.*

Marcos González.

Este logro es por ustedes y para ustedes

Leí en alguna parte que somos los fragmentos que recopilamos con el paso del tiempo, esos que encontramos gracias a las personas que conocemos, a los momentos, obstáculos y enseñanzas de vida. Hoy, soy lo que soy gracias a esa suma de partes, gracias a ustedes, a mi Dios, a mis padres, mis familiares, mis amigos y a mis profesores. A esas personas que quizás hoy por hoy no están presentes, pero que compartieron conmigo su esencia, su visión de la vida, sus experiencias. Este logro también es por ellos, por aquellas personas que se cruzaron en mi camino solo para acompañarme a llegar a otro, pero durante el trayecto dejaron una marca en mí.

Analizando lo anterior, soy el resultado de todo lo que he vivido, lo que he perdido o ganado, soy el resultado de los valores que me ha inculcado mi familia, del buen corazón, positivismo y de la fortaleza de mi madre, de la resiliencia de mi otra madre, de la sensibilidad y audacia de mi padre, de la inspiración y pasión de mi otro padre, de los refranes de mi abuela, de la coquetería de mi otra abuela, del canto de mis abuelos, de los cuidados de la Sra. Gladys, de la fuerza de mi tía, de la bondad y altruismo de mi otra tía, de la determinación de mi tío, de la complicidad con mi primo, de las ocurrencias de mis otros primos, de los detalles de mis suegros, de las conversaciones con mis hermanas y de los te amo de mi hermano. Soy el resultado del amor, la confianza, los consejos y el apoyo de toda mi familia. Es por ustedes y por Dios que soy afortunada de llegar hasta donde he llegado. Es por ustedes que hoy logro una meta, un sueño. Es por ustedes que hoy lo celebro, porque ¿De qué sirve tu éxito si no tienes con quien compartirlo, ¿quién celebre contigo? Ustedes son mi motor, mi salvavida, mi balsa, mi cura. A ustedes, les debo todo lo que soy y lo que seré. Gracias a ustedes hoy alcanzo una meta más.

Por último, soy el resultado de mi esfuerzo, de mi resiliencia, de las ganas de seguir mi sueño, de la necesidad de retribuirles a mi familia, aunque sea un poco lo que me han dado y de la exigencia de demostrarme que sí puedo.

Hace unos años, veía este triunfo lejos, hoy me doy cuenta que los sueños son del tamaño de nuestra imaginación y del tamaño del dominio del miedo. Me agradezco por nunca rendirme y por siempre buscar soluciones, gracias mamá eso lo aprendí de ti.

La vida es eso que pasa cuando no te das cuenta, son los momentos con la familia, con amigos, con conocidos, son los recuerdos, los obstáculos superados y los no, también, son las risas, son las miradas cómplices, las lágrimas, las noches sin dormir, son los sueños cumplidos, las metas por cumplir, son los pasos que doy para posicionarme a donde quiero ir. Y son justo esos pasos los que me llevaron a conocerlos, a ustedes, mis amigos y mi compañero de vida. Pasos que sin aviso me colocaron en el camino de aquella amiga de la infancia que sigue hasta la adultez, esa amistad transparente, bonita y leal, a la que acudo cuando el camino es estrecho, cuando hay tempestad, a ti te doy gracias por sostenerme, por ayudarme a brillar como tú lo haces, por ser mi faro. También, me llevaron a aquellos que conocí durante los primeros semestres de mi carrera y que siguen después de ella, a ustedes, quienes me abrieron las puertas de sus casas, con los que puedo contar y quienes volvieron especiales esas primeras veces; les agradezco el haber hecho un poco más fácil el adaptarme a los cambios, a las inseguridades de la nueva etapa, a los inicios, sin ustedes nada hubiese sido igual. Esos mismos pasos me acercaron a esa persona que no me deja caer, que no me deja flaquear, a ti, te agradezco por siempre tener algo bueno que decirme, por tus consejos, por creer que soy capaz, por creer en mí y en mis capacidades aun cuando yo no lo hacía, por tu incondicionalidad. Por esos pasos lo conocí a él, él que se volvió cercano sin previo aviso, sin tener intención, pero que sin el nada tendría sentido, él que me apoya, que me impulsa a seguir cada día, que me cuida y que me ve con los ojitos más lindos que he visto, a ti, te agradezco por todo, por cada noche que madrugamos estudiando, por cada día que te armabas de paciencia para explicarme, por cada noche que me acompañabas mientras yo estudiaba, por cada afirmación que me dabas, por ser mi compañero de TEG y por todas esas cosas que solo tú y yo sabemos. ¿Como no estar orgullosa de mis pasos, de mi trayectoria? Si gracias a ellos tengo a mi lado a personas increíbles, que, a pesar de la ausencia de cantidad, llenan este instante de mi vida y componen a la persona que soy ahora.

Las cosas ocurren sin avisar, cuando no estas preparado para ellas o quizás en el fondo lo estas. Estas cosas te cambian, te fortalecen, te lustran y te dan valentía, te obligan a ver desde otro enfoque la vida, el mundo en general, y es por eso que abrazo las experiencias que me brindó la ilustre Universidad Central de Venezuela, mi alma mater, mi escuela, porque no solo me dio la oportunidad de obtener mi título profesional, sino que deja una huella en mí, una que no es física, una que nadie ve, pero está. Mi universidad y mis profesores que día a día ejercen con pasión y con vocación, me lustraron, me pulieron y me prepararon para la vida, gracias a ellos puedo decir que soy Ingeniero Geólogo de la República Bolivariana de Venezuela.

Paola Sol.

Marcos S. González M. & Paola V. Sol C.

**IDENTIFICACIÓN DE CUERPOS FÉLSICOS INTRUSIVOS MEDIANTE EL USO
DE IMÁGENES SATELITALES AL SUR DE LA FALLA DE GURI, ESTADO
BOLÍVAR, VENEZUELA**

Tutor académico: Mauricio Hernández

Cotutor: Sebastián Grande

**T.E.G. Caracas, Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela
de Geología, Minas y Geofísica.**

Agosto, 2023. 126p.

RESUMEN

El presente trabajo se enfocó en la interpretación de los cuerpos félsicos intrusivos al sur de la falla del Guri, dentro del área conformada por las hojas cartográficas 7638, 7639, 7738, 7739, 7838 y 7839 a escala 1:100.000, esto a través del uso de sensores remotos y el apoyo de información de trabajos previos. Para ello, se establecieron cinco objetivos específicos, dirigidos a la recopilación bibliográfica, a la interpretación geomorfológica, hidrológica, estructural y litológica, y la actualización de la cartografía. La metodología empleada estuvo destinada a la digitalización de los datos espaciales, al procesamiento y tratamiento de las imágenes LANDSAT 8 y ASTER, a través de *software* especiales y, por último, a la distinción de cuerpos félsicos intrusivos por medio de la combinación de bandas y clasificación no supervisada. Posteriormente, se interpretaron los datos obtenidos, dando como resultado mapas particulares para paisajes, hidrología, estructuras y litologías. Luego, se realizó una integración de dichos mapas con la finalidad de generar una carta geológica actualizada a escala 1:100.000, donde se identificaron los cuerpos en cuestión. Seguidamente, estos resultados fueron analizados y comparados con los datos recopilados para observar su correspondencia, asimismo, se reajustaron los nombres de las unidades y se clasificaron los cuerpos ígneos de manera adecuada a su petrografía y génesis. Finalmente, se concluyó que los sensores remotos son confiables en esta zona para la identificación de cuerpos félsicos intrusivos y para la actualización de cartas geológicas, dejando establecidas una serie de recomendaciones a tomar en cuenta para mejorar su utilización.

Palabras claves: Sensores remotos, cuerpos félsicos intrusivos, actualización de la cartografía geológica.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Justificación	1
1.3. Objetivos	2
1.3.1. General	2
1.3.2. Específicos	2
1.4. Ubicación	3
1.5. Alcance	4
1.6. Trabajos Previos	5
1.6.1. Trabajos acerca de sensores remotos	5
1.6.2. Trabajos geológicos	7
CAPÍTULO II	8
MARCO TEÓRICO	8
2.1. Conceptos básicos	8
2.1.1. Teledetección o percepción remota	8
2.1.2. Energía electromagnética	9
2.1.3. Espectro electromagnético	10
2.1.5. Sensores remotos o teledetección	11
2.1.6. Resolución de imágenes satelitales	12
2.1.7. Rocas intrusivas	13
2.1.8. Granito	13
2.1.9. Granito alaskítico (alaskita)	13
2.1.10. Rocas meta - Tonalíticas, Trondjemíticas y Granodioríticas (TTG)	14
2.1.11. Domo granítico	15
2.1.12. Exfoliación en domos graníticos (sheet fractures)	16
2.1.13. Gneis	16
2.2. Geología regional	17
2.2.1. Generalidades	17

2.2.2. Geología Regional.....	19
CAPÍTULO III	36
MARCO METODOLÓGICO	36
3.1. FASE 1: Recopilación documental y bibliográfica.....	37
3.1.1. Recopilación de mapas geológicos y topográficos.....	37
3.1.2. Recopilación de las imágenes satelitales	38
3.2. FASE 2: Integración de los datos en el Sistema de Información Geográfica (GIS) y en el <i>software</i> de procesamiento digital de las imágenes satelitales.	38
3.2.1. Digitalización de los datos espaciales.....	39
3.2.2. Preprocesamiento de las imágenes multiespectrales.....	40
3.3. FASE 3: Procesamiento de los datos	41
3.3.1. Generación de información temática	41
3.3.2. Tratamiento digital de imágenes	44
3.4. FASE 4: Resultados	46
3.4.1. Interpretación geomorfológica	46
3.4.2. Interpretación estructural.....	47
3.4.3. Interpretación litológica.....	47
3.4.4. Integración de los aspectos geológicos.....	47
CAPÍTULO IV	48
RESULTADOS	48
4.1. Interpretación geomorfológica	48
4.1.1. Unidad I: unidad de relieve bajo	51
4.1.2. Unidad II: unidad de relieve alto	53
4.2. Interpretación hidrológica.....	61
4.2.1. Cuenca I.....	62
4.2.2. Cuenca II.....	65
4.2.3. Cuenca III.....	68
4.2.4. Cuenca IV.....	70
4.3. Interpretación estructural.....	72
4.3.1. Deformaciones Frágiles.....	72
4.3.2. Deformaciones dúctiles.....	75
4.4. Interpretación Litológica	76

4.4.1. Unidades ígneo – metamórficas.....	78
4.4.2. Secuencias volcanosedimentarias.....	84
4.4.3. Sedimentos no consolidados.....	88
CAPÍTULO V	89
ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	89
5.1. Análisis geomático con relación a la geología de las unidades presentes en la zona de estudio.....	89
5.1.1. Complejo Imataca (3,41 – 2,80 Ga).....	89
5.1.2. Complejo Supamo (2,10 – 2,0 Ga).....	91
5.1.3. Cinturones de rocas verdes (CRV) (2,20 – 2,0 Ga)	96
5.1.4. Rocas máficas intrusivas (1,78 Ga).....	102
5.1.5. Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo (1,60 – 1,40 Ga)	104
5.1.6. Sedimentos no consolidados.....	110
5.2. Modelo geológico evolutivo de la zona de estudio.....	112
5.3. Integración geológica	116
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	120
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de la zona de interés y sectores aledaños. Tomado y modificado de: Google Earth y ArcMap (2023).....	4
Figura 2.1. Proceso de teledetección a través de un satélite. Tomado y modificado de: Labrador (2012).....	9
Figura 2.2. Tamaño de la longitud de onda. Tomado de: NASA (2019).	10
Figura 2.3. Espectro electromagnético. Tomado y modificado de: Labrador (2012).	11
Figura 2.4. Clasificación de la Alaskita según el diagrama de Streckeisen (región número 2 rojo intenso). Tomado y modificado de: Hubson Institute of Mineralogy (2022).	14
Figura 2.5. Granito TTG arqueano en el cratón del sur de China. Este se encuentra intrusionado por diques máficos y félsicos.....	15
Figura 2.6. Domo granítico ubicado en Ryan Mountain, California que deja en evidencia las cúpulas redondeadas y la exfoliación. Tomado y modificado de: USGS (2004).	16
Figura 2.7. Augengneis con porfidoblastos de K – Feldespato y plagioclasa, rodeados por bandas máficas. Tomado y modificado de: Grande (2001).....	17
Figura 2.8. Mapa geológico de alto relieve del Escudo de Guayana en donde se muestran las cuatro provincias más importantes y subprovincias al sur del estado Amazonas. Obtenido de: Grande (2021).	19
Figura 2.9. División en Formaciones geológicas de la Provincia Pastora - Botanamo. Tomado y modificado de: Mendoza (2005).	23
Figura 2.10. Vista en planta de la Provincia Pastora, donde se observa el terreno TTG del Complejo Supamo (2) y los granitos jóvenes (6) y los domos gnéisicos y migmatíticos de interés. Tomado y modificado de: Grande (2021).....	27
Figura 2.11. Vista esquemática de perfil del área El Manteco – Guri. Tomado y modificado de: González De Juana et al. (1980).	28
Figura 2.12. relación del Complejo Supamo con los granitos jóvenes y la secuencia volcánico – sedimentaria presente en la región El Manteco – Guri. Tomado y modificado de: González De Juana <i>et al.</i> (1980).....	29

Figura 3.1. Flujograma de las cinco (5) fases fundamentales de la metodología planteada.	36
Figura 4.1. Mapa de unidades geomorfológicas a escala 1:100.000 de la zona de estudio.	48
Figura 4.2. Modelo Digital de Elevación (DEM) a escala 1:100.000 de la zona de estudio.	49
Figura 4.3. Mapa de pendientes a escala 1:100.00 de la zona de estudio.	50
Figura 4.4. Visualización en tres dimensiones (3D) del mapa de unidades geomorfológicas a escala 1:100.000 de la zona de estudio.	51
Figura 4.5. Mapa de la unidad I a escala 1:100.000.	52
Figura 4.6. Perfil topográfico de la zona este de la unidad II.	53
Figura 4.7. Mapa de la subunidad I a escala 1:50.000.	54
Figura 4.8. Perfil topográfico del cerro Guacamayos, ubicado en el centro de la zona de estudio.	55
Figura 4.9. Mapa de la subunidad II a escala 1:50.000.	56
Figura 4.10. Perfil topográfico de la Altiplanicie de Nuria, ubicado al este de la zona de estudio. La ubicación del <i>sill</i> intrusivo de diabasa se muestra con la línea de color rojo. ...	58
Figura 4.11. Mapa de la subunidad III a escala 1:75.000.	59
Figura 4.12. Perfil topográfico de la cordillera Tomasote, ubicado en el centro de la zona de estudio.	60
Figura 4.13. Perfil topográfico de la montaña Quebrada Amarilla, ubicado al sur de la zona de estudio.	60
Figura 4.14. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 de la zona de estudio donde se muestran las cuencas involucradas.	62
Figura 4.15. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca I.	63
Figura 4.16. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca I y sus subcuencas.	65
Figura 4.17. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca II.	66

Figura 4.18. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca II y sus subcuencas.	68
Figura 4.19. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca III.	69
Figura 4.20. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca III y sus subcuencas.	70
Figura 4.21. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca IV.	71
Figura 4.22. Mapa a escala 1:50.000 donde se resalta la zona de falla de Guri y de El Pao.	73
Figura 4.23. Mapa a escala 1:50.000 donde se resalta la falla de Guasipati, la zona de falla de Higuerote, la zona de falla de Nakupai y la falla de Capia.	74
Figura 4.24. Mapa estructural a escala 1:100.000 donde se muestra las deformaciones frágiles y dúctiles.	76
Figura 4.25. Mapa litológico de la zona de estudio a escala 1;100.000.	77
Figura 4.26. Parte de la zona de estudio donde se muestran el Complejo Imataca y sus litologías asociadas.	79
Figura 4.27. Parte de la zona de estudio donde se muestran la mayoría de las litologías asociadas al Complejo Supamo.	81
Figura 4.28. Parte de la zona de estudio donde se muestra la altiplanicie de Nuria.	82
Figura 4.29. Mapa a escala 1:100.000 donde se muestran los cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo.	83
Figura 4.30. Parte de la zona de estudio donde se muestra el CRV y sus unidades asociadas.	87
Figura 5.1. Extremo superior izquierdo: sección del Complejo Imataca con la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDIS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1;100.000 de esta investigación.	91

Figura 5.2. Extremo superior izquierdo: sección del Complejo Supamo en el Modelo de Iluminación y sombra. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDIS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1;100.000 de esta investigación.	95
Figura 5.3. Diagrama de roseta correspondiente al Complejo Supamo. Elaborado en: Stereonet (2023).	96
Figura 5.4. Delimitación del cuerpo correspondiente a la parte inferior de la Asociación Carichapo, a través del Modelo de Iluminación y Sombra.....	97
Figura 5.5. Delimitación del cuerpo correspondiente a la unidad de El Callao, a través de la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8.	98
Figura 5.6. Delimitación del cuerpo correspondiente a las Metavolcanosedimentarias de Yuruari, al este del embalse de Guri, a través de la imagen ASTER.	100
Figura 5.7. Delimitación del cuerpo correspondiente a las Metavolcanosedimentaria de Caballape, al este del poblado de El Callao, a través del Modelo de Iluminación y Sombra.	101
Figura 5.8. Delimitación del cuerpo correspondiente a rocas máficas intrusivas, a través del Modelo de Iluminación y Sombra y la clasificación no supervisada.	103
Figura 5.9. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDIS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1;100.000 de esta investigación.	104
Figura 5.10. Extremo superior izquierdo: delimitación de los monzogranitos a través de la clasificación no supervisad de la imagen ASTER. Extremo superior derecho: delimitación de los pórfidos de riolita a través de la imagen ASTER. Extremo inferior izquierdo: delimitación de los granitos alcalinos biotíticos. Extremo inferior derecho: delimitación de los granitos potásicos porfídicos a través de la clasificación de la imagen LANDSAT 8.	108
Figura 5.11. Mapa del Modelo de Iluminación y Sombra de la zona de estudio, en este resaltan los cuatro grupos de cuerpos félsicos intrusivos. El grupo uno (I) corresponde al color rojo intenso, el grupo dos (II) al azul turquesa, el tres (III) al azul marino y el cuatro	

(IV) al amarillo intenso. Estos colores se escogieron con la finalidad de contrastarlos y que sean notablemente visibles. 109

Figura 5.12. Delimitación de los aluviones a través del Modelo de Iluminación y Sombra. 111

Figura 5.13. Modelo idealizado de la zona de estudio y parte aledañas. 114

Figura 5.14. Mapa Geológico de la zona de estudio a escala 1:100.000..... 117

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Análisis modales correspondientes al Granito alaskítico de Las Queseras. Tomado y modificado de: González De Juana <i>et al.</i> (1980).	31
Tabla 2.2. Análisis modal de siete muestras correspondientes al plutón del Granito de Yagrumal. Tomado y modificado de: González De Juana <i>et al.</i> (1980).	32
Tabla 2.3. Análisis modal correspondiente a muestras del Granito porfídico de Guásimo. Tomado y modificado de: González De Juana <i>et al.</i> (1980).	33
Tabla 2.4. Análisis modal del granito alaskítico de El Gancho. Tomado y modificado de: González De Juana <i>et al.</i> (1980).	34
Tabla 4.1. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca I.	64
Tabla 4.2. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca II.	67
Tabla 4.3. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca III.	69
Tabla 5.1. Descripción petrográfica del granito alaskítico ubicada al noroeste del poblado El Manteco.	105
Tabla 5.2. Actualización de los nombres con relación a los ya preexistentes y propuesto por diversos autores.	106
Tabla 5.3. Orden cronológico de todas las unidades geológicas presentes en la zona de estudio, basado en el modelo geológico realizado en este trabajo investigativo y las edades planteadas por los autores citados. Los colores utilizados son los propuestos por la I.U.G.S en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (2015). Se debe acotar que el Complejo Supamo (2,15 Ga) y el CRV (2,20 – 2,0 Ga) poseen edades contemporáneas según Hildebrand <i>et al.</i> (2013) y Mendoza (2005) respectivamente. Por ende, hasta que no se comprueben mediante datación radiométrica edades más precisas de unidades que conforman el CRV, no es posible ubicar de manera exacta el Complejo Supamo en un orden cronológico.	115
Tabla 5.4. Resumen en orden cronológico de las características distintivas y discriminativas de todas las unidades geológicas presentes en la zona de estudio. Los colores de cada unidad corresponden a los propuestos por Hackley <i>et al.</i> (2005).	118

Tabla 5.5. Tabla descriptiva de los cuerpos félsicos post – Supamo, donde resaltan características como la ubicación exacta, superficie y firma espectral de cada grupo. 119

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

El Arco Minero del Orinoco es un área de investigación acerca de recursos minerales que se encuentra ubicada mayormente al norte del estado Bolívar. Con el pasar del tiempo, este ha sido estudiado para obtener como resultado la explotación de minerales estratégicos, como el oro, el diamante, el coltán, el hierro, entre otros, los cuales permitan el desarrollo económico y social de Venezuela. No obstante, la desestabilizante crisis política y económica que azota al país desde la última década ha traído como consecuencia que muchas de las actividades investigativas del país se vean ralentizadas o incluso detenidas por completo.

Sumado a lo anterior, se debe acotar que muchos de los terrenos ricos en minerales presentes en el Arco Minero del Orinoco se sitúan en zonas inhóspitas, donde realizar exploraciones puede tornarse complicado o casi imposible, principalmente por factores de traslado y movilización de equipos, así como la seguridad del personal involucrado.

Es en este punto donde entran los sensores remotos; una herramienta que facilita ampliamente el estudio de zonas con las características anteriores, ya que permite hacerlo de manera telemática y a muy bajo costo, pues solo se necesitan imágenes satelitales y un computador, generando resultados realmente precisos sin necesidad de movilizar personal al área de interés.

1.2. Justificación

Debido a las dificultades que amerita llevar a cabo una investigación en ciertas zonas del Arco Minero del Orinoco, se necesita buscar nuevos métodos que faciliten la obtención de datos y el reconocimiento de terrenos sin la obligatoriedad de trasladar a un equipo especializado a la zona en cuestión.

En este caso, los cuerpos félsicos intrusivos y gneísicos de interés, se encuentran dentro del Arco Minero del Orinoco, al sur de la falla del Guri y al este del embalse Simón Bolívar, en el estado Bolívar. Particularmente, estos tienen potencial para extraer la materia prima necesaria en la fabricación de material de construcción. Sin embargo, se cuenta con muy poca información técnica, debido a las condiciones del terreno donde se ubican.

Por consiguiente, el uso de los sensores remotos enfocados en investigar dicha zona de manera indirecta, a partir del comportamiento que tienen las ondas electromagnéticas con el terreno, permitiría conocer con mayor precisión las características geológicas que poseen tales cuerpos ígneos y metamórficos, con el fin de establecer y delimitar las posibles zonas de interés económico.

1.3. Objetivos

1.3.1. General

Interpretar cuerpos félsicos intrusivos a través de la aplicación de métodos para el procesamiento e interpretación de imágenes satelitales multiespectrales ubicados, en la región El Manteco – Guri y Guasipati, al sur de la falla del Guri, estado Bolívar, Venezuela.

1.3.2. Específicos

- Interpretar la geomorfología e hidrología de la zona de estudio a través de modelos digitales de elevación (DEM).
- Localizar estructuras geológicas en la zona de estudio a través de imágenes de radar.

- Reconocer la litológica del área con el uso de sistemas ópticos como LANDSAT 8 y ASTER.
- Realizar un mapa geológico a escala 1:100.000 de la zona de estudio, donde se muestren delimitados los cuerpos félsicos intrusivos.

1.4. Ubicación

La zona de interés se encuentra dentro del Arco Minero del Orinoco, al sur de la falla del Guri y al este del embalse Simón Bolívar, en el sector de El Manteco – Guri a Guasipati, estado Bolívar, ocupando 12.000 km aproximadamente. Su centro corresponde a las coordenadas geográficas: 7°33'32''N 62°02'36''W y las hojas cartográficas pertinentes son: 7638, 7639, 7738, 7739, 7838 y 7839. **Figura 1.1.**

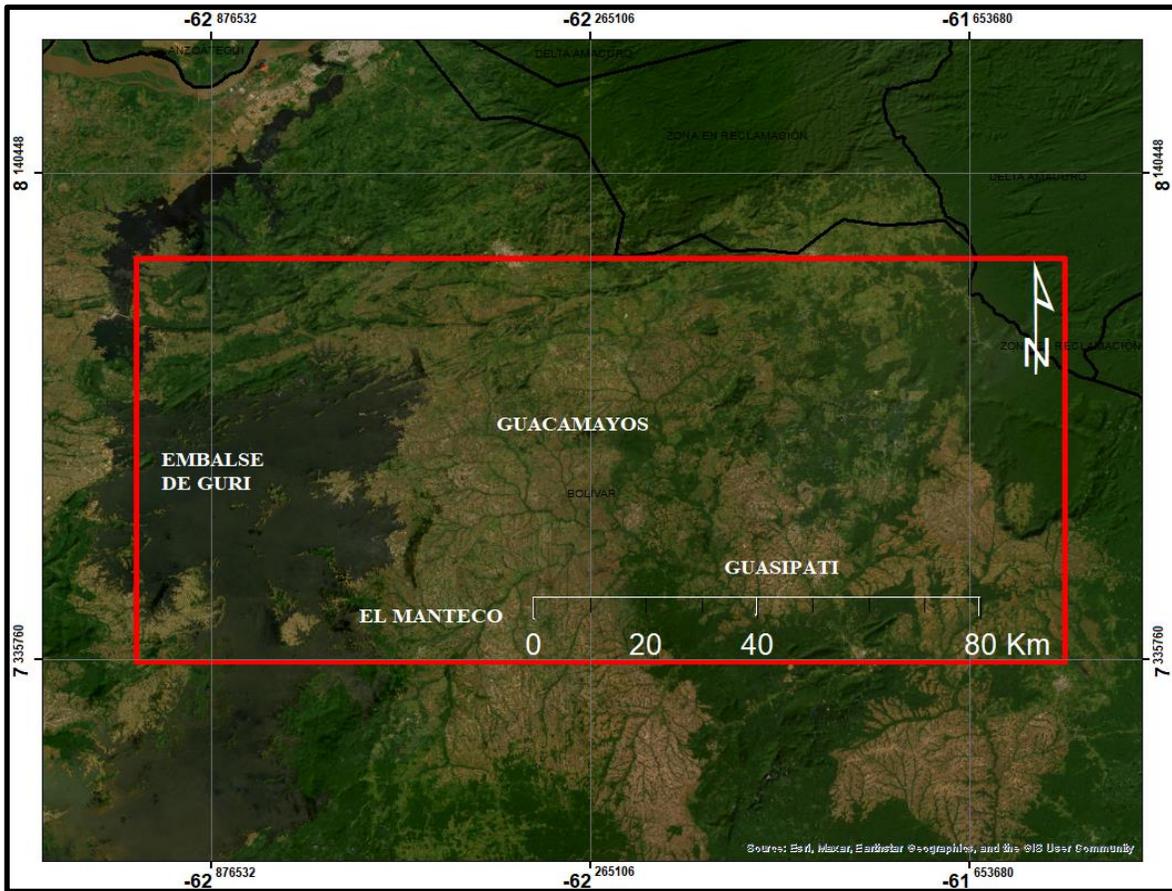


Figura 1.1. Ubicación de la zona de interés y sectores aledaños. Tomado y modificado de: Google Earth y ArcMap (2023).

1.5. Alcance

El presente trabajo investigativo se fundamenta en el uso de imágenes satelitales con el objeto de demostrar las ventajas de los sensores remotos en la identificación y delimitación de cuerpos félsicos intrusivos, y de esta manera actualizar la cartografía representándolos en un mapa geológico a escala 1:100.000. Los resultados que se obtendrán serán correlacionados con los datos recopilados en trabajos de campos anteriores. Además, se utilizará información espectral de granitos previamente conocidos para evaluar y confirmar que los datos obtenidos

guardan relación. De esta forma, se confirmará la identificación de los tipos de cuerpos presentes en la zona de estudio.

1.6. Trabajos Previos

En este inciso se presentan los antecedentes que de cierto modo guardan relación con el trabajo en cuestión, tanto en materia técnica (sensores remotos) como geocientífica (geología de la región).

1.6.1. Trabajos acerca de sensores remotos

- **López, K. (1999).** *“Aplicación de sensores remotos en el estudio de áreas propicias para la prospección de agua subterráneas en la zona occidental de Loja”*.

Logró establecer en un mapa los lineamientos, la porosidad secundaria y fallas presentes en el área de estudio a través del uso de los sensores remotos, con el fin de establecer cuáles son las mejores zonas para la prospección de aguas subterráneas.

- **González, A. Millán, Y. (2009).** *“Revisión e interpretación geológica de una zona al este de la ciudad de Puerto Ayacucho – estado Amazonas mediante técnicas de sensores remotos”*.

Realizaron un mapa geológico de la zona de interés a escala 1:100.000, en el que lograron establecer estructuras geológicas, contactos litológicos, geomorfología y características del suelo y la vegetación a través de los sensores remotos con un nivel de detalle superior a los mapas anteriores.

- **Hernández, M. (2011)** *"Actualización de la geología de superficie en la Sierra de Perijá mediante la utilización de imágenes satelitales"*.

Logró demostrar el alcance que tiene el uso de los sensores remotos a largas distancia para la interpretación geológica, a través de la correlación de las unidades litoestratigráficas presentes en las cercanías de la Sierra de Perijá.

- **Camacho, A. Varga, C. Rojas, F. Castillo, S y Arguello, H. (2015).** *“Aplicaciones y retos del sensado remoto hiperespectral en la geología colombiana”*.

Lograron demostrar la precisión que provee el uso de los sensores remotos en el estudio de la geología de superficie a través de la alta relación de los resultados de las firmas espectrales obtenidas con la información geológica que se conocía previamente.

- **Ariza, A. Roa, O. Serrato, P. León, H. (2018).** *“Uso de índices espectrales derivados de sensores remotos para la caracterización geomorfológica en zonas insulares del Caribe colombiano”*.

Realizaron estudios geomorfológicos enfocados en ecosistemas coralinos, donde pudieron demostrar lo útil de los sensores remotos para dicho trabajo. De esta manera, expresaron que esta técnica sirve como punto de partida en cualquier investigación de ambientes marinos – costeros escala regional o local.

- **Romero, E. (2019).** *"Actualización geológica -cartográfica de la hoja 6448 ubicada al sur-este de falcón oriental, mediante el uso de sensores remotos"*.

Logró establecer unidades estructurales, litoestratigráficas y geomorfológicas a través de la integración de Modelos de Elevación Digital (DEM), mapas topográficos, imágenes de formato MNF y Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS).

- **Molina, F. (2021)** *“Actualización de la cartografía geológica de la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000, Estado Falcón”*.

Realizó un estudio a través de sensoramiento remoto de la hoja Puerto Cumarebo en el estado Falcón, con la finalidad de analizar aspectos geológicos que le permitieran

actualizar la cartografía de dicha zona a escala 1:100.000, obteniendo resultados favorables y dejando clara la efectividad de los sensores remotos.

1.6.2. Trabajos geológicos

- **Mendoza, V. Marquez, H. Pettit, P y Brojanigo, A. (2005).** *“Historia geológica del escudo de Guayana, Venezuela, y sus recursos minerales: evolución de supercontinentes, tectónica de placas y plumas de calor del manto”*.

Establecieron que la edad de las asociaciones TTG del Complejo Supamo no ha sido datada correctamente. Pues, los valores en los métodos U – Pb y Rb - Sr no son coherentes. De esta manera, recomiendan repetir las dataciones en circones con métodos más modernos.

- **Aponte, E. (2008).** *“Petrogénesis de la Suite TTG del Complejo Supamo”*.

Realizó un estudio petrográfico en la Suite TTG del Complejo Supamo, en donde logró establecer el carácter calcoalcalino de las rocas, con enriquecimiento en NaO₂, Al₂O₃, elementos compatibles (Cr, Ni), elementos incompatibles (Sr, Ba), así como empobrecimiento en Nb y Y, esto le permitió inferir que las rocas del Complejo Supamo son el producto de la fusión parcial de metabasaltos.

- **Urbani, F. Camposano, L y Szczerban, E. (2005).** *“Las rocas ígneas y metamórficas de la sección Guarenta – El Manteco, Edo. Bolívar. Venezuela”*.

Caracterizaron un conjunto de rocas a lo largo de 100 km de la carretera El Manteco – Guarenta y establecieron su tendencia félsica – intermedia a través de métodos químicos, radiométricos y petrográficos, resaltando en rocas félsicas como: sienogranitos, monzonitas, monzogranitos y sienitas, y rocas máficas como: pórfidos de gabro, monzogabros, basaltos y gabros.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. Conceptos básicos

2.1.1. Teledetección o percepción remota

Según Labrador (2012), la teledetección o percepción remota (remote sensing) es la ciencia, técnica, o incluso arte, que se encarga de recolectar información de la superficie terrestre sin la necesidad de entrar en contacto con ella, es decir, a distancia. Esto se realiza a través de imágenes que, deben ser correctamente procesadas e interpretadas para obtener resultados positivos.

La teledetección más utilizada está basada en la información proveniente de imágenes satelitales u otra plataforma aérea (helicópteros, aviones, drones, entre otros), aportando así una serie de ventajas como la cobertura global de la superficie y la multiescala en la observación, han propiciado que estos productos trabajen de forma sistemática.

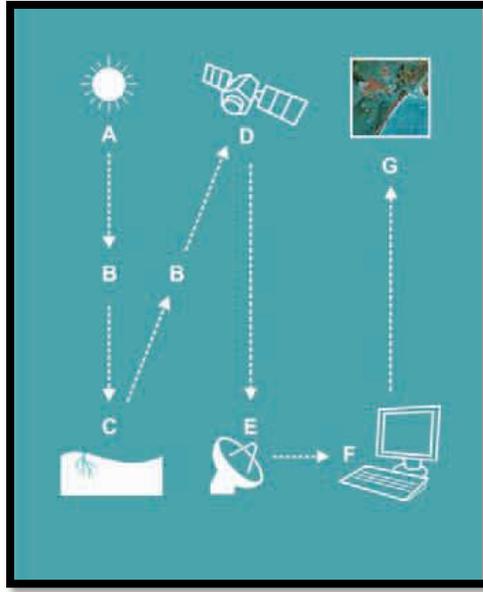


Figura 2.1. Proceso de teledetección a través de un satélite. Tomado y modificado de: Labrador (2012).

2.1.2. Energía electromagnética

Según Campbell (2019), la energía electromagnética se expresa en forma de la longitud y frecuencia de una onda. En el caso de la frecuencia, se refiere a la cantidad de crestas que pasan por un punto específico de entrega. Por otra parte, la longitud es la distancia presente entre dos crestas, la cual puede variar de muy pequeña a muy grande (**figura 2.2**).

La energía electromagnética abarca un amplio espectro y viaja a través de ondas de radio con longitudes muy grandes o, por el contrario, como rayos gamma muy cortos. Estas pueden propagarse a través de diferentes medios, tales como: el aire, los materiales sólidos y el vacío.

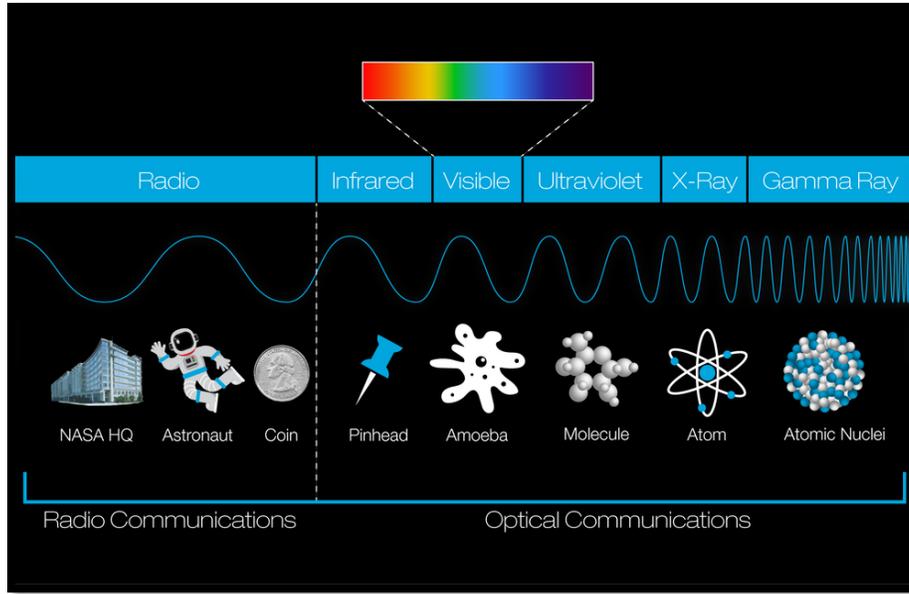


Figura 2.2. Tamaño de la longitud de onda. Tomado de: NASA (2019).

2.1.3. Espectro electromagnético

El espectro electromagnético es el rango de la radiación electromagnética que viaja en forma de ondas. Este se clasifica según las longitudes de las ondas, dando como resultado la delimitación de una serie de regiones (no exactas): ultravioleta, visible, infrarrojo, microondas, entre otras. En el ser humano, se encuentra restringido, pues, este solo es capaz de observar la luz reflejada por el entorno. Es decir, el espectro visible (**figura 2.3**). (Labrador, 2012).

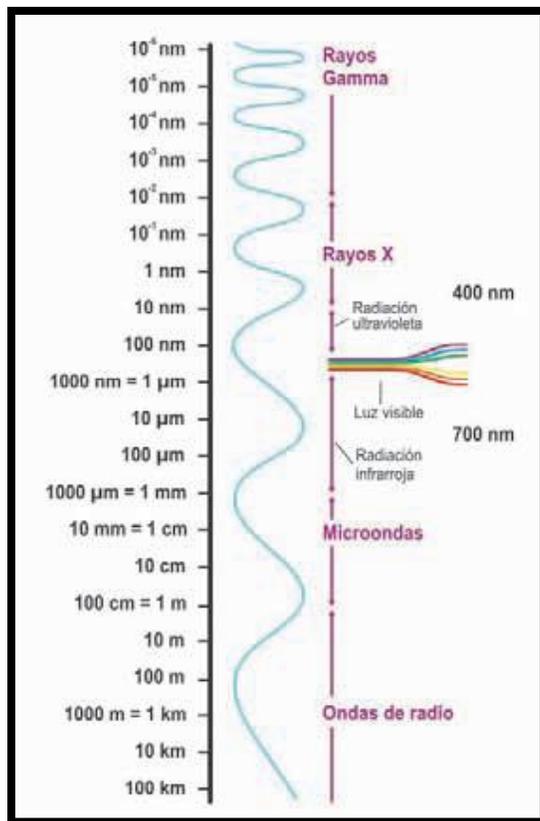


Figura 2.3. Espectro electromagnético. Tomado y modificado de: Labrador (2012).

2.1.4. Firma espectral

Es el comportamiento diferencial que presenta la radiación reflejada (reflectancia) o emitida (emitancia) desde algún tipo de superficie u objeto terrestre en los distintos rangos del espectro electromagnético. Una forma gráfica de estudiar este comportamiento es disponer los datos de reflectancia (%) en el eje Y y la longitud de onda λ en el eje X. Al unir los puntos con una línea continua se origina una representación bidimensional de la firma espectral. (Hernández & Montaner, 2009).

2.1.5. Sensores remotos o teledetección

La adquisición de información acerca de un objeto, área o fenómeno se logra mediante la aplicación de la ciencia y el arte de la teledetección, según la definición proporcionada por Lillesand y Kiefer (1994). Esta técnica implica el uso de dispositivos que

se colocan directamente en contacto con el objeto, área o fenómeno que se desea investigar, y que permiten la obtención de datos mediante el análisis de los mismos. La obtención de estos datos requiere el uso de sensores capaces de capturar las relaciones espaciales y espectrales de objetos y materiales observables a distancia, tal y como lo explica Pérez (2007).

2.1.6. Resolución de imágenes satelitales

Describe el área que representa el píxel en una imagen en la superficie terrestre.

- Resolución espacial

Es la medida más pequeña del píxel que los sensores pueden registrar, por ende, mientras menor sea el píxel registrado, mayor será la resolución espacial (Pérez, 2007).

- Resolución espectral

Es la capacidad que posee un sensor para diferenciar objetivos, a través del número de bandas y el ancho del intervalo que puede registrar el sensor en el espectro electromagnético, es decir, cuanto menor sea la longitud del intervalo y mayor sea el número de bandas, la resolución espectral será mayor (Pérez, 2007).

- Resolución radiométrica

Capacidad que posee un sensor en discriminar albedos que presenten radiación emitida diferente, esto corresponde a la cantidad de niveles de grises. De este modo, mayor será la resolución, cuanto mayor sea el número de niveles de grises (Pérez, 2007).

- Resolución temporal

Corresponde a la frecuencia en tiempo que tarda el sensor en obtener imágenes de una misma zona (Pérez, 2007).

2.1.7. Rocas intrusivas

Según Grande (2001) una roca plutónica o intrusiva es aquella que ha cristalizado en el interior de la corteza terrestre a profundidades que van de 2 a 35 km. Dentro de ellas, se pueden separar las que son emplazadas entre 2 – 7 km, denominadas hipoabisales, de las que cristalizan a profundidades mayores de 7 km, conocidas como plutónicas. Estas intrusionan y cortan la roca preexistente de la región, la cual se conoce como roca caja.

Los cuerpos en cuestión, denominados plutones, que constituyen masas discretas, continuas y mapeables, llegan a la superficie terrestre luego de haber sido afectados por procesos endodinámicos (tectonismo) que generan levantamiento de pocos kilómetros a decenas de kilómetros; así como por procesos exodinámicos (meteorización y erosión), que se encargan de remover la roca suprayacente.

2.1.8. Granito

Es una roca plutónica de composición ácida (mayor a 66% de SiO₂) y textura fanerítica y holocristalina formada por la cristalización o enfriamiento muy lento y a muy alta presión de un magma rico en sílice.

Estas rocas se clasifican según el triángulo QAP de Streckeisen (**figura 2.4**), el cual se basa en el contenido modal de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo que posee cada una de ellas. (Tejado, 2014).

2.1.9. Granito alaskítico (alaskita)

Según el Hubson Institute of Mineralogy (2022), este término es comúnmente utilizado en los Estados Unidos para hacer referencia a una roca granítica que posee contados minerales oscuros (máficos). Específicamente, se refiere a un granitoide constituido del 20

al 60% por cuarzo y más del 90% de feldespato alcalino en relación con los feldespatos totales. Es decir, es el equivalente de un leucogranito o feldespático alcalínico y similar a una sienita, pero con mayor contenido de cuarzo.

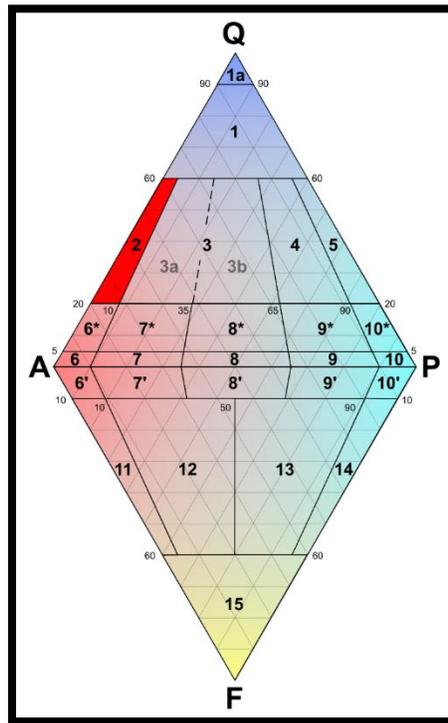


Figura 2.4. Clasificación de la Alaskita según el diagrama de Streckeisen (región número 2 rojo intenso). Tomado y modificado de: Hubson Institute of Mineralogy (2022).

2.1.10. Rocas meta - Tonalíticas, Trondjemíticas y Granodioríticas (TTG)

Según Martin (1987), los granitos TTG son rocas ígneas intrusivas compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, y contienen cantidades variables de biotita y / o muscovita. Estas rocas se formaron en una profundidad de entre 10 y 17 km y sufrieron metamorfismo regional durante su emplazamiento. Estos granitos se caracterizan por su gran resistencia a la erosión y resistencia a los cambios tectónicos. No obstante, en la región de Guayana, Venezuela, estos cuerpos poseen un relieve bajo, pues son erosionados fácilmente alterados a arcillas.

Martin (1987) también señala que los granitos TTG se forman debido a la fusión parcial de la corteza terrestre. Esta fusión parcial se produce a través de una serie de procesos geológicos, como la convección y la subducción. La fusión parcial produce un magma rico en sílice que luego se diferencia y solidifica para formar los granitos TTG.

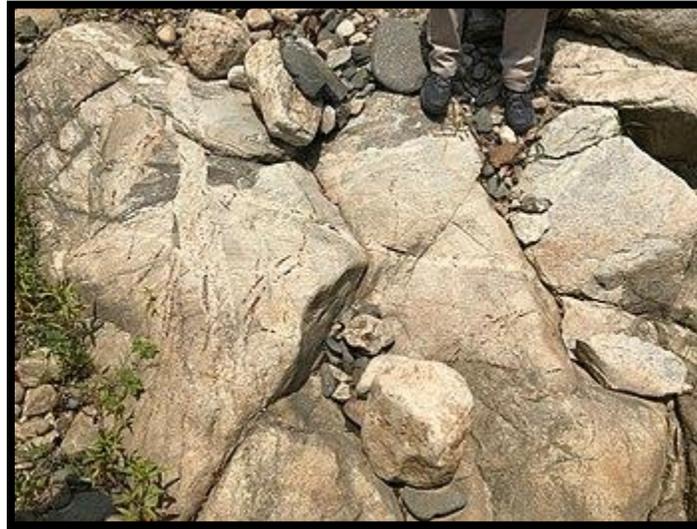


Figura 2.5. Granito TTG arqueano en el cratón del sur de China. Este se encuentra intrusionado por diques máficos y félsicos. Tomado y modificado: NIH (2021).

2.1.11. Domo granítico

De Pedraza (2015) expone que las morfologías dómicas son muy representativas en los paisajes graníticos, ya que guardan un significado genético. Pues, estas estructuras evidencian un proceso estructural de descarga o descompresión controlado por diaclasas (tipo sheet – joint), que resultan en efectos superficiales de descamación.

No obstante, hoy en día se sostiene que la formación de dichas estructuras también está controlada por procesos exógenos, puesto que el domo se preserva luego de ser afectado por una meteorización subcutánea y retocado en la superficie, para dar como resultado la morfología en cuestión.

2.1.12. Exfoliación en domos graníticos (sheet fractures)

La exfoliación se considera como un proceso de meteorización y erosión que afecta a las rocas formadas bajo condiciones de alta presión. La erosión se encarga de eliminar la sobrecarga, generando que la roca comience a expandirse y que se formen fracturas paralelas a la superficie en una masa rocosa, en este caso un plutón granítico. Dicha roca se comienza a romper a lo largo de las fracturas que, junto con la eliminación de la sobre carga, forman domos o cúpulas (**figura 2.6**; USGS, 2004).



Figura 2.6. Domo granítico ubicado en Ryan Mountain, California que deja en evidencia las cúpulas redondeadas y la exfoliación. Tomado y modificado de: USGS (2004).

2.1.13. Gneis

Según Grande (2001) un gneis es una roca metamórfica con foliación irregular, que se presenta en el afloramiento como un bandeamiento muy conspicuo de bandas claras (cuarzo feldespáticas) y bandas negras (granate, hornblenda y biotita) y careciendo de fisilidad casi por completo. Este bandeamiento en la roca puede variar dependiendo la cantidad de filosilicatos presentes el protolito de la misma.

Es común observar porfidoclastos ovoidales, generalmente de feldespato potásico o plagioclasa. En tal caso, se le conoce como augengneis (**figura 2.7**).

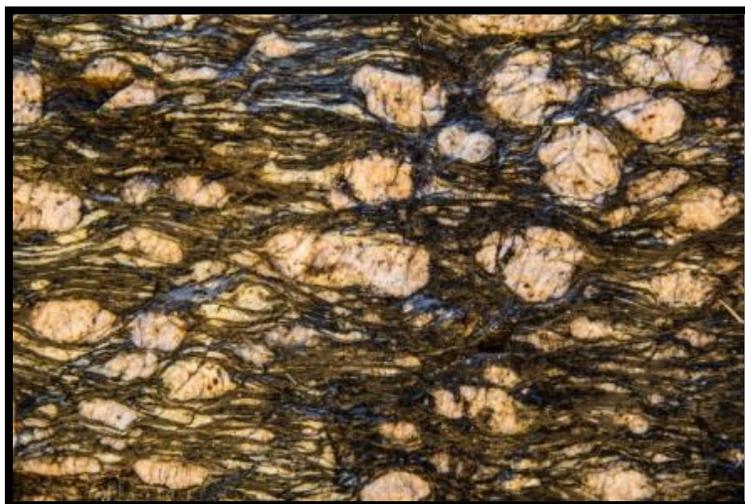


Figura 2.7. Augengneis con porfidoblastos de K – Feldespato y plagioclasa, rodeados por bandas máficas. Tomado y modificado de: Grande (2001).

2.2. Geología regional

2.2.1. Generalidades

Según Grande (2021) el Escudo de Guayana se relaciona con los cratones de África Occidental y el Amazónico, los cuales fueron separados debido a la fragmentación de Pangea, comprendiendo así las rocas más antiguas de Venezuela.

El Escudo de Guayana se extiende en Venezuela al sur del río Orinoco, ocupando aproximadamente el 50% de la superficie del país. Sin embargo, también se observa al norte de Brasil, al NW de Colombia y a lo largo de las Guayanas, en donde afloran unidades litoestratigráficas con metamorfismo y metalogénesis similares (Grande, 2021).

Según Mendoza (2005) el cratón está constituido por cuerpos rocosos tan antiguos como las granulitas de El Pao en la Provincia Imataca, las cuales alcanzan los 3,42 Ga de

antigüedad, y otros un tanto más joven, como las Kimberlitas de Guaniamo (0,83 – 0,70 Ga) y diques de basalto (180 a 220 Ma). Todas estas se distribuyen a lo largo de cuatro (4) provincias geológicas ordenadas por edad de la siguiente manera (**figura 2.8**):

- **Provincia Imataca:** anfibolitas y granulitas de 3,4 a 2,6 Ga.

- **Provincia Pastora:** Cinturones de Rocas Verdes (CRV), conformados por rocas ultramáficas, basáltico andesíticas y turbiditas de 2,3 a 2,0 Ga. Además, granitos sódicos TTG de edad posiblemente Neoarqueano.

- **Provincia Cuchivero – Amazonas:** rocas ígneas intraplaca del Evento Orocaima calco-alcalinas, tanto riolíticas como graníticas de 1,98 a 1,75 Ga; y granitos anorogénicos *rapakivi* como el de El Parguaza de 1,50 a 1,40 Ga.

- **Provincia Roraima:** sedimentos molasoides de 1,80 a 1,40 Ga.

La historia evolutiva del Escudo de Guayana (EG) está enmarcada por al menos seis grandes provincias ígneas (Gran Provincia Ígnea): GPI sedimentario – ígneo exhalativa de Fe Cerro Bolívar, GPI Félsica de Cuchivero-Ventuari-Tapajós, GPI del CRV de Pastora – Botanamo – Barama – Mazaruni, GPI de El Parguaza – Surucucú – Mucujai – Báltica, GPI de Diabasas y Rocas Gabroides de Avanavero y GPI de basaltos de la Provincia Magmática del Atlántico Central (PMAC). Todas estas GPI o LIP's fueron producidas por una serie de puntos calientes mantelares y se relacionan con cinco supercontinentes (Kenorland, Nuna/Columbia, Atlántica, Rodinia y Pangea). Todo este proceso histórico es indispensable al momento de plantear una exploración de los recursos minerales que allí se encuentran y que se pueden resumir en >12.000 Mt de Fe bajo tenor, > 8.000 t de oro, > 2.600 Mt de bauxitas de alto tenor y otros que aún no están cuantificados, como Cu, Zn, Ni, Cr, Pt, Nb-Ta-Sn-W, LREE, U, Th, entre otros (Mendoza, 2005).

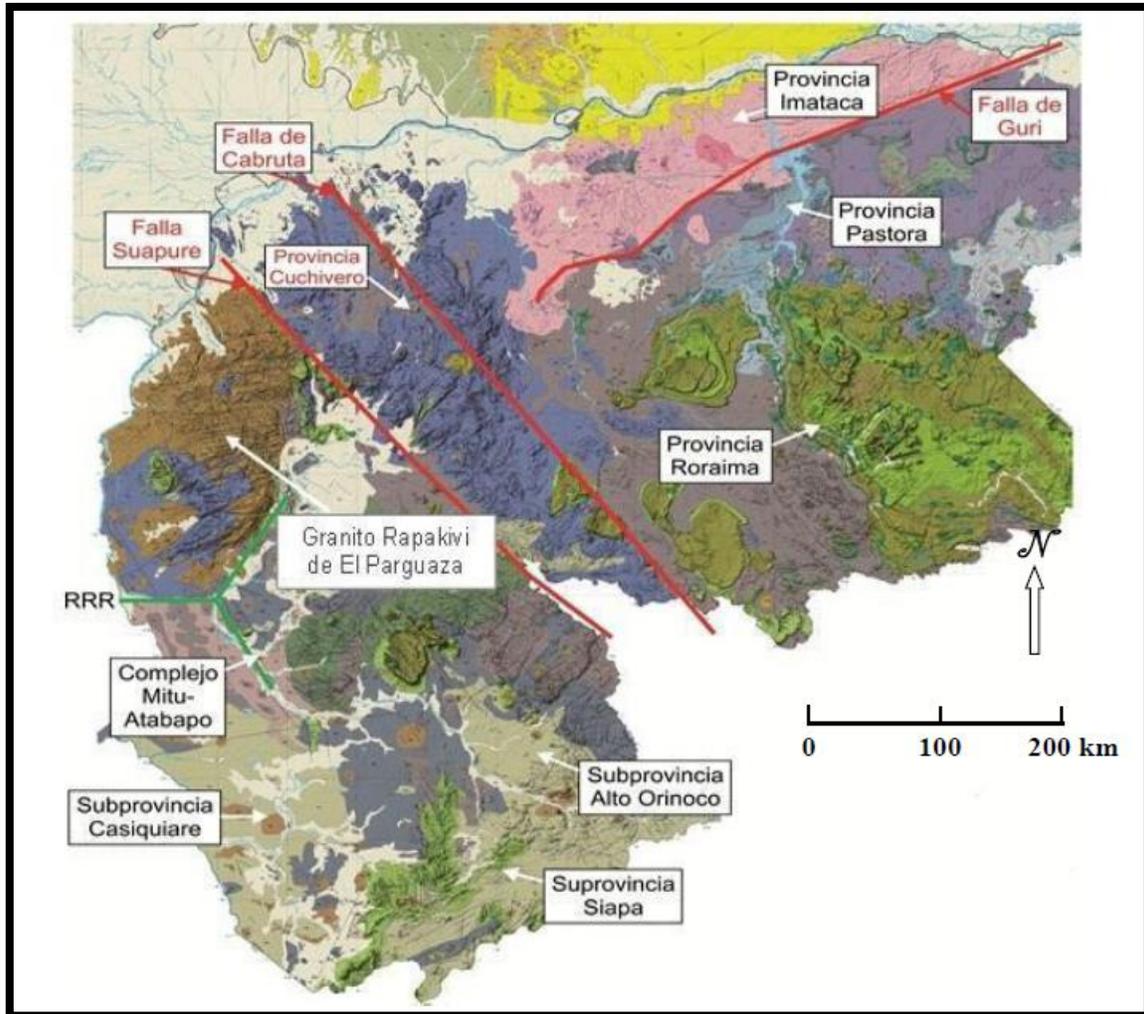


Figura 2.8. Mapa geológico base de la USGS (2005) de alto relieve del Escudo de Guayana en donde se muestran las cuatro provincias más importantes y subprovincias al sur del estado Amazonas. Obtenido de: Hackley *et al.* (2005).

2.2.2. Geología Regional

La zona de interés se ubica en la Provincia Pastora, específicamente en el Complejo Supamo, donde afloran los principales domos gneísicos individuales, intrusionados por cuerpos graníticos más jóvenes (**figura 2.8**).

2.2.2.1. Provincia Pastora

La Provincia Pastora – Botanamo abarca desde la falla de Gurí hacia al norte, hasta los sectores aledaños al Parque Nacional Canaima, al sur. Mientras que al este limita con la zona de reclamación del Esequibo y al oeste con el río Caura. Principalmente, esta provincia se encuentra conformada por cinturones de rocas verdes (CRV) de dos edades distintas; los más antiguos, delgados y muy tectonizados tipo “Carichapo” y los más jóvenes, anchos y poco tectonizados tipo “Botanamo”, que poseen un basamento constituido por el Complejo Supamo; a su vez intrusionado por granitos potásicos, gabros, dioritas y algunos complejos máfico – ultramáficos no definidos tipo Yuruán, Sierra Verdún o Pistón de Uroy, los cuales pueden responder a antiguas ofiolitas desmembradas y tectonizadas. También se pueden incluir sills intrusivos correspondientes a la Suite Avanavero – Roraima, como el de Nuria (**Figura 2.10**; Grande, 2021).

Mendoza (2005) también expone que el contacto existente entre el CRV antiguo y el CRV joven es muy evidente, puesto que cuentan con orientaciones N10E-N20W y N70-80E, respectivamente, lo que quiere decir que poseen una tendencia estructural totalmente diferente, siendo casi perpendiculares entre sí. Esto trae como consecuencia la generación de una zona de sutura, aflorante en el río Marwani, cerca de los límites fronterizos con la zona de reclamación de El Esequibo.

Específicamente en la región de Guasipati – El Callao aflora una sección de la Súperasociación Pastora que según Menéndez (1989) corresponde a un CRV antiguo perteneciente a la Asociación Carichapo y a la Formación Yuruari (**figura 2.9**). Esta sección alcanza los 11 km de espesor, lo que seguramente corresponda a la repetición tectónica observada en la mayoría de los CRV’s del mundo, como napas de corrimiento, que son difíciles de identificar en campo.

La sección más baja de la secuencia corresponde a las Metalavas de El Callao (**figura 2.9**), pero la base en sí se desconoce, sin embargo, siempre se observa un contacto intrusivo con los granitoides sódicos del Complejo Supamo, mientras que al tope el contacto es transicional o tectónico con la Formación Yuruari, es decir, la secuencia superior.

Según Mendoza (2005) esta provincia tiene una historia geotectónica relacionada con una intensa actividad magmática a través de plumas mantelares hace 2,5 – 2,4 Ga, la cual causó la disrupción y *rifting* del Supercontinente Kenorlandia, donde yacían los complejos Imataca y Kanukú. En cuanto al microcontinente Imataca, este conforma un basamento TTG granulítico que fue cubierto por un margen pasivo, representando hoy en día al CRV de El Torno – Real Corona, ubicado al norte de la falla de Guri. Mientras que, al sur el microcontinente correspondiente al Complejo Kanukú se separó del de Imataca debido a un proceso de rifting, dando como resultado la formación de un océano nuevo entre los dos microcontinentes en cuestión. Además, todo este proceso desencadenó una inyección de magma por la acción de una pluma mantelar, provocando la formación de una meseta submarina rica en komatitas, basaltos komatítico y basandesitas, aflorantes a día de hoy en el terreno alóctono de El Callao – Florinda y parte de Cicapra (**figura 2.9**).

Por un cumplimiento lógico del ciclo de Wilson, el océano antes nombrado procedió a su cierre, y se formó el arco volcánico submarino presente en la unidad Caballape, conformada principalmente por rocas volcánicas C – A y grauvacas volcanoclásticas. Por otra parte, la meseta submarina antes formada fue obducida, generando el terreno alóctono de El Callao – Florinda, que a su vez se emplazó por tectonismo sobre el terreno Yuruari, el cual, de manera autóctona se conformaba por filitas grafiticas, tobas y lavas félsicas, intrusionadas por diques dacíticos de edad U-Pb en circón de 2,131 Ga. Posteriormente, los terrenos Callao – Florinda y Cicapra pertenecientes al CRV de Pastora se trasladaron gracias a acciones tectónicas sobre el basamento de granitos TTG correspondiente al Complejo Supamo desde provincias oceánicas a los arcos de islas (hace 2,3 – 2,2 Ga), así como con el CRV del grupo Botanamo hasta colisionar con el borde continente del entonces microcontinente de Imataca (hace 2,1 – 2,0 Ga).

Finalmente, hace 2,1 Ga se produjo el cierre del océano Pastora, debido a la colisión de los CRV's Pastora y Botanamo en la zona del río Marwani, generando así que los arcos insulares colisionados se suturaran contra el microcontinente Imataca en la paleosutura de Guri, aglutinándose en el supercontinente Atlántica (hace 2,0 Ga). Todos estos procesos

compresivos fueron los generadores de domos y antiformes de gneises graníticos TTG pertenecientes al Complejo Supamo, contra los sinformes apretados de los CRV's. (Mendoza, 2005).

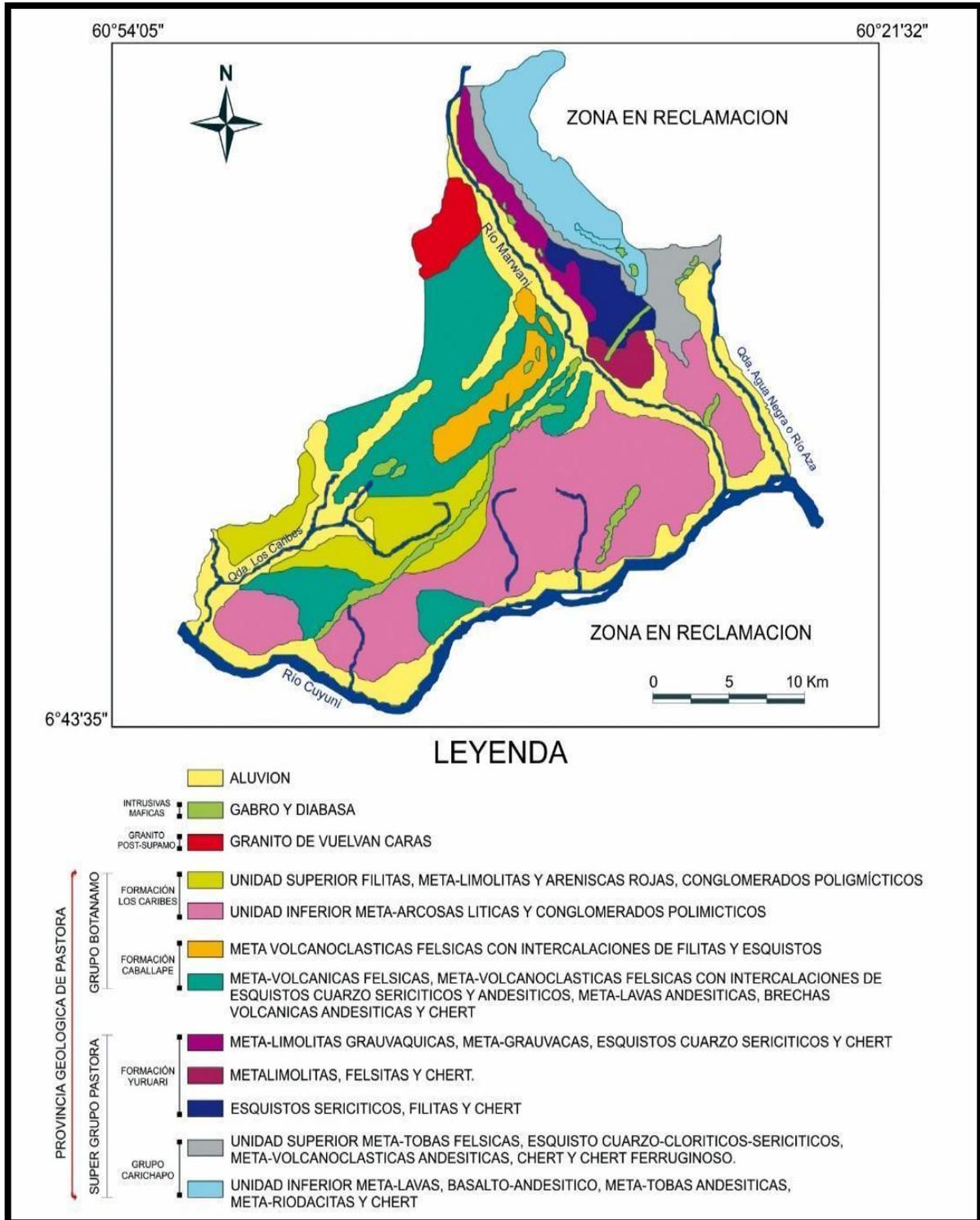


Figura 2.9. División en Formaciones geológicas de la Provincia Pastora - Botanao. Tomado y modificado de: Mendoza (2005).

2.2.2.2. Complejo Supamo

Según González de Juana *et al.* (1980) este nombre fue propuesto por Menéndez (1968) para hacer referencia a una secuencia de rocas muy variadas y asociadas entre sí, de composición cuarzo – feldespática. Luego, fue el mismo Menéndez (1972), quien describe el complejo como paragneis biotítico, migmatitas y rocas ígneas de composición ácida pobres en K – feldespatos, tales como: trondjemitas, granodioritas y czo – monzonitas. En cambio, Espejo (1975) reconoce trondjemitas, granodioritas y cuarzodioritas, mientras que Moreno y Mendoza (1975) no coinciden, pues, estos autores no incluyen dentro del Complejo las monzonitas cuarcíferas y granitos, debido a su alto contenido en potasio (K), tal y como lo hace Menéndez en 1972. Mendoza y Moreno (1975) se basan en que estos cuerpos son encontrados a lo largo del Escudo de Guayana como intrusiones dentro de rocas sódicas, llegando incluso a dimensiones batolíticas.

Aponte (2008) expresa que el Complejo Supamo agrupa una serie de rocas sódicas, tonalíticas, trondjemíticas y granodioríticas (TTG), que se relacionan espacialmente con los CRV'S de la Provincia Pastora, las cuales fueron estudiadas y resultaron ser ligeramente peraluminosas, sódicas, con altos valores de Al_2O_3 (>14%) y elevadas concentraciones de SiO_2 (> 65%), además del enriquecimiento de Sr y empobrecimiento de Y (tendencia adakítica), dando como resultado una relación Sr/Y elevada. Todos estos valores permiten inferir que tales rocas cristalizaron a partir de la fusión parcial de un metabasalto, posiblemente por una moderada fusión de corteza oceánica subducida durante su ascenso interactuó con la cuña del manto sublitosférico. Estas rocas fueron emplazadas de manera sintectónica y su actividad magmática fue continua y elevada, debido a un elevado gradiente geotérmico, hasta que se produjo el cierre de la Provincia Pastora con el Complejo Imataca.

Grande (2021) expone que las rocas de Supamo forman domos expandidos y arqueados que chocan contra los sinformes apretados y muy replegados correspondientes a los CRV's, siendo los ejemplos más claros, los domos de El Foco, El Manteco y Santa Justa, los cuales juntos a los CRV's de Pastora (**figura 2.11**) fueron intrusionados por granitos jóvenes potásicos y porfídicos, de tipo cuarzo – sienita y sienogranito (**figura 2.11**).

Otro cuerpo intrusivo dentro del Complejo Supamo se encuentra al oeste de Nuria, conocido como el domo granítico de San Felipe, el cual cuenta con forma ovalada, su mayor dimensión es de 20 km en sentido NO – SE y consiste de trondjemita en contacto intrusivo con el Grupo Carichapo excepto al este, pues allí limita con la zona de migmatitas que envuelve al Gneis de Las Cosoibas (González De Juana, 1980).

González De Juana *et al.* (1980) también exponen que hacia la región de Alto Supamo, se restringe el uso del Complejo homónimo solo para aquellas rocas sódicas, migmatíticas y gneísicas asociadas, en donde se pueden resaltar las tonalitas, granodioritas, trondjemitas y sus equivalentes metamorfizados. Al este del río Caroní, en la región de Guasipati (**figura 1.1**), las trondjemitas son las más abundantes del Complejo hacia el norte, conformando un gran cuerpo en las cercanías de la Serranía Guacamaya – Tomasore, el cual limita al norte con una franja de anfibolitas de orientación este – oeste, aflorante en el cerro El Cumen, posiblemente correspondiente a un domo bien definido y fallado. En cuanto al oeste de la región de Guasipati, las trondjemitas afloran al sur de forma local, mientras que al norte corresponden aparentemente al componente más importante dentro del Complejo Supamo, específicamente en el cuerpo ubicado al sur del cerro Guacamaya (**figura 1.1**). En dicha región abunda la presencia de inyecciones de diques pegmatíticos y de monzonita cuarcífera, la cual genera un aspecto bandeado local en la superficie meteorizada de la roca.

Todas estas trondjemitas de la región de Alto Supamo se caracterizan por ser de grano fino a medio, holocristalinas y semimasivas a foliadas, las cuales están altamente relacionada con las tonalitas, pues, parecen formar la facies de borde. Presentan fuerte recristalización y cataclasis del cuarzo, están conformadas en su mayoría por plagioclasa, cuarzo y pequeñas cantidades de biotita y microclino, además de accesorios como titanita, circón y apatito. Mientras que las tonalitas de la misma región son rocas de grano medio, holocristalinas, foliadas y gneísicas por efecto de cataclasis (en zonas de cizallamiento). Se encuentran cortadas por un conjunto de vetillas de epidota y vetas más grandes de composición cuarzo – feldespatos potásico, y la roca en sí cuenta con una mineralogía rica en plagioclasa (rica en Na), cuarzo, biotita, hornblenda y pocas cantidades de microclino, así como circón, clorita, titanita y apatito como accesorios.

La diferencia entre ambas rocas radica sobre todo en su porcentaje máfico, donde en las trondjemitas, debido a la carencia de hornblenda es menor que en las tonalitas. Además, son más frecuentes los gneises trondjemíticos, y son las trondjemitas las rocas graníticas fracturadas y cizalladas por excelencia dentro del Complejo Supamo. Por otra parte, estos cuerpos se encuentran intrusionados por granitos potásicos, que han producido aureolas de metamorfismo de contacto alcanzando la facies de los hornfels de albita - epidoto.

Menéndez (1968) estimó que la edad del Complejo era cercana a los 2.000 Ma, luego, en 1972, el mismo autor fijó dicha edad para la última removilización de las rocas presentes. Posteriormente, Espejo y Santamaría (1974) dejan entrever que se han realizado algunas dataciones radiométricas en granitos sódicos de la región El Manteco – Guri (**figura 2.11**), donde se obtuvieron edades K/Ar en Biotita y roca total de 1.800 Ma. Posteriormente, fue Gaudette *et al.* (1977) datan una edad Rb/Sr de 2.820 Ma para los gneises de Supamo, mientras que 2.660 Ma en edades U/Pb en circón. Mientras que Hurley *et al.* (1973,1977) reportan de Rb/Sr de 2.100 Ma aproximadamente para granitos sódicos del Complejo Supamo.

Mendoza (2005) expresa que las verdaderas edades de las rocas de los CRV'S de Pastora y Botanamo y los granitos TTG del Complejo Supamo no han sido determinadas de manera correcta, ya que posiblemente la datación de 1.800 Ma en K/Ar corresponda a la reactivación de las asociaciones TTG durante la orogénesis transamazónica, así que este complejo de rocas debe ser más antiguo (Arqueano o Neoarqueano). Por ende, el autor recomienda obtener edades U/Pb en baddeleyitas en rocas intermedias, U/Pb en circón (no recristalizados) en granitos, así como para la edad de mineralizaciones Os/Re en molibdenitas. Las edades U/Pb fueron obtenidas en el año 2013 por Hildebrand *et al.* (2013), las cuales arrojaron edades de 2,10 Ga.

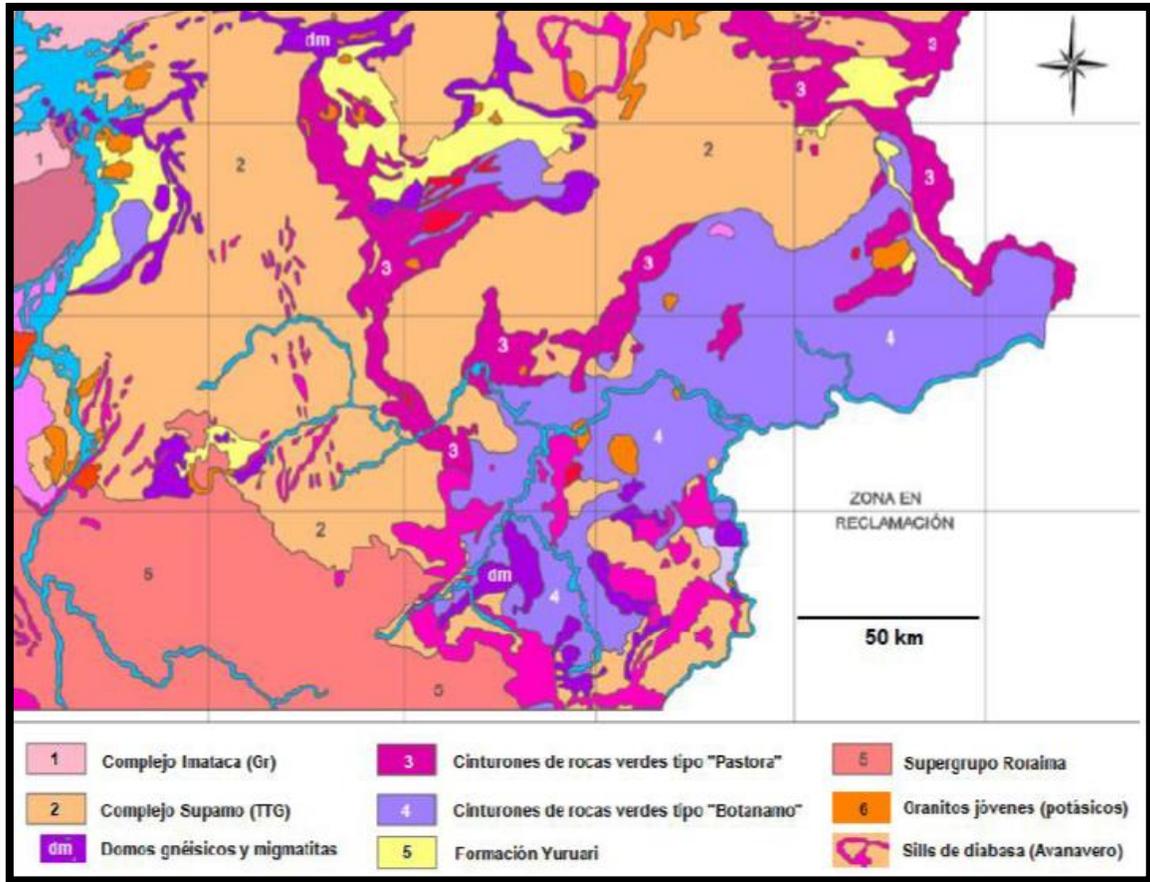


Figura 2.10. Vista en planta de la Provincia Pastora, donde se observa el terreno TTG del Complejo Supamo (2) y los granitos jóvenes (6) y los domos gnésicos y migmatíticos de interés. Tomado y modificado de: Grande (2021).

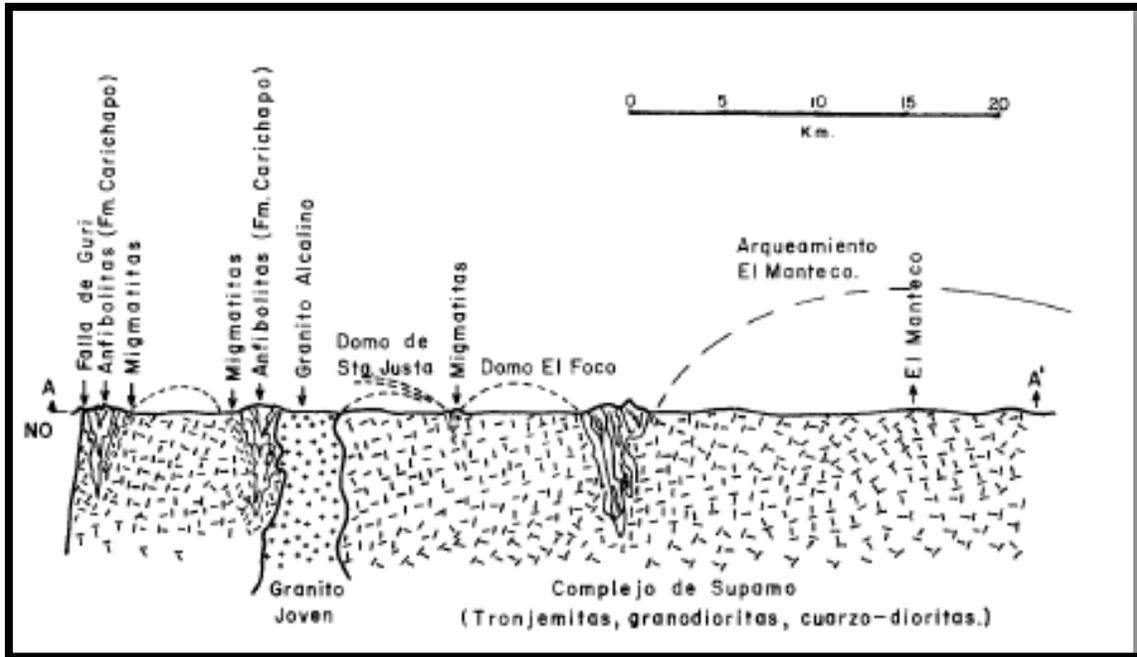


Figura 2.11. Vista esquemática de perfil del área El Manteco – Guri. Tomado y modificado de: González De Juana et al. (1980).

2.2.2.3. Granitos jóvenes

Este término fue propuesto por Espejo (1974) para hacer referencia a un conjunto de cuerpos graníticos intrusivos en el Complejo Supamo y en la secuencia volcánico – sedimentaria suprayacente a diferentes niveles estratigráficos (**figura 2.12**). Estas difieren de las rocas graníticas del Complejo Supamo en sí, pues, a pesar de ser rocas graníticas también, en su mayoría no cuentan con foliación, y su emplazamiento trunca el patrón estructural de la roca caja. Todos estos granitos jóvenes forman parte del Evento o GPI Parguazensis, teniendo una edad similar a la del Granito del Parguaza y otros plutones relacionados.

Estos cuerpos de roca generan aureolas de metamorfismo de contacto angostas, sobre todo en los sedimentos de la Formación Yuruari en la región de El Manteco – Guri (**figura 2.10**), donde se observa una superposición de metamorfismo de contacto en relación al regional (González De Juana *et al.*, 1980).

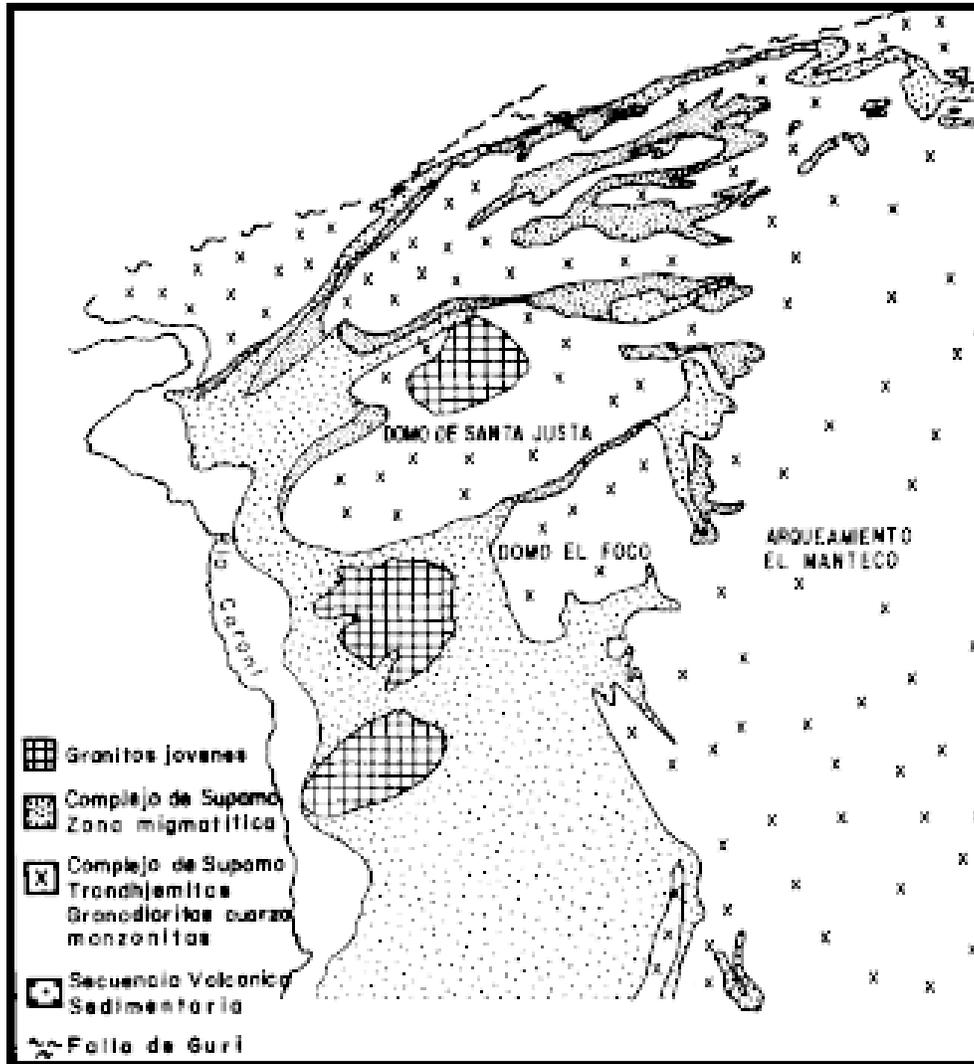


Figura 2.12. relación del Complejo Supamo con los granitos jóvenes y la secuencia volcánico – sedimentaria presente en la región El Manteco – Guri. Tomado y modificado de: González De Juana *et al.* (1980).

A. Región El Manteco – Guri

En la región de El Manteco – Guri, Espejo (1974) considera la presencia de tres cuerpos por separado de gran envergadura: el Granito alaskítico de Las Queseras, el Granito biotítico de Yagrumal y el Granito porfídico de Guásimo.

El Granito alaskítico de Las Queseras, se ubica al noroccidente de la región en cuestión, en la cercanía del hato Las Queseras, abarca aproximadamente 35 km² y posee una forma ovalada característica, este cuerpo intrusiona la roca caja hasta niveles inferiores a la Anfibolita de Carichapo (**figura 2.9**). Aunque no se ha logrado observar el contacto en sí, existen abundantes xenolitos de trondjemita del Complejo Supamo dentro del granito en cuestión, quien desarrolla una facies marginal un poco más máfica, con grano fino a medio, y una cantidad considerable de xenolitos de anfibolita de la unidad Carichapo.

Este tipo de roca alaskítica también se puede ver aflorando al norte del plutón principal, cerca de la quebrada Morichal Ancho, así como a 4 km del hato La Australia, en donde se observa junto con intrusiones de gneises del Complejo Supamo, los cuales pueden inferir como apófisis de la intrusión principal (González De Juana *et al.*, 1980).

En cuanto al aspecto de la roca, esta se caracteriza por ser de grano medio a grueso, color gris claro, casi ausente de minerales máficos, principalmente maciza o con foliación moderada, sobre todo en los bordes del cuerpo, mientras que al centro presenta una lineación mineral. Su disgregación produce suelos arenosos de color blanco y grano considerablemente más grueso que los producidos por las rocas graníticas de la misma región.

Petrográficamente resalta la textura hipidiomórfica granular de grano grueso, con albita – oligoclasa no alterada, de anhedral a subhedral. También se observa cuarzo distribuido regularmente y microclino en cristales de forma anhedral menores a 0,3 mm; algunos con desarrollo de microclino – pertita. El mineral máfico es la biotita, presente en cantidades menores a 8%, aunque alcanza los 12% en los extremos del plutón. Además, posee accesorios como apatito, titanita y magnetita.

Según Espejo y Santamaría (1974) estas rocas arrojan una edad K/Ar en biotita de 1577 Ma aproximadamente.

Tabla 2.1. Análisis modales correspondientes al Granito alaskítico de Las Queseras.
Tomado y modificado de: González De Juana *et al.* (1980).

Nº Muestra	Cuarzo	Microclino	Plagiocl.	Biotita	Esfena	Apatito	Opacos
299	25.2	15.8	46	11.8	X	X	1.2
301	33.5	38	22.4	4.1	0.6	0.4	1.0
302	28.9	22.6	38.1	6.4	1.2	0.8	2.0
312	30.	44.8	21	3	0.4	X	0.8
313	28.6	32.4	30.6	6.4	X	X	2.0
361	28.3	37.5	27.2	5.2	0.8	X	1.0
362	24	40	30	4.5	0.8	X	1.3
423	28.3	34.3	34	2.6	X	X	0.8

X = Presente.

El segundo cuerpo granítico importante es el Granito biotítico de Yagrumal, según González De Juana *et al.* (1980) está ubicado a 5 km al sureste de Isla Coroíma, cuenta con una geometría elipsoidal que abarca unos 35 Km e intrusión las rocas correspondientes a la Formación Yuruari, en donde desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto con los sedimentos pelíticos presentes, generando alteraciones a esquistos biotíticos, cloríticos y sericíticos, mientras que en las metavolcánicas se observa recristalización en los minerales.

La roca cuenta con un color azulado y cuando se meteoriza se observa blanco amarillento, presentando foliación incipiente y un tamaño de grano medio. El mismo autor asevera que al microscopio la textura predominante es la xenomórfica granular con presencia de cristales anhedrales de cuarzo y feldespato de bordes aserrados, que generalmente se encuentran sumamente alterados.

El análisis modal presenta en la **tabla 2.2**, arroja que el cuerpo en cuestión corresponde a un monzogranito.

Tabla 2.2. Análisis modal de siete muestras correspondientes al plutón del Granito de Yagrumal. Tomado y modificado de: González De Juana *et al.* (1980).

Nº muestra	Cuarzo	Feldesp. Potásico	Plagio-clasa	Biotita	Mus-covita	Oxidos hierro	Otros	Ptos. Cont.	%An
605	26,5	30	30,5	12,5		0,5		1230	
617	29,1	25	27,3	9	7	1	1,6	600	
694	30	31	27	7	4	1		1090	12,24
704	26	22	41,3	8	2	0,7		1420	
706	29	28	26	11,5	5	0,5		1000	10,28
912	34,6	27,2	25,2	7	5	1		1160	14,26

El último cuerpo correspondiente a la región de El Manteco – Guri se conoce como el Granito porfídico de Guásimo, que comprende aproximadamente 50 km² de extensión e intrusión la Formación Carichapo y en menor proporción a la Formación Yuruari (**figura 2.9**) al occidente de la región en cuestión, cerca del río Caroní. En esta zona son muy frecuentes los xenolitos subangulares de rocas correspondientes a las formaciones antes nombradas, en las cercanías del plutón abundan los de Carichapo, mientras que los de Yuruari solo se observan en la roca caja, alcanzando dimensiones decamétricas.

Cabe destacar que en el metamorfismo de contacto con la Formación Yuruari se observan brechas tobáceas y metatobas, que exhiben una pronunciada recristalización y porfidoblastos de cordierita y andalucita, alcanzando la facies de las corneanas hornbléndicas. En cambio, con la Formación Carichapo el metamorfismo de contacto no se observa tan claro.

La roca se establece como un granito porfídico rosado, con un tamaño de grano que varía de medio a grueso, y cristales de feldespatos bien formados que alcanzan los 4 cm de longitud. Cuenta con concentraciones de geometría ovoidal de 3 a 5 cm ricas en biotita, y predomina un aspecto macizo a lo largo de todo el plutón.

Al microscopio la textura característica es hipidiomórfica granular a porfídica, observándose bastos cristales de microclino y microclino – pertita dentro de una matriz predominantemente cuarzo – feldespática con pocas cantidades de clorita, biotita y epidota.

La plagioclasa presente resalta por desarrollar notorias zonaciones y algunas maclas, junto con bandas finas anti – peritíticas. Por otra parte, también sobre salen los cristales de microclino que poseen textura poiquilítica. Se puede observar en la tabla 3 que la roca entra en la clasificación de cuarzo – monzonita (González De Juana *et al.*, 1980).

La edad K/Ar determinado en biotita arroja 1.419 Ma Espejo (1974).

Tabla 2.3. Análisis modal correspondiente a muestras del Granito porfídico de Guásimo. Tomado y modificado de: González De Juana *et al.* (1980).

Nº Muestra	Cuarzo	Micro-clino	Microclino Peritítico	Plagio-clasa	Biotita	Clorita	Epidoto	Ptos. Cont.
220	8.3	29.3	16	32.4	10.3	2.1	1.6	1040
630	11.4	35.5	13.1	30.5	5.80	0.8	2.9	920
639	17.5	21.2	17	34.3	5.8	2.2	2.0	1300
650	16.3	25.6	17	30.1	5.3	3.1	2.6	1130
651	20.2	22.3	15.1	29.4	9.2	2.0	1.8	1030

B. Región de Guasipati

Menéndez (1972) describe al noroeste de la región de Guasipati un conjunto de ocho cuerpos graníticos emplazados en la Formación Yuruari (**figura 2.9**) cercanos del hatu Santa Inés. Su composición esencial varía de granito a leuco – cuarzomonzonita, biotítica de grano fino. Mientras que, su roca caja consiste en areniscas feldespáticas de grano grueso, así como rocas epiclásticas de grano fino correspondientes a la Formación Yuruari.

Otro de los cuerpos importantes se encuentra al oeste de La Gloria, y se conoce como Granito alaskítico de El Gancho, el cual puede observarse a lo largo de la quebrada La Gloria, en sus tributarios y hacia las cabeceras de la quebrada El Gancho. Tiene una geometría circular y abarca 4 km aproximadamente, y cuenta con un color que varía entre gris claro y rosado, es macizo y de grano grueso. Mientras que, al microscopio resalta su textura

hipidiomórfica granular, con la presencia de cuarzo, plagioclasa y microclino, así como biotita en bajas proporciones dentro de los componentes máficos.

Tabla 2.4. Análisis modal del granito alaskítico de El Gancho. Tomado y modificado de: González De Juana *et al.* (1980).

<i>Muestras</i>	<i>Cuarzo</i> %	<i>Plag.</i> %	<i>(An %)</i>	<i>Micro.</i> %	<i>Biot.</i> %	<i>Acc.</i> %
G-1306	24.6	29.8	(An-5)	45.1	0.3	0.2
G-1311	16.6	59.5	(An-15)	20.9	1.4	1.4
G-1315	36.5	46.2	(An-9)	10.6	3.0	1.1

Los plutones de pórfido de cuarzo de Mandingal y Cerro Pelón también son cuerpos de gran relevancia dentro de la región de Guasipati (**figura 1.1**), estos se ubican en las adyacencias del poblado Pastora, abarcando aproximadamente 25 km² de manera individual, y se encuentran acompañados de pequeños cuerpos de menor envergadura que probablemente representes sus apófisis.

Situado al noroeste de Pastora y a 4 km del río Yuruari se encuentra el pórfido de Mandingal, este recibe su nombre gracias al hato homónimo y se caracteriza por ser un pórfido de granito que varía de gris claro a rosado claro. Es predominantemente macizo, sin embargo, se observa foliación hacia los extremos, siendo su roca caja los esquistos actinolíticos pertenecientes a la Formación Cicapra (**figura 2.9**).

Bajo el microscopio óptico la roca se presenta con una textura porfídica, donde los fenocristales son de cuarzo y oscilante entre 2 y 5 mm de diámetro. Mientras que, el componente microgranular es de feldespato potásico y cuarzo con poca presencia de biotita de manera local (González De Juana *et al.*, 1980).

La edad de este plutón fue determinada a través del método K/Ar, resultando ser 1.510 Ma. (Olmata, 1968).

El plutón de Cerro Pelón se ubica al norte del mismo poblado Pastora, este es muy similar al de Mandingal petrográficamente hablando. No obstante, se puede observar diferencias en cuanto al corte con la roca caja, siendo esta más discordante y atravesando las Formaciones Cicapra y Yuruari.

CAPÍTULO III

MARCO METODOLÓGICO

La explicación de los métodos utilizados para el desarrollo de los objetivos planteados se dividió en cinco fases fundamentales, las cuales se detalla de forma esquemática a través del siguiente flujograma (**figura 3.1**).

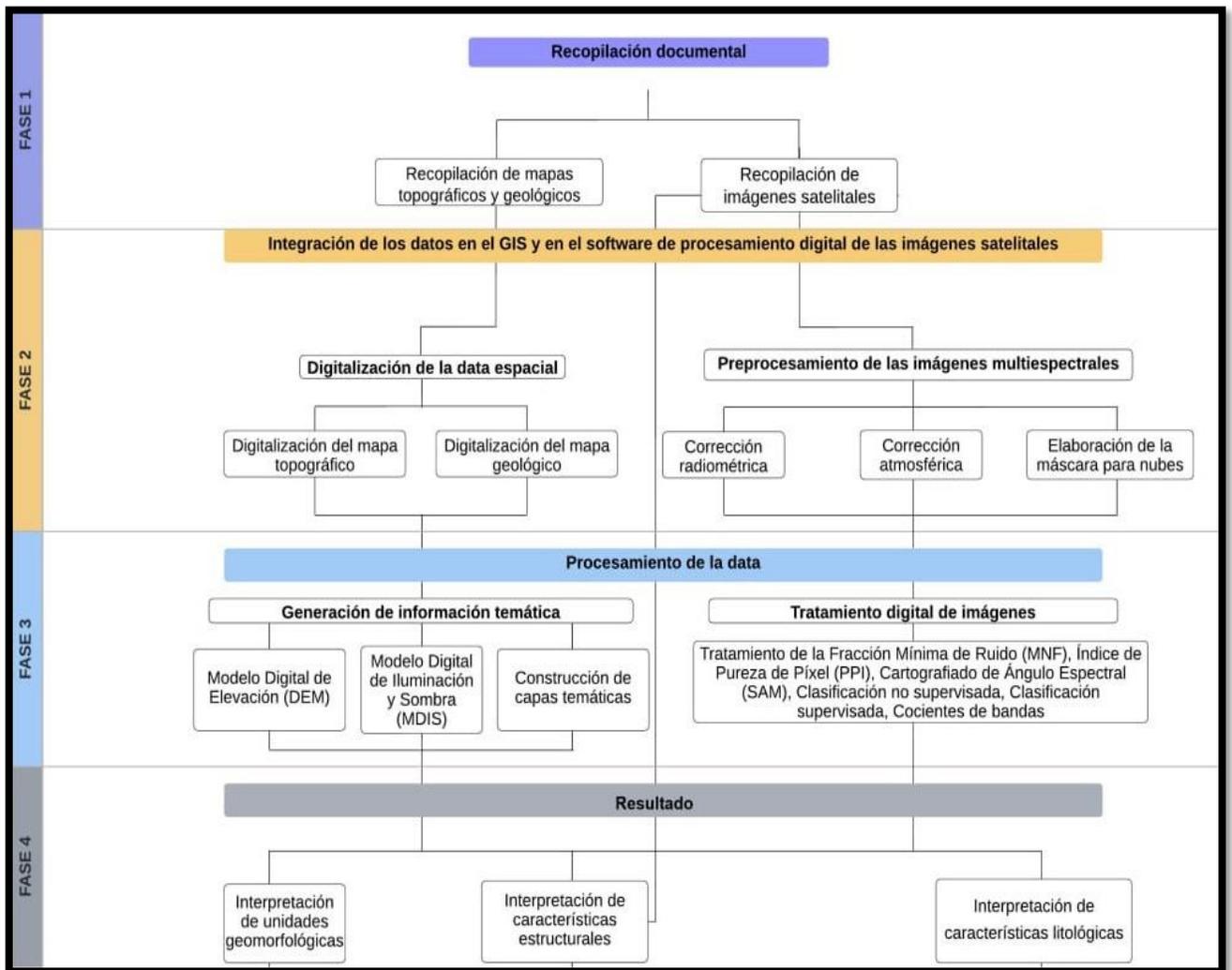


Figura 3.1. Flujograma de las cinco (5) fases fundamentales de la metodología planteada.

3.1. FASE 1: Recopilación documental y bibliográfica

Esta fase consistió en la investigación y recopilación de datos e información relacionados con el tema de estudio. Se utilizaron fuentes fidedignas como documentos, libros, artículos y archivos publicados. En particular, los datos e información para este trabajo se obtuvieron de la Biblioteca Virgil Winkler de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (ubicada en la Universidad Central de Venezuela), el Ministerio del Poder Popular de Desarrollo Minero Ecológico, el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB), tesis, revistas y manuales de fuentes electrónicas.

Esta etapa se dividió en dos partes: la recopilación de mapas geológicos y topográficos, que permitieron comprender la estructura geológica y topográfica de la región de estudio, y la recopilación de imágenes satelitales, que proporcionaron información detallada y precisa sobre la superficie terrestre, como la vegetación, los cuerpos de agua, el relieve y otros aspectos relevantes para el estudio de la geología y la minería.

3.1.1. Recopilación de mapas geológicos y topográficos

En el caso de los mapas topográficos a escala 1:100.000, fueron recopilados a través del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB) y corresponden a los siguientes códigos y nombres:

- El Manteco (hoja 7638), Guri (hoja 7639), La Pastora (hoja 7738), San Lorenzo (hoja 7739), Guasipati (hoja 7838) y Macorumo (hoja 7839).

Para el mapa geológico de la zona a escala 1:250.000, se utilizó como fuente la página oficial del Ministerio del Poder Popular de Desarrollo Minero Ecológico. Este corresponde a la siguiente referencia:

- Referencia del mapa: NB 20 – 3.

3.1.2. Recopilación de las imágenes satelitales

Las imágenes de LANDSAT 8, y ASTER fueron descargadas de la página oficial de la USGS (Earth Explorer), correspondientes a los siguientes códigos:

- **LANDSAT 8** (LC08_L1TP_001055_20170516_20200904_02_T1):
001055 y 233055.
- **ASTER:**
 - AST_L1T_00301052022022824_20220106103905_8380.
 - AST_L1T_00309132002144113_20150425010039_58449.
 - AST_L1T_00309132002144122_20150425010041_26865.
 - AST_L1T_00308162001145331_20150501185448_117101.
 - AST_L1T_00308142006144547_20150515175104_26007.
 - AST_L1T_00310112004144501_20150506154142_36647.
 - AST_L1T_00312192000145834_20150413175600_43430.
 - AST_L1T_00312192000145843_20150413175621_12893.
 - AST_L1T_00301302007144003_20150518021329_34481.
 - AST_L1T_00302122006143834_20150513040912_57419.
 - AST_L1T_00302122006143843_20150513040856_39650.

En el caso de las imágenes de Radar, estas fueron recolectadas del servidor Earth Data de ALOSPALSAR, las cuales corresponde a los siguientes códigos:

- **Imágenes de Radar:** 7638 (I, II, III y IV), 7639 (I, II, III y IV), 7738 (I, II, III y IV), 7739 (I, II, III y IV), 7838 (I, II, III y IV) y 7839 (I, II, III y IV).

3.2. FASE 2: Integración de los datos en el Sistema de Información Geográfica (GIS) y en el *software* de procesamiento digital de las imágenes satelitales.

Esta fase se dividió en dos partes, la primera correspondió a la digitalización de los mapas topográficos y geológico a través del proceso de vectorización usando el *software*

ArcGIS 10.8. Mientras que, la segunda se enfocó en el procesamiento de imágenes satelitales por medio del *software* ENVI 5.3.

3.2.1. Digitalización de los datos espaciales

3.2.1.1. Digitalización del mapa topográfico

El primer paso consistió en georreferenciar las seis cartas topográficas a escala 1:100.000, disponibles en formato ráster, mediante la asignación de coordenadas UTM WGS84 Huso 20. Para ello, se utilizaron al menos 15 puntos de control por cada carta. Posteriormente, se llevó a cabo una interpretación visual de los ráster y se procedió a vectorizar los elementos más importantes de las cartas, obteniendo los *shapefiles* de las principales capas de información. Entre los elementos vectorizados se incluyen las curvas de nivel, la hidrografía, la vialidad (representada por líneas), la toponimia (puntos) y los cuerpos de agua (polígonos). Finalmente, se asignaron los valores en las bases de datos atributivas correspondientes para integrarlas al Sistema de Información Geográfica (SIG).

3.2.1.2. Digitalización del mapa geológico

Este procedimiento fue similar al anterior, pues, primeramente, se georreferenció la carta geológica a escala 1:250.000 y se fueron dividiendo los diversos aspectos de interés en diferentes *shapefiles*, tales como los contactos litológicos, estructuras, información de rumbo y buzamiento, entre otros.

3.2.2. Preprocesamiento de las imágenes multiespectrales

Para poder usar las imágenes multiespectrales, se requirió aplicar principalmente ciertos procesos que sirven para corregir o reducir aquellas distorsiones producidas al capturar las imágenes y de este modo no afectar la precisión de los resultados.

3.2.2.1. Corrección radiométrica

La corrección radiométrica, según Chuvieco (2006), es un conjunto de procedimientos que se utilizan para ajustar los valores digitales de una imagen de teledetección con el objetivo de mejorar su precisión.

Para aplicar esta técnica, se utilizó el algoritmo *Radiometric Calibration* en una imagen multiespectral utilizando el *software* ENVI 5.3, transformándola de un formato BSQ a un formato BILL (bandas intercaladas por líneas).

3.2.2.2. Correcciones atmosféricas

Chuvieco (2006) define la corrección atmosférica como un proceso que busca reducir o eliminar los efectos de la atmósfera en las imágenes de teledetección, ya que ésta actúa como un filtro que modifica la energía electromagnética que llega al sensor, lo que puede afectar la precisión de la imagen. La eliminación de los efectos atmosféricos de la imagen da como resultado valores de reflectancia o radiación más exactos.

Para llevar a cabo la corrección atmosférica, se empleó el algoritmo *FLASH Atmospheric Correction*. Para ello, se abrió una ventana emergente en la que se utilizó la imagen en formato BILL para fusionar todas las bandas en un solo archivo o imagen para su posterior manejo. Además, se añadió datos relevantes de la imagen, como la latitud, longitud y altitud del sensor, la elevación de la superficie del terreno, el tamaño del pixel, así como la

fecha y hora de vuelo en la que se tomó la escena. De esta manera, se tendrá una imagen corregida y con información completa para su posterior análisis.

3.2.2.3. Elaboración de la máscara para nubes

Hernández (2011) indica que, en las imágenes multiespectrales, es común encontrar la presencia de nubes que obstaculizan la información espectral del suelo o las rocas. Además, las sombras proyectadas por estas nubes pueden distorsionar la información espectral de interés geocientífico. Por esta razón, es necesario eliminar las nubes y sus sombras para poder procesar las imágenes multiespectrales de manera adecuada.

Este proceso de eliminación se llevó a cabo mediante la creación de polígonos o "máscaras" a través del *software* ArcGIS 10.8 en las zonas afectadas, para posteriormente eliminar los píxeles correspondientes con el uso de la herramienta *clip*. De esta manera, se pudo obtener una imagen más clara y precisa para su posterior análisis.

3.3. FASE 3: Procesamiento de los datos

En la siguiente fase del proyecto se llevó a cabo la creación de modelos digitales, capas temáticas e imágenes generadas a partir de procesamiento satelital. Esta fase también se dividió en dos etapas: la generación de información temática y el procesamiento de imágenes multiespectrales

3.3.1. Generación de información temática

Usando el *software* ArcGIS 10.8 y partiendo de la digitalización de las cartas topográficas a escala 1:100.000 generadas en la fase anterior, se llevaron a cabo diversos procedimientos para producir modelos y capas temáticas adicionales, dando lugar a los primeros derivados geológicos.

3.3.1.1. Modelo Digital de Elevación (DEM)

La creación de este modelo digital de elevación se hizo a partir de curvas de nivel con intervalos de 40 m, y se utilizó la herramienta *Interpolation* del *software* ArcGIS 10.8 que toma los datos de elevación de las curvas y genera una superficie continua de elevación para el área de interés.

3.3.1.2. Modelo Digital de Iluminación y Sombra (DLSM)

Este modelo se construyó a partir del modelo digital de elevación (DEM) utilizando el siguiente orden de algoritmos: *Spatial Analyst Tools – Surface – Hillshade*. El DLSM, por sus siglas en inglés, se generó utilizando como parámetros un azimut de 315° y un ángulo de elevación del sol de 45°. Estos parámetros son importantes para determinar la dirección de la luz solar y la intensidad de la sombra en el modelo.

3.3.1.3. Capas temáticas

Las capas temáticas se construyeron utilizando el mismo *software* anterior y el Modelo de Elevación Digital. Construir capas temáticas en ArcGIS 10.8 implica obtener los datos, crear la capa, configurar la simbología, crear capas adicionales y configurar la leyenda.

Se generaron diversas capas temáticas para el desarrollo de este estudio, las cuales incluyen información sobre la elevación del terreno (hipsometría), la inclinación de las laderas (pendientes), así como la orientación de las mismas. En los siguientes párrafos, se proporcionará una descripción detallada de cada una de estas capas temáticas.

A. Capa de Hipsometría

La capa temática de hipsometría según Gamboa (1986), es una representación visual de las diferentes altitudes en una determinada área geográfica. Esta capa muestra la elevación del terreno mediante una gradación de colores o tonos, siendo los colores oscuros asociados a las zonas más elevadas y los colores claros a las zonas más bajas.

Para reclasificar el DEM en intervalos de altura en ArcGIS se aplicaron los siguientes algoritmos: *Properties -Symbology - Classified – Classify* y se especificó el número de intervalos y el rango de alturas de manera manual.

B. Capa de Pendiente

La pendiente se refiere a la inclinación del terreno y se puede medir en porcentaje (%) o grados (°). En este estudio se estableció en grados y se clasificó de acuerdo con intervalo que permitieran observar diferencias en terrenos llanos. La capa de pendientes se creó mediante el uso de los algoritmos *Spatial Analysis Tools - Surface - Slope* y se reclasificó de manera similar a la capa de hipsometría.

C. Capa de Orientación de Laderas

La capa de orientación de laderas se obtendrá utilizando algoritmos de *Spatial Analysis Tools – Surface – Aspect*. Esta capa se encarga de detectar la dirección en la que se presenta la pendiente más pronunciada desde cada celda a sus vecinas, lo que equivale a identificar la dirección de la pendiente. El ráster de salida mostrará los valores de cada celda, los cuales indicarán la dirección de la brújula en la que se encuentra la superficie de esa ubicación, medida en grados en sentido horario desde 0 (norte) hasta 360 (norte nuevamente), formando un círculo completo. Las áreas sin dirección de pendiente descendente, como las planas, se representarán con un valor de -1 (Romero, 2019).

3.3.2. Tratamiento digital de imágenes

3.3.2.1. Tratamiento de la Fracción Mínima de Ruido (MNF)

Según Hernández (2011) uno de los primeros métodos geoestadísticos en imágenes multiespectrales es la fracción mínima de ruido (MNF), que tiene como objetivo disminuir el ruido presente en los datos espectrales, lo que conduce a una imagen más nítida de la región de interés y, por lo tanto, más fácil de analizar en términos geológicos. Además, esta técnica disminuye el tamaño de la imagen, lo que a su vez reduce los requisitos computacionales para procesar la información espectral.

Para este tratamiento se usó el algoritmo *Spectral Houghlass Wizard* del software ENVI 5.3.

3.3.2.2. Índice de Pureza de Píxel (PPI)

La herramienta PPI se utiliza para mejorar la calidad de las imágenes multiespectrales o hiperespectrales al seleccionar los píxeles más extremos y puros. (que normalmente representan menos del 1% del total de píxeles). La razón detrás de esta búsqueda es trabajar con la mayor cantidad posible de píxeles verdaderos y descartar aquellos que no proporcionan información relevante para el análisis en cuestión (Hernández, 2011).

Para realizar este proceso se utilizaron los siguientes algoritmos: *Spectral – Pixel Purity – Index – New Output Band* y se introdujo la imagen en formato PCA.

3.3.2.3. Cartografiado de Ángulo Espectral (SAM)

La finalidad de esta herramienta, según Hernández (2011) es calcular la semejanza entre dos espectros a través del cálculo del ángulo espectral entre ellos. Para ello, se utilizó

el algoritmo *Spectral Angle Mapper* (SAM) durante el procesamiento de imágenes, el cual mide la distancia angular entre un espectro de referencia y cada píxel en la imagen. Esto permitió filtrar los píxeles que tengan un ángulo mayor al espectro de referencia y reducir así el número de píxeles en la información de datos.

3.3.2.4. Clasificación no supervisada

Este enfoque se centra en identificar las clases espectrales en una imagen sin necesidad de conocimientos previos en el área de estudio. El objetivo es encontrar grupos de píxeles con valores espectrales similares que puedan asignarse a las clases de interés en la leyenda Chuvieco (1996). Este método se realizó mediante la consecución de los siguientes algoritmos *Classification – Unsupervised Classification – K-Means Classification* del *software* ENVI 5.3.

3.3.2.5. Clasificación supervisada

Según Chuvieco (1996) el método supervisado consiste en utilizar la experiencia previa o el trabajo de campo para obtener un conocimiento detallado de la zona de estudio. De esta manera, se pueden identificar las áreas representativas de cada categoría de la leyenda en la imagen, conocidas como *training fields* en la literatura inglesa. Estas áreas se utilizan para enseñar al ordenador a reconocer las diferentes categorías. El ordenador calcula los valores que definen cada clase a partir de estas áreas y luego asigna el resto de los píxeles de la imagen a una de estas categorías.

Para este método se aplicó el *Software* ENVI 5.3, mediante los algoritmos *Classification - Supervised Classification – Maximun Likelihood Classification*.

3.3.2.6. Combinación y álgebra de bandas

El procedimiento de combinación de bandas consistió en realizar las diversas combinaciones posibles de R – G – B entre las bandas de una imagen con el fin de encontrar alguna que permitiera resaltar una característica geológica específica.

Por otro lado, el álgebra de bandas es un procedimiento que permitió dividir los valores de una banda con los valores de otra, y de esta manera ampliar las combinaciones posibles que faciliten la identificación de aspectos geológicos. Esta última se realizó mediante la aplicación del algoritmo *Band Algebra – Band Ratios* a la imagen corregida.

3.4. FASE 4: Resultados

Durante esta fase se realizó una integración de los productos obtenidos en las etapas anteriores a través de *shapefiles* en el *software* ArcGIS 10.8, con la finalidad de elaborar una interpretación de diversos aspectos geológicos, tales como la geomorfología, hidrología, litología y estructura de la zona de estudio, los cuales son indispensables, pues su debida integración permite construir el mapa geológico final.

3.4.1. Interpretación geomorfológica

Se llevó a cabo la evaluación de las distintas formas del terreno al interpretar y combinar los datos de la altura, la inclinación, las cuencas, así como la interpretación del Modelo Digital de Elevación (DEM) y del Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS), para obtener como primera medida un mapa que muestre las diferentes unidades de relieve presentes en la zona de estudio.

3.4.2. Interpretación estructural

Los rasgos estructurales se identificaron a partir de la interpretación de diversas fuentes de datos como el mapa de drenaje, las imágenes de radar y el Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS). De este modo, se obtuvo información de las estructuras geológicas, las cuales fueron plasmadas en un mapa estructural del área planteada.

3.4.3. Interpretación litológica

La identificación de los rasgos litológicos se realizó mediante la combinación e interpretación de una amplia variedad de datos obtenidos en la fase anterior del estudio, sobre todo la combinación y cociente de bandas, la clasificación supervisada y no supervisada y el drenaje. Sumado a lo anterior, se consultaron trabajos previos realizados por distintos autores para obtener información adicional y de esta manera elaborar un mapa con los contactos litológicos de la zona de interés.

3.4.4. Integración de los aspectos geológicos

Una vez realizada la interpretación de las diversas características geológicas planteadas, se expresaron en formas de *shapefiles* en el *software* ArcGIS 10.8 y fueron comparadas con los mapas recopilados de los antecedentes para así realizar el mapa geológico final a escala 1:100.000 donde se muestran identificados los cuerpos graníticos afines a la investigación.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

Los resultados correspondientes a esta investigación se basaron en la interpretación de los datos iniciales debidamente procesados, los cuales permitieron dar respuesta a los objetivos específicos planteados. Por consiguiente, este capítulo se divide de forma tal que cada inciso se enfoca en un aspecto geológico particular, como la geomorfología, hidrología, estructura y litología de la zona de estudio.

4.1. Interpretación geomorfológica

La zona de interés permite ser diferenciada y catalogada como un paisaje mixto, constituido por regiones de relieve bajo predominantemente llanas, con un promedio de altura de 200 m.s.n.m y ubicadas en su mayoría al sur de la región, siendo estas el resultado de la acción de los agentes exodinámicos que afectaron los cuerpos rocosos cercanos, meteorizándolos y erosionándolos, para así modelar el terreno presente. **Figura 4.1.**

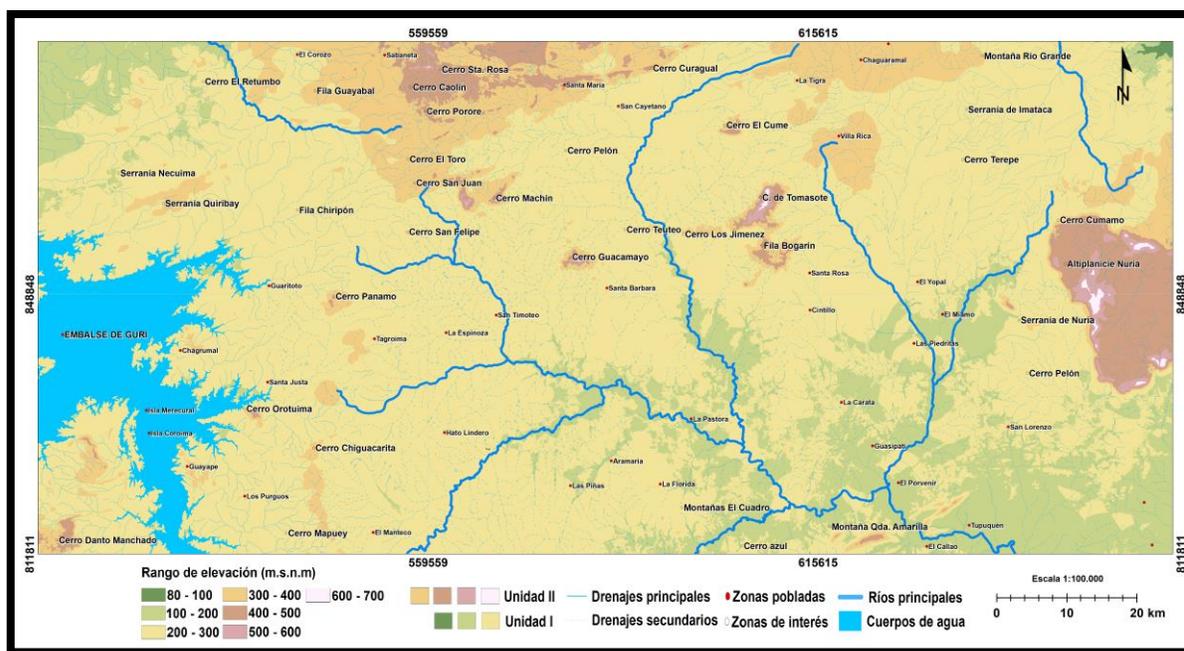


Figura 4.1. Mapa de unidades geomorfológicas a escala 1:100.000 de la zona de estudio.

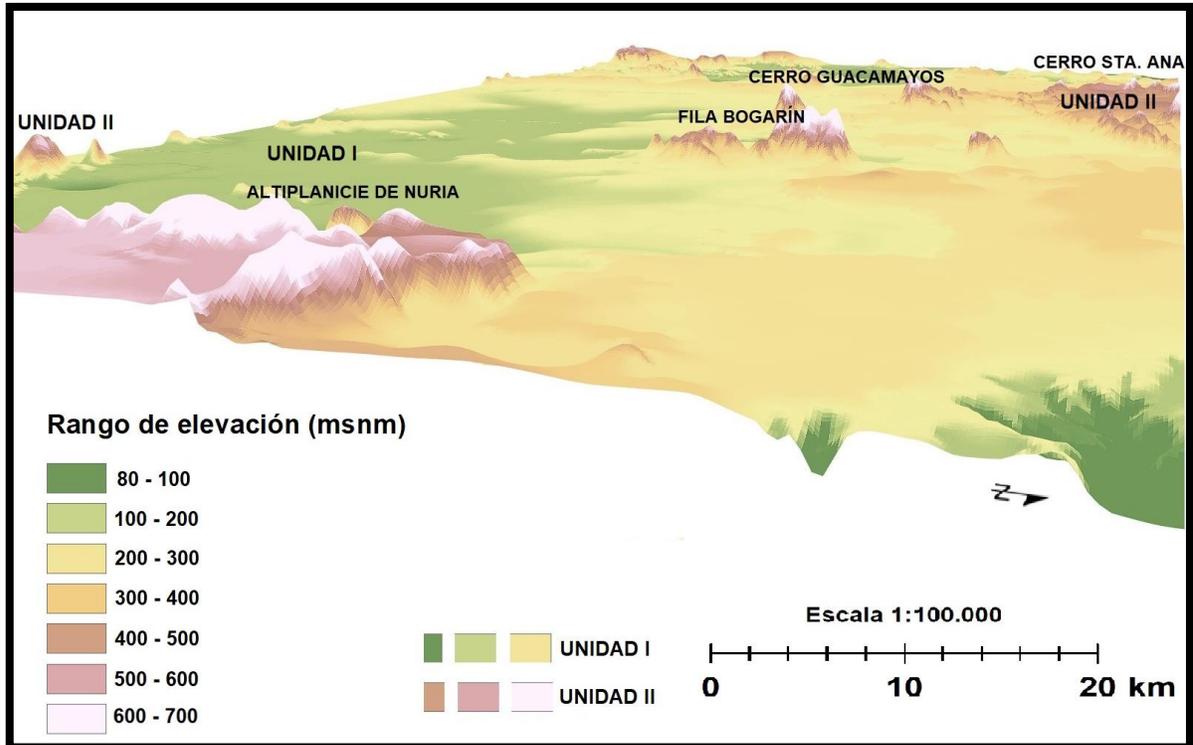


Figura 4.4. Visualización en tres dimensiones (3D) del mapa de unidades geomorfológicas a escala 1:100.000 de la zona de estudio.

4.1.1. Unidad I: unidad de relieve bajo

Esta unidad reúne las zonas topográficamente bajas, las cuales abarcan un 80% del área de estudio aproximadamente (**figura 4.1**). La mayor parte de este conjunto se encuentra al sur, pero también es visible en los extremos superiores de la zona de interés, su altura mínima es de 80 m.s.n.m y las más altas no superan los 300 m.s.n.m, justamente en el contacto con la unidad I (**figura 4.5**).

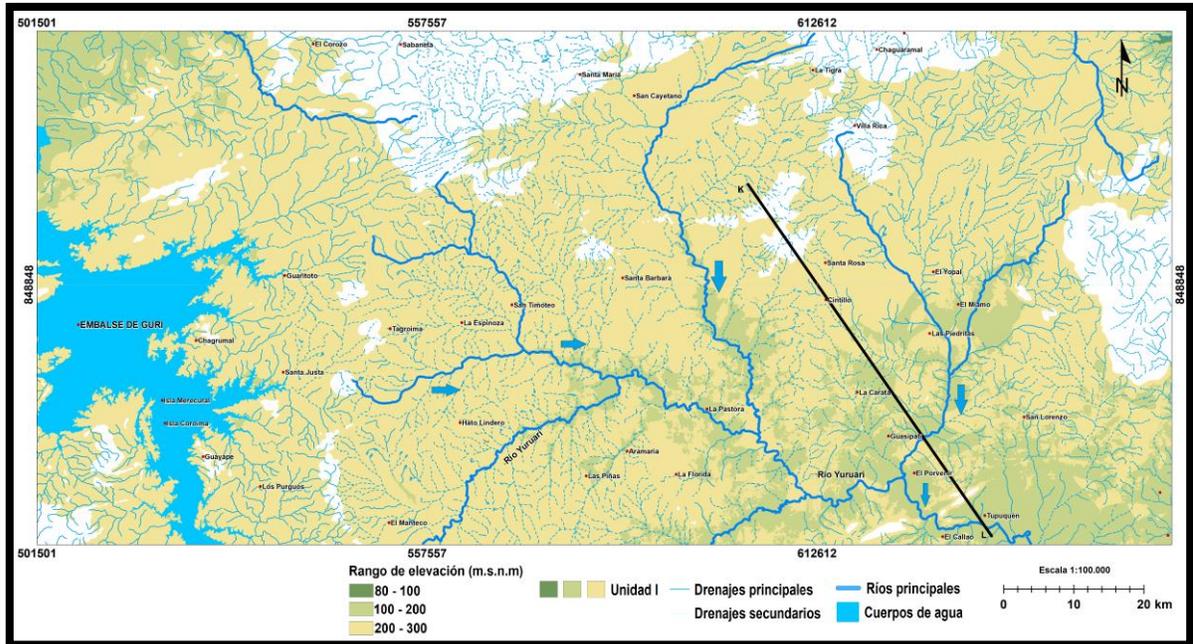


Figura 4.5. Mapa de la unidad I a escala 1:100.000.

En cuanto al paisaje, este es predominantemente llano casi en la totalidad de la unidad (**figura 4.6**). Por ende, es razonable observarla como una unidad de llanuras, y de esta manera, hacer una descripción detallada de sus aspectos más importantes.

Siguiendo este enfoque, se puede observar en la **figura 4.3** el rango de la pendiente de toda la zona va de 0 a 5° con sentido al sur, lo que concuerda con la dirección y sentido de los drenajes principales (**figura 4.5**), permitiendo inferir que las llanuras fueron generadas por la depositación de los sedimentos erosionados al norte y transportados al sur por dichos colectores.

Ahora bien, la densidad del drenaje varía en toda la zona sur, siendo mayor en el centro y menor a los extremos (**figura 4.5**), lo que concuerda con los cambios litológicos y la diferencia en competencia que poseen cada uno de ellos.

También se puede notar que el grado de entallamiento de dichos drenajes es medio, pero se hace mayor hacia el noreste y sureste de toda la zona de estudio, sobre todo en los ríos principales, esto se identifica en la **figura 4.5** con el color verde que expresa las zonas deprimidas que siguen la dirección de dichos cursos.

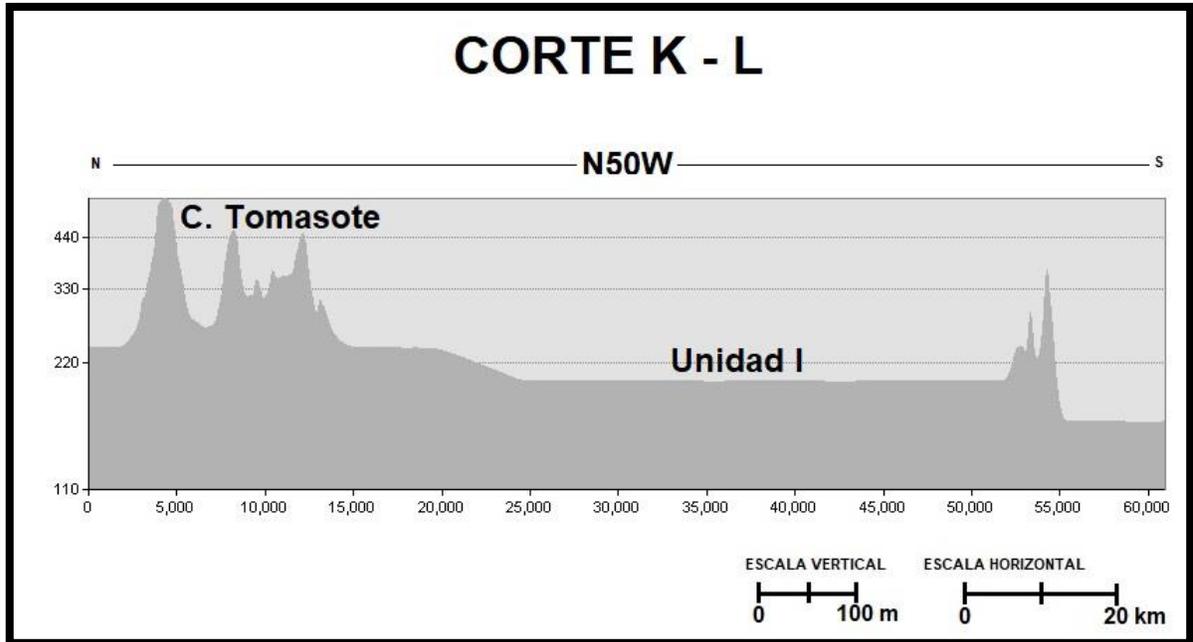


Figura 4.6. Perfil topográfico de la zona este de la unidad II.

Esta unidad posee un grado de diferenciación bajo, ya que el contacto con la unidad I no es abrupto, debido a que la mayoría de las topofomas que allí se encuentran, son colinas con no más de 500 m.s.n.m, por lo que la transición entre una unidad y otra es notablemente suave. Ahora bien, existen excepciones, como puede ser en contacto con la cordillera de Tomasote, fila Bogarin y la altiplanicie de Nuria (**figura 4.4**), donde sí es observable un cambio brusco entre un conjunto y otro.

4.1.2. Unidad II: unidad de relieve alto

Esta unidad engloba las diferentes topofomas elevadas que se encuentran a lo largo de toda área de estudio, abarcando un 20% de la misma aproximadamente. Sus cotas mínimas son de 300 m.s.n.m, mientras que las más pronunciadas alcanzan los 680 m.s.n.m en la fila Bogarín y cordillera Tomasote (**figura 4.1**).

En líneas generales, se ubica al norte, donde las colinas dominan el paisaje, sin embargo, también existen estructuras al este, como la altiplanicie de Nuria y la fila Bogarín,

y al sur como los cerros Sta. Justa, Mapuey y Danto Manchado. Con lo anterior, se puede entender que dentro de esta unidad coexisten diversos cuerpos con distintas morfologías. Por consiguiente, se procedió a dividir dicha unidad en subunidades donde se agrupan morfoestructuras con características similares, las cuales serán descritas a continuación de forma decreciente en cuanto al área abarcada por cada una.

4.1.2.1. Subunidad I: Colinas de base alargada

Esta subunidad se encuentra diseminada a lo largo de toda la zona de interés ocupando un 11% de la misma y un 55% de la unidad II. Sin embargo, tiene mayor presencia en el centro y norte, donde se encuentran los cerros Guacamayos, San Juan, entre otros. En términos de alturas, esta va de 300 a 600 m.s.n.m, siendo su punto más alto el cerro Guacamayos (**figura 4.7**).

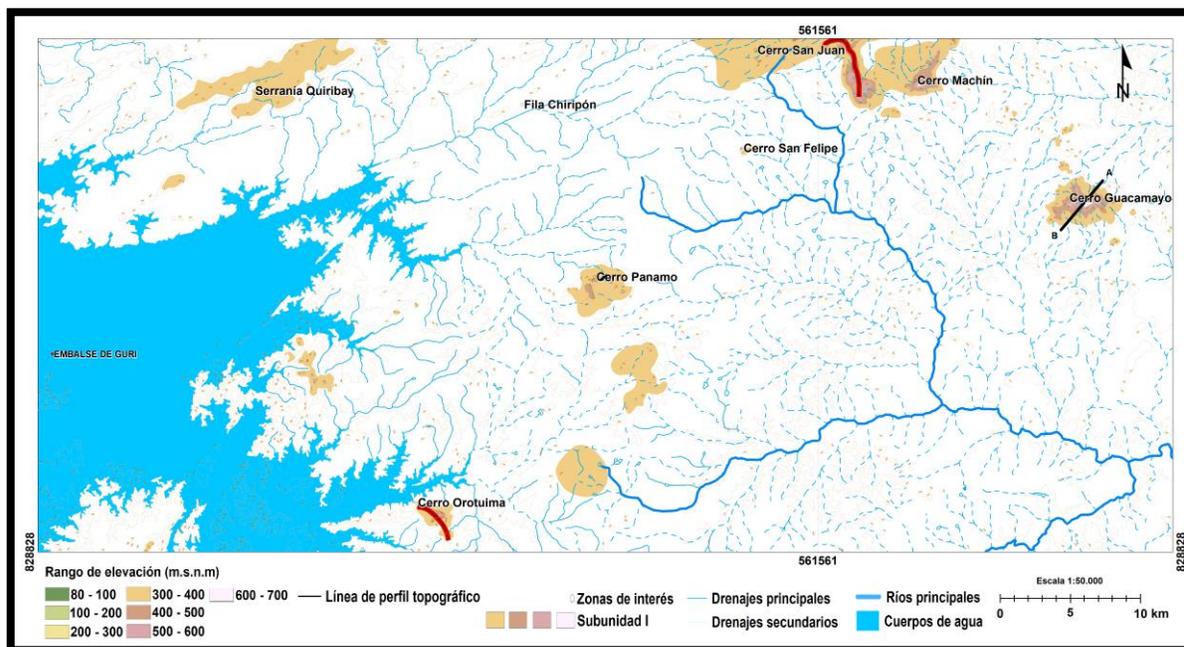


Figura 4.7. Mapa de la subunidad I a escala 1:50.000.

En general, no existe una tendencia clara en cuanto a la orientación de las morfoestructuras, sin embargo, es observable una dirección N70E en los cerros Guacamayos,

Teuteo, El Cume, Curagual, entre otros. Mientras que, los cuerpos como los cerros Sta. Ana, Caolín, Caney, dicha orientación varían. (**figura 4.7**).

En otro sentido, la **figura 4.3** permite observar que en la mayoría de los cuerpos presentes las pendientes son similares, lo que quiere decir que las laderas tienden a ser simétricas en la subunidad. Sin embargo, se puede acotar que morfoestructuras como el cerro Chiguacaritas las posee más abruptas al norte.

En cuanto a la forma de las líneas de crestas, son predominantemente redondeadas en la mayoría de los cuerpos, lo que queda claro en los perfiles topográficos de la **figura 4.8**, donde se evidencia que el cerro Guacamayos posee una cresta redonda, suave y con pendientes asimétricas; patrón que se repite en la mayoría de todas las morfoestructuras de la subunidad. Mientras que, en lo que a geometría respecta, estas siguen un patrón curvo o arqueado (**figura 4.9**).

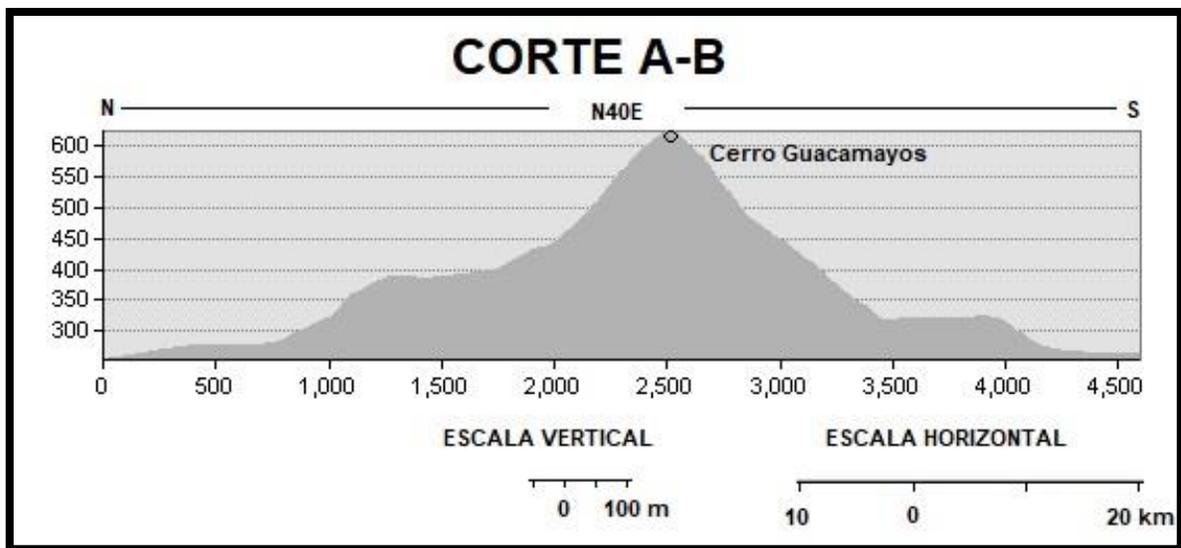


Figura 4.8. Perfil topográfico del cerro Guacamayos, ubicado en el centro de la zona de estudio.

En el caso de los drenajes, cuentan una densidad baja y poco entallamiento, siendo un comportamiento característico de rocas ígneas, lo cual concuerda con los cuerpos

graníticos descritos por Mendoza (2005) para el Complejo Supamo. Más allá de lo anterior, puede notarse que, en las cercanías del cerro Guacamayos, los drenajes se hacen más densos y entallados, lo que permite inferir un cambio litológico, probablemente relacionado con las secuencias volcánico – sedimentarias de las cuales, por antecedentes, se conoce su presencia en el área en cuestión (**figura 4.7**).

4.1.2.2. Subunidad II: mesetas alargadas

Esta subunidad se ubica al este del área estudiada y corresponde al cuerpo conocido como la altiplanicie de Nuria, que ocupa un 6% de toda la región y un 30% de la unidad II, es una de las estructuras con mayor elevación, alcanzando los 680 m.s.n.m en su punto más alto (**figura 4.1**). Morfológicamente, resalta por ser una meseta o altiplano con aspecto redondeado visto desde planta (**figura 4.9**) e irregularidades en forma de picos en su tope (**figura 4.10**).

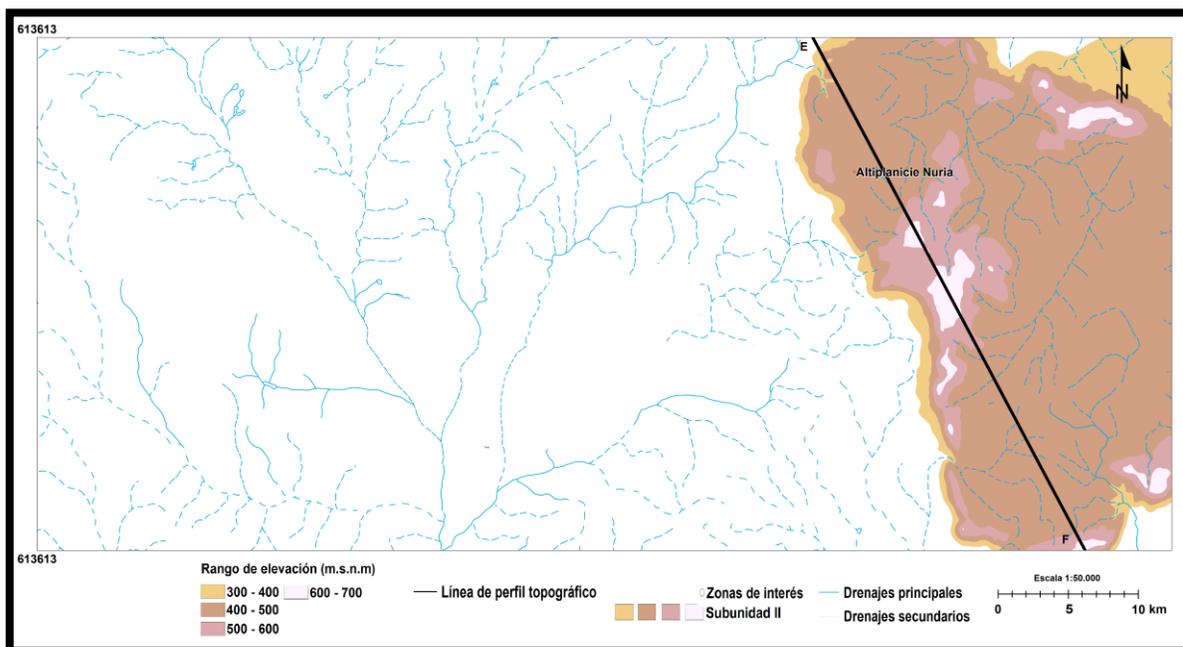


Figura 4.9. Mapa de la subunidad II a escala 1:50.000.

La topografía en cuestión posee una orientación N30W, siguiendo la tendencia de su alargamiento visto en planta (**figura 4.9**), sin embargo, los picos que se encuentran en el tope manifiestan una dirección más recta, cercana a la norte – sur (N – S). En cuanto a sus laderas, estas alcanzan los 45° de inclinación al sur, mientras que al norte no superan los 25°, reflejándose en el mapa de pendientes de la **figura 4.3**, lo que evidencia una asimetría en las mismas.

Al tratarse de una meseta, es evidente que su tope es predominantemente plano, no obstante, puede notarse que su continuidad se interrumpe por un conjunto de elevaciones que aún no han sido erosionadas en el centro de la topografía. Sumado a lo anterior, también debe acotarse que esta morfoestructura presente “escalones” horizontales, los cuales van perdiendo altura al sur. (**figura 4.10**).

En otro orden de ideas, los drenajes en esta subunidad son escasos y poco densos (**figura 4.9**) con tendencia rectilínea y poco entallados en su mayoría. Sin embargo, en las cercanías del Cerro Cumamo se evidencia un mayor grado de entallamiento en los tributarios que bajan del tope de la estructura.

Grande (2021) expresa que este cuerpo rocoso corresponde a un manto o *sill* de diabasa del Paleoproterozoico, el cual experimenta un peculiar patrón de erosión en forma de meseta, al cual se le atribuye ese aspecto circular o de “anillo” visto en planta que, en ocasiones tienden a confundirse con un dique anular.

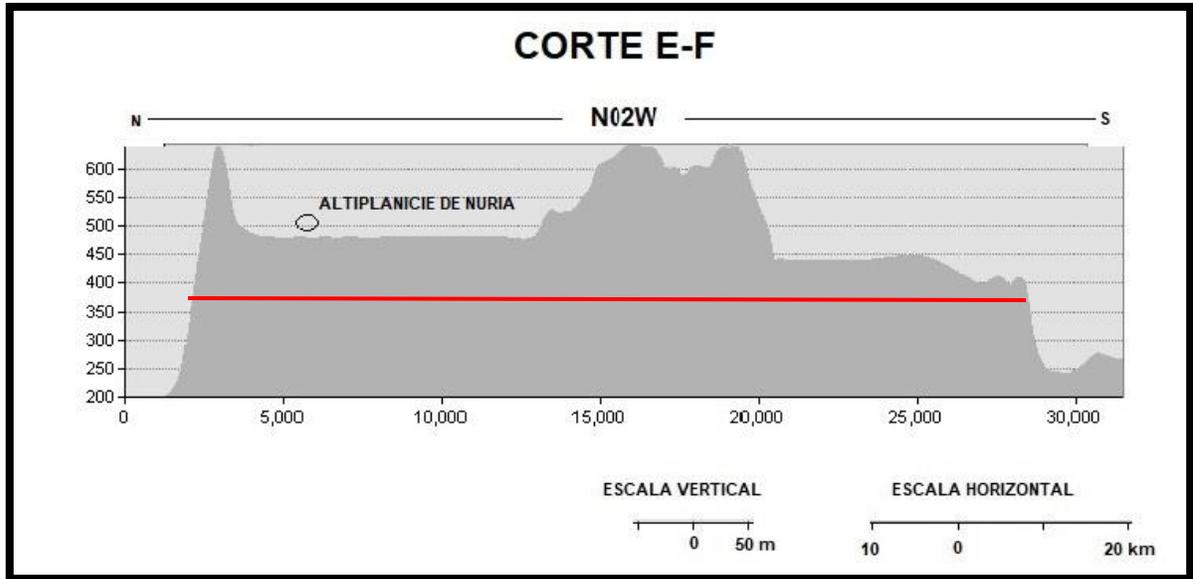


Figura 4.10. Perfil topográfico de la Altiplanicie de Nuria, ubicado al este de la zona de estudio. La ubicación del *sill* intrusivo de diabasa se muestra con la línea de color rojo.

4.1.2.3. Subunidad III: filas arqueadas de tope irregular

Esta subunidad es la menos extensa de todas, abarcando el 3% de la zona estudiada y un 15% de la unidad II, se ubica al noreste y sureste, siendo la cordillera de Tomasote, la fila Bogarín y la montaña Quebrada Amarilla las topoformas más relevantes de este conjunto. Sus alturas máximas son de 650 m.s.n.m en la cordillera antes mencionada, mientras que las más bajas son de 300 m.s.n.m. Por otra parte, cuentan con una orientación preferencial de N45E aproximadamente (**figura 4.11**), una geometría de cresta curva o arqueada (más notable en la fila Bogarín, donde es similar a una “U”) y una forma de cresta redondeada en las topoformas ubicadas al sur y más agudas en las del norte. (**Figura 4.12** y **figura 4.13**).

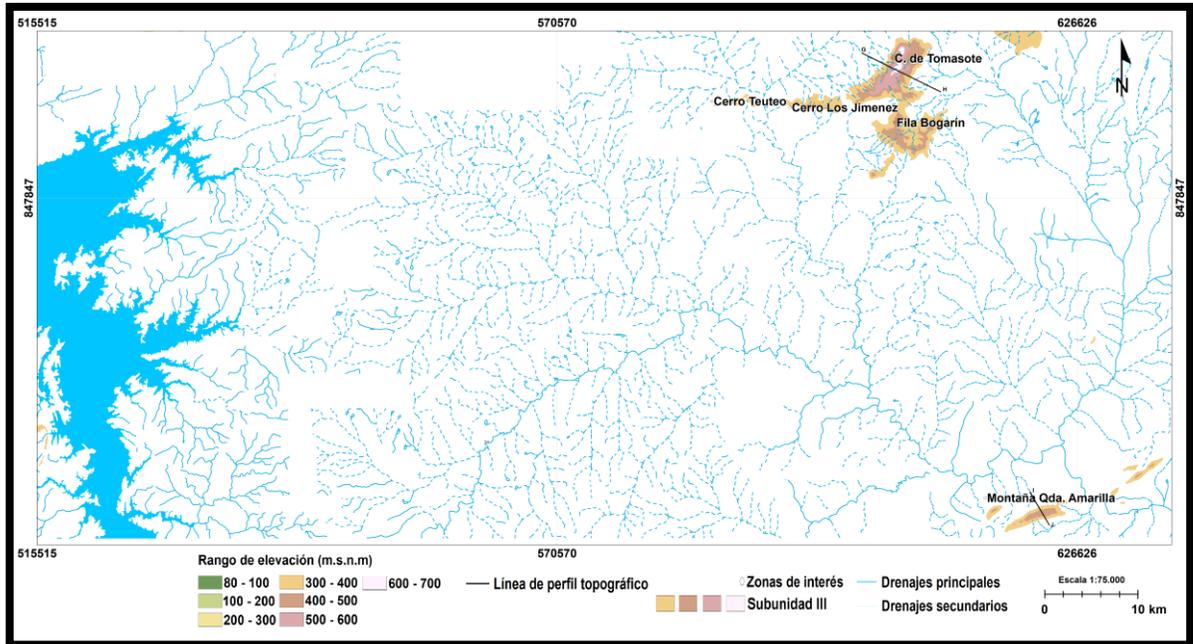


Figura 4.11. Mapa de la subunidad III a escala 1:75.000.

Las laderas son notablemente simétricas, pues, sus pendientes poseen ángulos similares de norte a sur (**figura 4.3**), esto puede observarse con mayor claridad en los cortes de la **figura 4.12** y **figura 4.13**, donde también se presencia que las laderas de la cordillera Tomasote son irregulares, mientras que las de la montaña Quebrada Amarilla son más continuas y suaves.

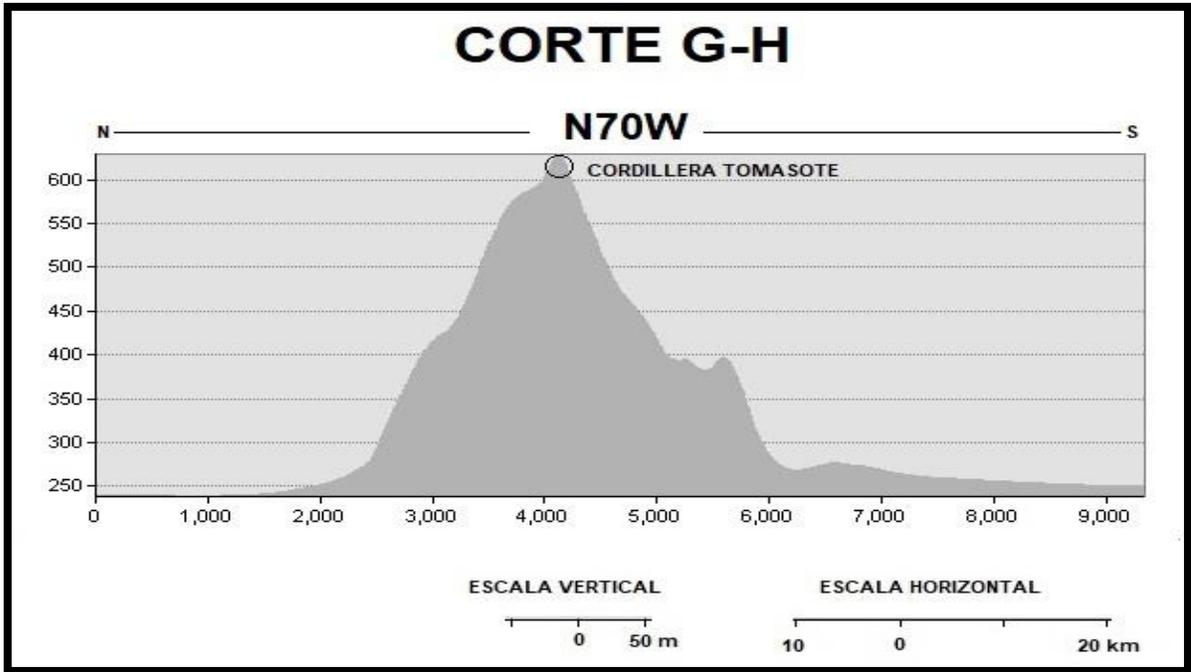


Figura 4.12. Perfil topográfico de la cordillera Tomasote, ubicado en el centro de la zona de estudio.

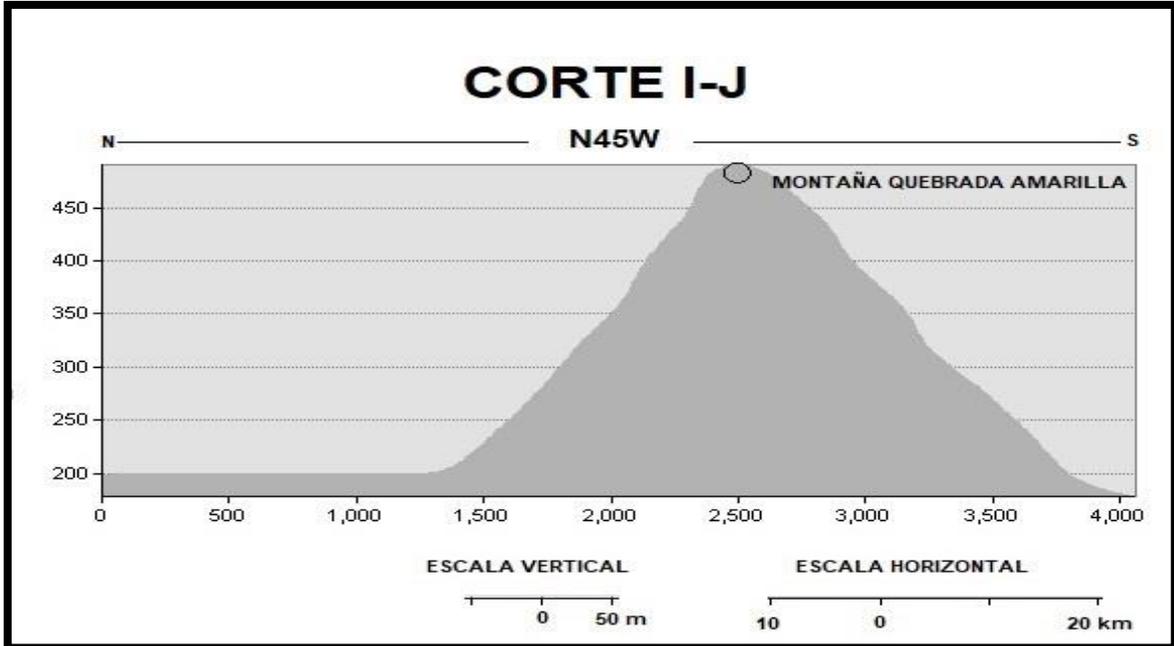


Figura 4.13. Perfil topográfico de la montaña Quebrada Amarilla, ubicado al sur de la zona de estudio.

La densidad promedio de los drenajes es baja, pero más abundante en las morfoestructuras del norte, donde también se observa un grado de entallamiento mayor, sobre todo en las laderas más septentrionales de la cordillera de Tomasote; mismo lugar donde se presentan pequeñas estribaciones con un rumbo N45W.

4.2. Interpretación hidrológica

El análisis de la red de drenaje es una herramienta fundamental que proporciona una perspectiva inestimable para la caracterización geológica y geomorfológica de una región. Los patrones de drenaje ofrecen información relevante sobre la litología y resistencia del material presente en la zona de estudio, así como de los procesos tectónicos, ya que las estructuras geológicas como fallas y fracturas pueden influir en la dirección y el curso de los ríos.

En este trabajo se utilizaron técnicas de cartografía digital y herramientas de procesamiento de datos, obteniendo como resultado la definición de cuatro cuencas hidrográficas (**figura 4.14**), las cuales serán descritas y enumeradas a continuación según su área de ocupación, comenzando por la cuenca de mayor extensión y finalizando con la de menor extensión. De manera análoga, se dividió las cuencas en subcuencas, determinando un total de 33. Asimismo, se asignó el nombre de la cuenca en función al río principal que la conforma. Sin embargo, en el caso de algunas subcuencas, no se sigue el mismo procedimiento, dado que los ríos que la integran carecen de una designación específica.

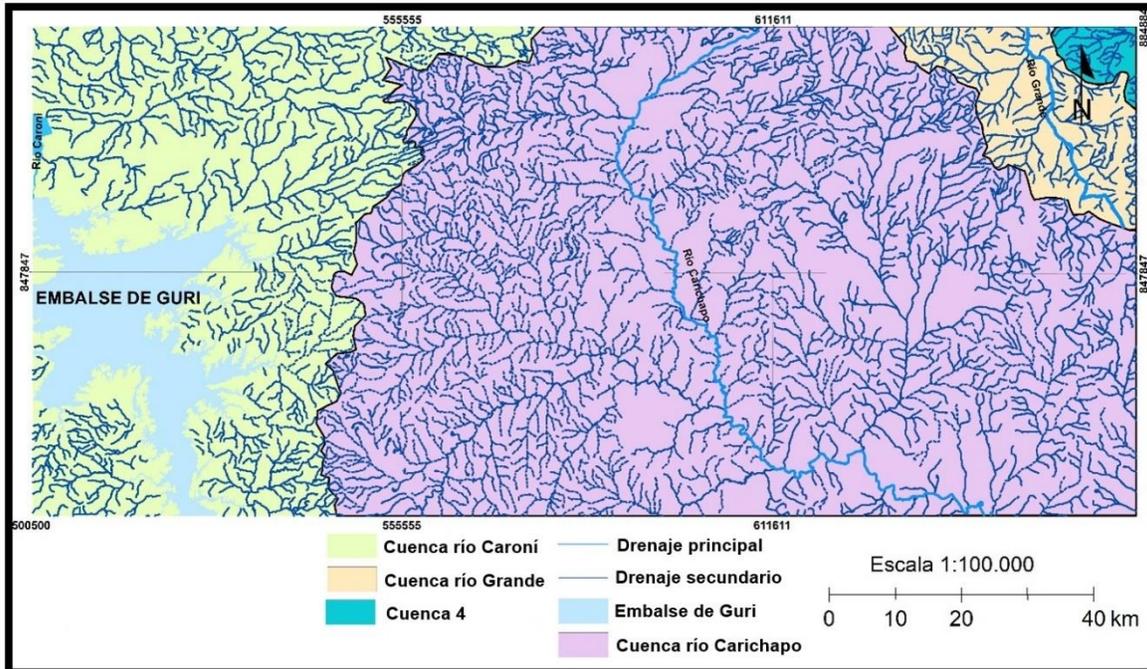


Figura 4.14. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 de la zona de estudio donde se muestran las cuencas involucradas.

4.2.1. Cuenca I

Esta cuenca abarca alrededor del 63% del área en estudio (12.192 km²), se ubica a lo largo de la parte central de la misma y está constituida por el río Carichapo como río principal, siguiendo una dirección cuyo rumbo general es N25W, drenando hacia el sur. Sin embargo, este colector experimenta cambios locales en el sentido de la corriente de agua arribas, hasta aguas abajo. Se observa predominantemente una morfología curvada, con diversos cambios de rumbo, como se muestra en la **figura 4.15**.

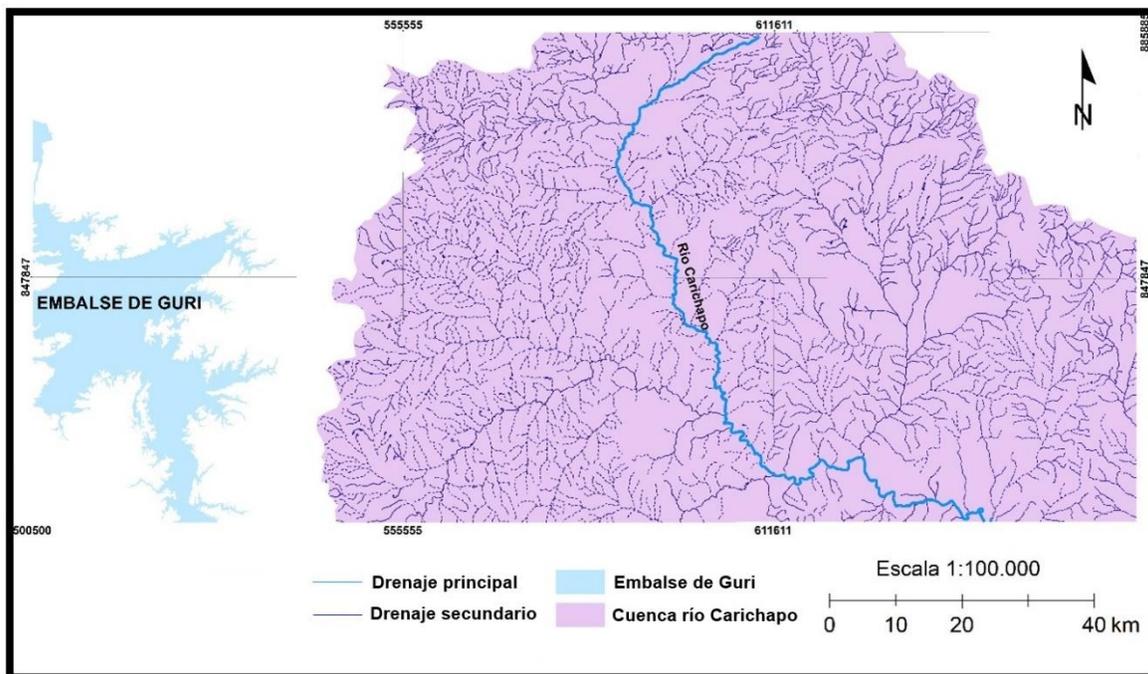


Figura 4.15. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca I.

Por otro lado, mediante el empleo de imágenes satelitales, se logró detectar y documentar trazas y diversos patrones de drenaje, lo cual permitió delimitar el área de estudio en 13 subcuencas distintas, de las cuales en la tabla anexa se indicará en % el área ocupada en la cuenca.

Tabla 4.1. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca I.

SUBCUENCA	Porcentaje (%)
Río Macorumo	28
Río Yuruari	29
Río Carichapo	13
Río Caballape	7
Río Aima	5
Río Cume	6
Río Guarán	3
Qda. Rancho de Tejas	2
Qda. San Antonio	2
Qda. Guarura	2
Qda. Masayane	1
Qda. Quimo	1
Qda. Camature	1

Al abordar la descripción de los límites de la cuenca en cuestión, es necesario señalar que, debido a la orientación del curso fluvial principal, se observa una tendencia N-S. Por lo tanto, se puede establecer el punto de inicio en el margen oeste del curso principal (consultar figura adjunta 4.15). Al norte de este margen, debido a su mayor elevación, se originan la mayoría de los tributarios que contribuyen a los cursos de la cuenca. Estos tributarios siguen principalmente un patrón dendrítico, como se observa en la subcuenca del río Carichapo. De manera similar, en la parte sur del margen, se observa una mayor densidad de tributarios que siguen un patrón subparalelo.

Ahora, haciendo énfasis en el margen este, los tributarios son menos numerosos, mostrando una tendencia a seguir un patrón dendrítico en las partes altas de la cuenca. Sin embargo, hacia el sur, se aprecia una red de tributarios menos densa, con un patrón de drenaje que tiende a ser subparalelo. Los colectores en esta zona son más alargados en comparación con la región norte, lo cual se evidencia en la subcuenca del río Macorumo.

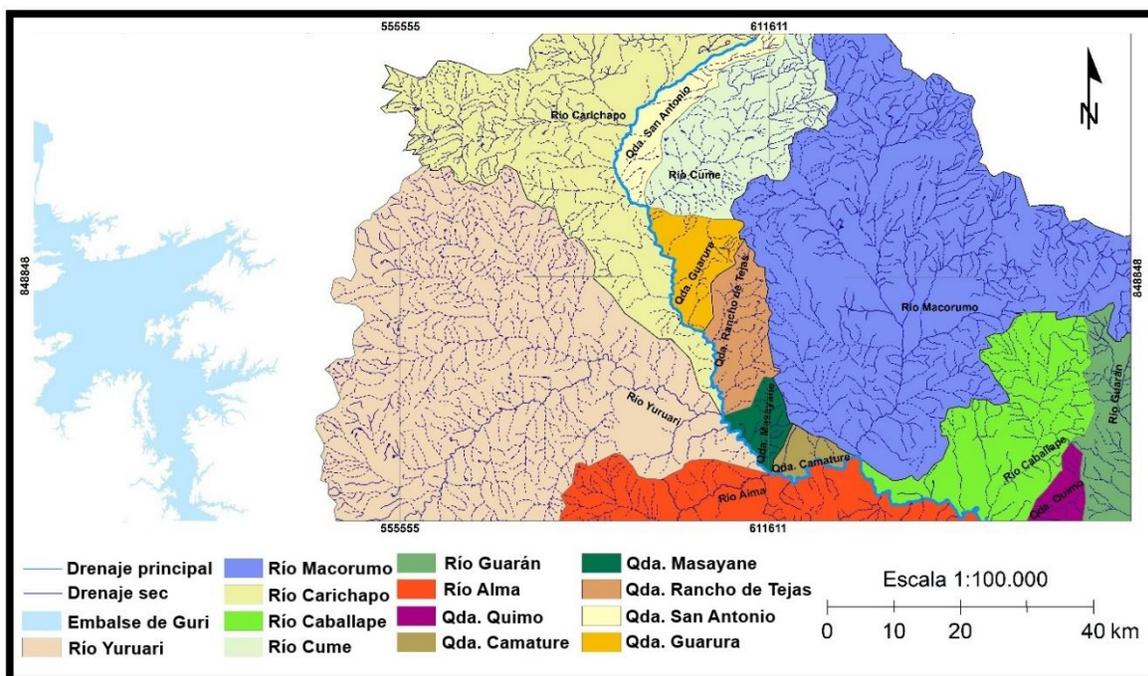


Figura 4.16. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca I y sus subcuencas.

4.2.2. Cuenca II

Esta cuenca ocupa aproximadamente el 31% del área de interés y se ubica al oeste de la zona en estudio, constituida principalmente por el río Caroní cuyo rumbo general que se observa en el área es N6E, el cual drena sus aguas hacia el norte y este a su vez alimenta el embalse de Guri en sentido sur, presente también en esta cuenca. La geometría del curso principal mayormente se observa curvada a lo largo de su trayectoria. No obstante, este colector presenta variaciones locales en la dirección del flujo de agua, tanto aguas arriba como aguas abajo y en la morfología del mismo.

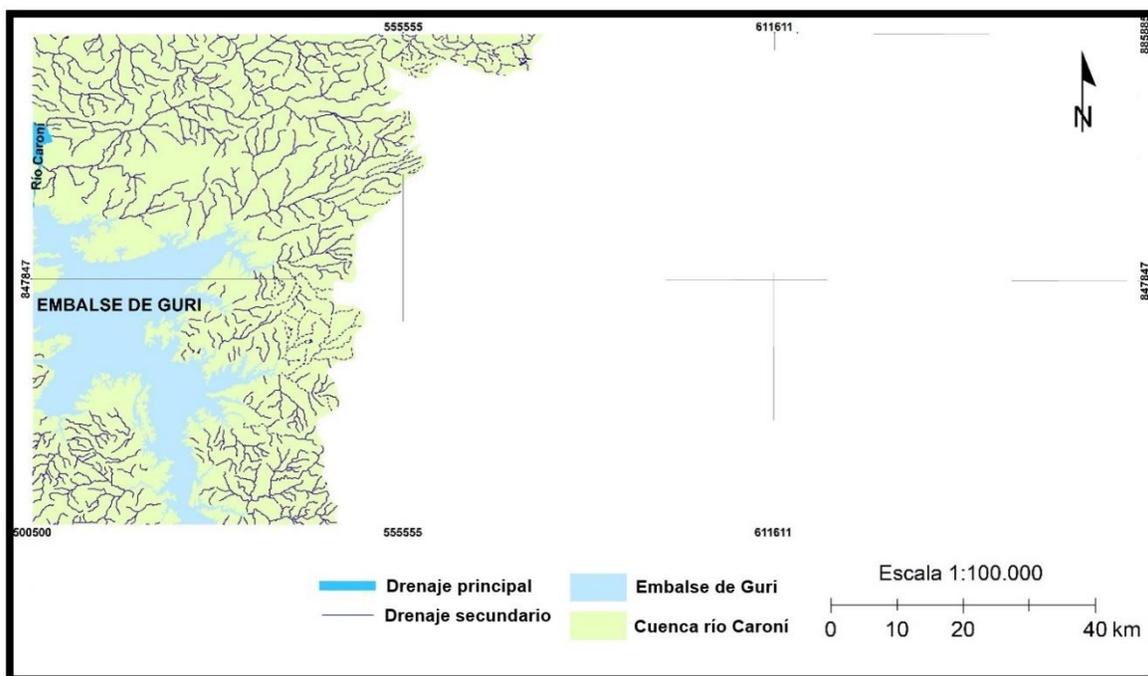


Figura 4.17. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca II.

Es fundamental destacar que en la zona de estudio se encuentra visible únicamente una fracción limitada del río Caroní. Sin embargo, mediante el respaldo de mapas topográficos e imágenes de radar, fue factible realizar un análisis e interpretación de las características propuestas en esta cuenca.

Se llevaron a cabo procesos para identificar y registrar los diferentes patrones de drenaje presentes en el área de estudio, a través de herramientas geomáticas. Como resultado de este análisis, se delimitaron 12 subcuencas distintas dentro de la cuenca principal (**figura 4.18**). Para cada una de estas subcuencas, se determinó el porcentaje del área total que ocupan (**tabla 4.2**).

Tabla 4.2. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca II.

SUBCUENCA	PORCENTAJE (%)
Río Caratupán	48
Qda. Pelusa	8
Río Urapa	8
Río Cunaguaro	8
Río Mezcla	5
Qda. Los Corrales	3
Río Peluca	3
Río Chiguasara	3
Río El Retumbo	10
Río Yocoima	2
Caño El Llanto	1
Qda. Cupapuicito	1

En relación al área de estudio, se lleva a cabo el análisis del patrón de drenaje en el margen este del río principal, dado que es el enfoque de interés para este trabajo. Se puede observar en el sector norte un conjunto de tributarios que exhiben un patrón subparalelo al aproximarse al cauce, tal es el caso de la subcuenca Caratupán, la cual a su vez posee tributarios alargados en comparación con otras subcuencas, indicando mayor resistencia de la litología presente, lo que concuerda con lo observado en campo por Estanga & Menéndez (1972), donde identificaron las cuarcitas del Complejo Imataca. Dicha red de drenaje muestra una ligera tendencia a ser subdendríticos en el sector correspondiente a la parte alta de la cuenca, observándose mayor densidad en esa zona.

Por otro lado, la parte sur del margen, a diferencia del anterior, se aprecia una red de tributarios menos abundantes, que se comportan definiendo un patrón más dendrítico y se observan más tupidos, así sucede en la subcuenca Chiguasara, lo que favorece este drenaje más ramificado es la presencia de materiales menos resistentes (**figura 4.17**).

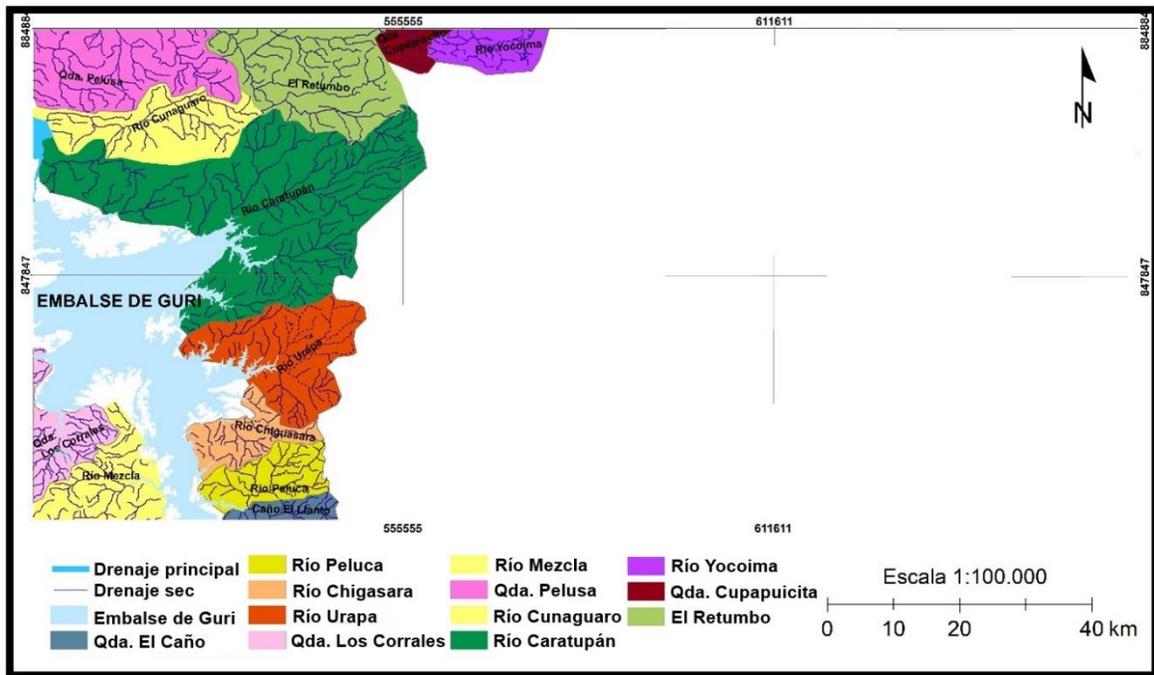


Figura 4.18. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca II y sus subcuencas.

4.2.3. Cuenca III

Esta cuenca posee un área menor en comparación con las anteriores, abarcando un espacio del 5% de la zona en estudio y está ubicada al este de la misma (**figura 4.19**). El colector principal sigue una dirección cuyo rumbo general es de N12W, sus aguas drenan hacia el norte desde aguas arriba hacia agua abajo. De acuerdo a la trayectoria observada, se hace referencia a una geometría curva, sin embargo, en varios segmentos el colector tiende a tener un ángulo agudo, relacionado a estructuras geológicas.

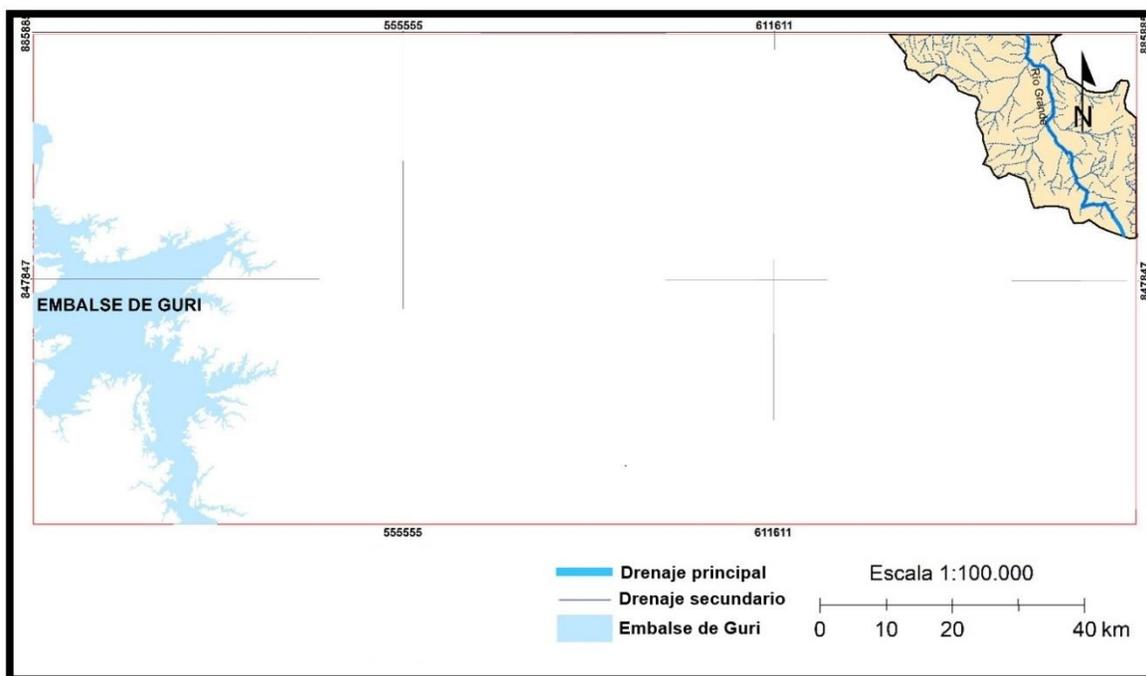


Figura 4.19. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca III.

La cuenca en descripción se dividió en cinco subcuencas (**figura 4.20**). Sin embargo, algunas de estas subcuencas no cuentan con nombres específicos debido a la falta de designación de los tributarios que las componen.

Tabla 4.3. Nombre de las subcuencas y porcentaje que ocupan dentro de la cuenca III.

SUBCUENCA	PORCENTAJE (%)
Río Santa Fe	50
Subcuenca 2	20
Subcuenca 3	14
Subcuenca 4	12
Qda. Puchima	4

En cuanto a la descripción de los márgenes del curso principal, se tiene que el margen este del río está dominado por una red de drenaje dendrítica, la cual es menos abundante al aproximarse a la parte baja de la cuenca, a tal punto que se dificulta observar un patrón.

El margen oeste, a diferencia del anterior, muestra una red de tributarios medianamente más abundantes y alargados, manteniendo el comportamiento dendrítico. Hacia la parte alta de la cuenca el patrón es menos abundante y sigue siendo dendrítico.

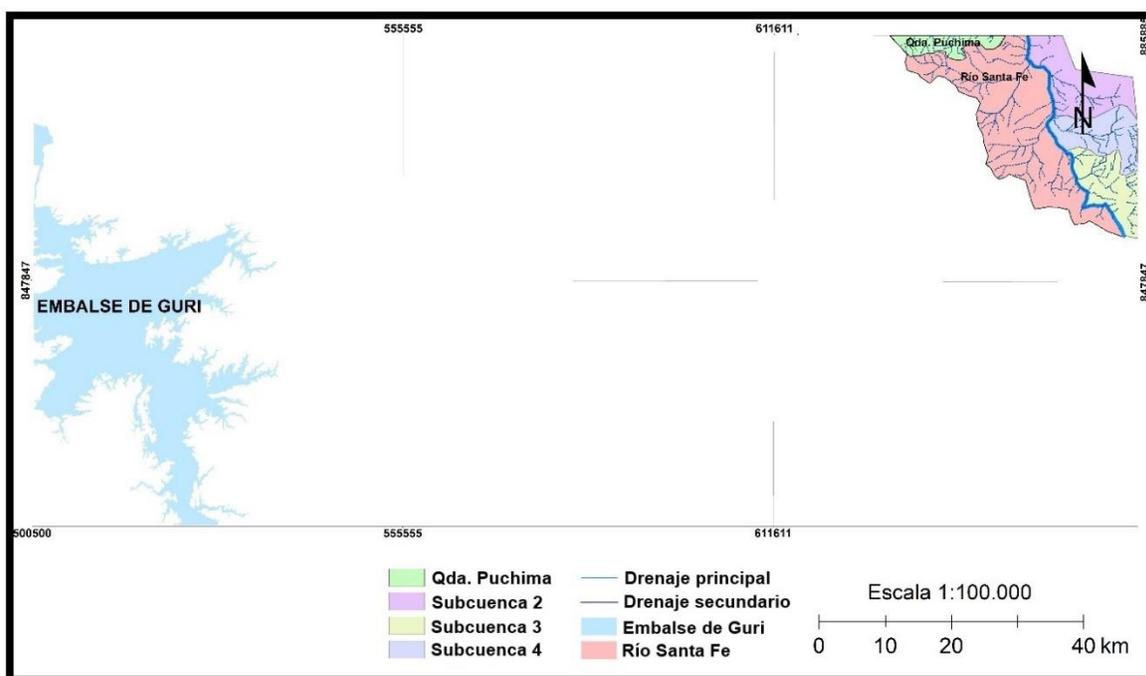


Figura 4.20. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca III y sus subcuencas.

4.2.4. Cuenca IV

Esta cuenca representa la de menor área de la zona de interés, abarcando el 1 % de la región (**figura 4.21**). El río principal que constituye esta cuenca se encuentra fuera del área de interés, sin embargo, se pudo determinar que se trata del río Aguirre y que presenta un rumbo general de N40E, con una descarga de agua hacia el norte.

En términos generales, los cursos de agua observados en esta cuenca son escasos en número, lo que dificulta establecer un patrón de drenaje específico. Sin embargo, se puede mencionar que algunos de ellos tienden a presentar características de patrón enrejado.

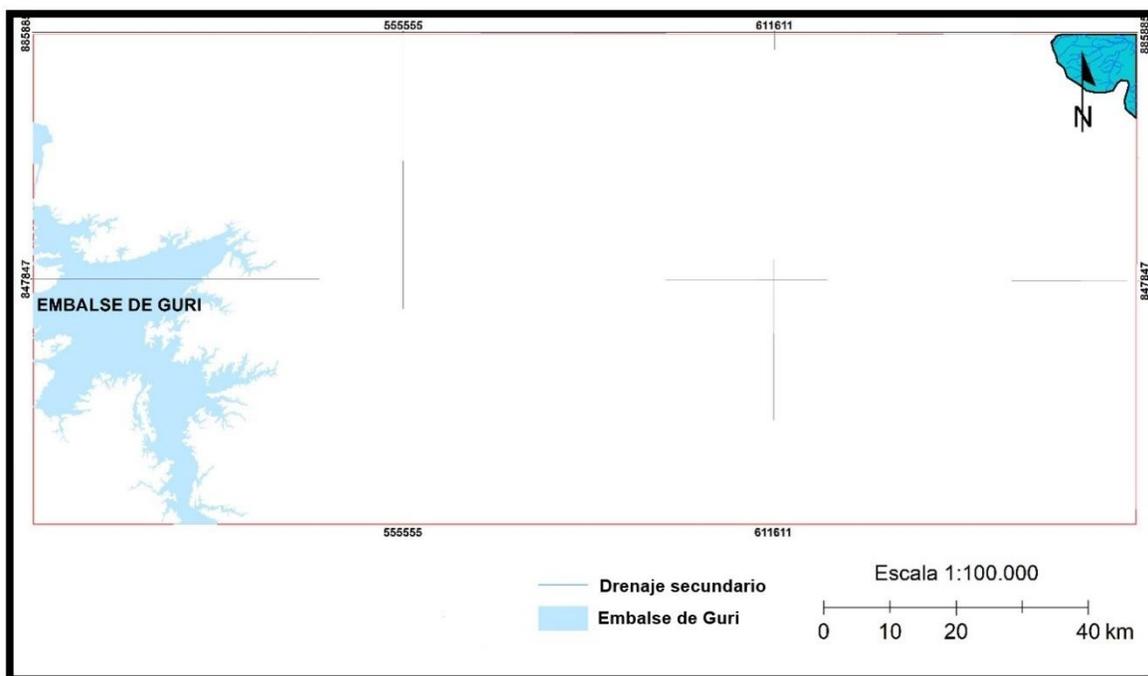


Figura 4.21. Mapa hidrológico a escala 1:100.000 donde se muestra la cuenca IV.

En general, los patrones de drenajes observados en las cuencas analizadas muestran una variedad de características y distribuciones. Se pueden identificar diferentes unidades de drenaje en función de estos patrones.

En algunas áreas, se observa un patrón subparalelo, donde los tributarios tienden a fluir en una dirección similar al acercarse al cauce principal. Esto se observa en las subcuencas Caratupán y en algunas partes del margen este de las cuencas. Por otro lado, se encuentran patrones dendríticos, donde los tributarios se ramifican y siguen un patrón más disperso. Estos patrones se observan en las subcuencas Carichapo, Chiguasara y en partes del margen oeste.

Además, existen áreas con una densidad de tributarios más alta, lo que indica una mayor cantidad de cursos de agua en la región. Estas zonas se encuentran principalmente en las partes altas de las cuencas. Por otro lado, se identifican áreas con una menor densidad de tributarios, lo que resulta en un patrón de drenaje menos ramificado.

Cada una de estas unidades de drenaje presenta características geológicas y topográficas distintas, lo que incide en la forma en que el agua fluye a lo largo de las cuencas. El análisis de estos patrones de drenaje y unidades de drenaje contribuye a una mejor comprensión de la resistencia de los materiales que conforman el relieve. Cuando los materiales son más duros y resistentes, se aprecia una menor cantidad de canales y cursos de agua, lo que sugiere una mayor dificultad para el flujo y la infiltración del agua. Por el contrario, cuando los materiales son más finos y menos resistentes, se evidencia una red de drenaje más tupida, con una mayor cantidad de cursos de agua que se ramifican y distribuyen por el área.

4.3. Interpretación estructural

En esta sección se realizó una interpretación estructural del área de estudio con el objetivo de detectar y clasificar las principales estructuras de deformación presentes. Esta interpretación se basó en los datos aportados por la percepción remota como imágenes satelitales y la consulta de trabajos previos, como mapas geológicos, lo que permitió obtener una comprensión de la geología estructural de la zona. **Figura 4.24.**

4.3.1. Deformaciones Frágiles

A. Sistema de falla de Guri

Esta estructura corresponde a una zona de falla que se encuentra en la parte central superior del mapa estructural (**figura 4.22**), al norte de la serranía de Tomasote, posee una orientación aproximadamente de N70E, abarcando longitudinalmente 56,8 km. Esta deformación constituye una zona de falla de 1,76 km de espesor que separa el Complejo Imataca al norte y el Complejo Supamo al sur, caracterizada por ser una falla de tipo transcurrente con un movimiento dextral.

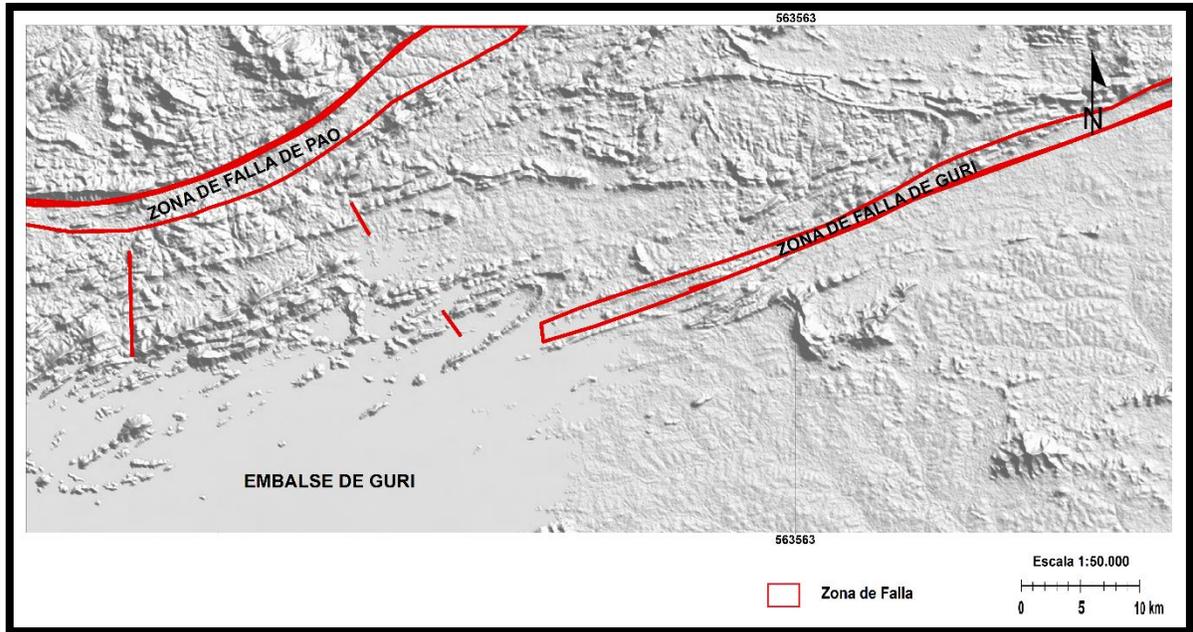


Figura 4.22. Mapa a escala 1:50.000 donde se resalta la zona de falla de Guri y de El Pao.

B. Zona de falla de El Pao

Se encuentra en el extremo superior izquierdo del mapa estructural de la zona en estudio, posee una orientación preferencial de N74E y longitud de 41,92 km. En ciertas zonas el drenaje sigue el curso de la falla geológica, de modo que esta proporciona la mejor ruta para el flujo del agua en esas regiones. Esta estructura geológica corresponde a una zona de falla de 2 km de espesor, siendo una falla transcurrente dextral. **Figura 4.22.**

C. Falla de Guasipati

Se ubica en la región oriental del área en estudio, se distingue por ser una falla de tipo normal, con una orientación preferencial de N54E que abarca longitudinalmente 64 km. Hacia el norte de la falla, se evidencia cómo modifica la topografía en esa zona, produciendo discontinuidad en las topofomas presentes.

La falla de Guasipati presenta al sur ramificaciones, donde la más sobresaliente se denomina falla de Capia y se caracteriza por ser una falla de tipo inversa con una dirección de N14E midiendo longitudinalmente 8 km. Del mismo modo, de esta estructura se despliegan dos fallas secundarias o ramificaciones en forma de ‘y’ que poseen una orientación de N54-45E, a su vez, casi perpendicularmente a Capia se encuentra la zona de falla de Nakurai con un espesor de 0,6 km y una longitud de aproximadamente 41 km. **Figura 4.23.**

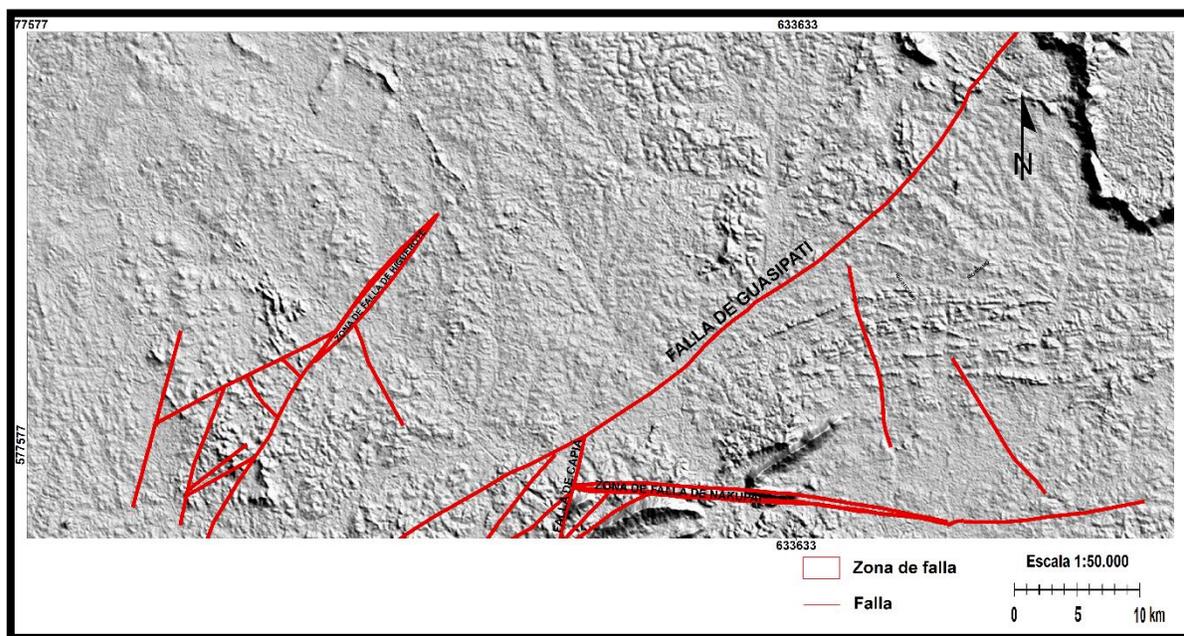


Figura 4.23. Mapa a escala 1:50.000 donde se resalta la falla de Guasipati, la zona de falla de Higuerote, la zona de falla de Nakupai y la falla de Capia.

D. Falla de Higuerote

Se ubica al sur de la región de interés, específicamente al oeste de la falla de Guasipati. La estructura posee una dirección de N35E y constituye una falla de tipo normal con una extensión longitudinal de 29 km y un espesor aproximado de 1 km. Por otra parte, de esta deformación se despliega un sistema de falla con orientación preferencial de N60E,

donde a su vez, se ramifican otras estructuras frágiles, por dislocación de la falla principal.

Figura 4.23.

E. Patrones de fracturas

En cuanto a las fracturas se identificaron dos patrones dominantes uno que posee una dirección preferencial de N70E que concuerda con la orientación de la zona de falla de El Pao y de la falla de Guri; y el otro con tendencia direccional de N25W.

En general, las fracturas se distribuyen a lo largo de la región en estudio, la mayor parte de estas estructuras se alinean siguiendo la dirección preferencial de las deformaciones principales del área en cuestión (**figura 4.22**), es decir, estas fracturas se ubican de manera paralela a las fallas más prominentes de la zona, asociándose con el movimiento de los bloques a lo largo de las fallas.

4.3.2. Deformaciones dúctiles

En la zona de interés, se observa una distribución de estructuras dúctiles a lo largo del mapa estructural. En el sector superior izquierdo (Complejo Imataca) e inferior derecho de la hoja, se encuentran concentradas la mayor cantidad de estructuras orientadas N-E, correspondiente a antiformes y sinformes. Por otro lado, en la región central de la hoja, los ejes de los pliegues tienden a orientarse NW (inclinación noroeste), siendo los sinformes las estructuras que más predominan.

Las orientaciones indicadas anteriormente implican que la dirección de máximo acortamiento y deformación de la región en estudio tiende a ser hacia el noreste o noroeste, según sea el caso.

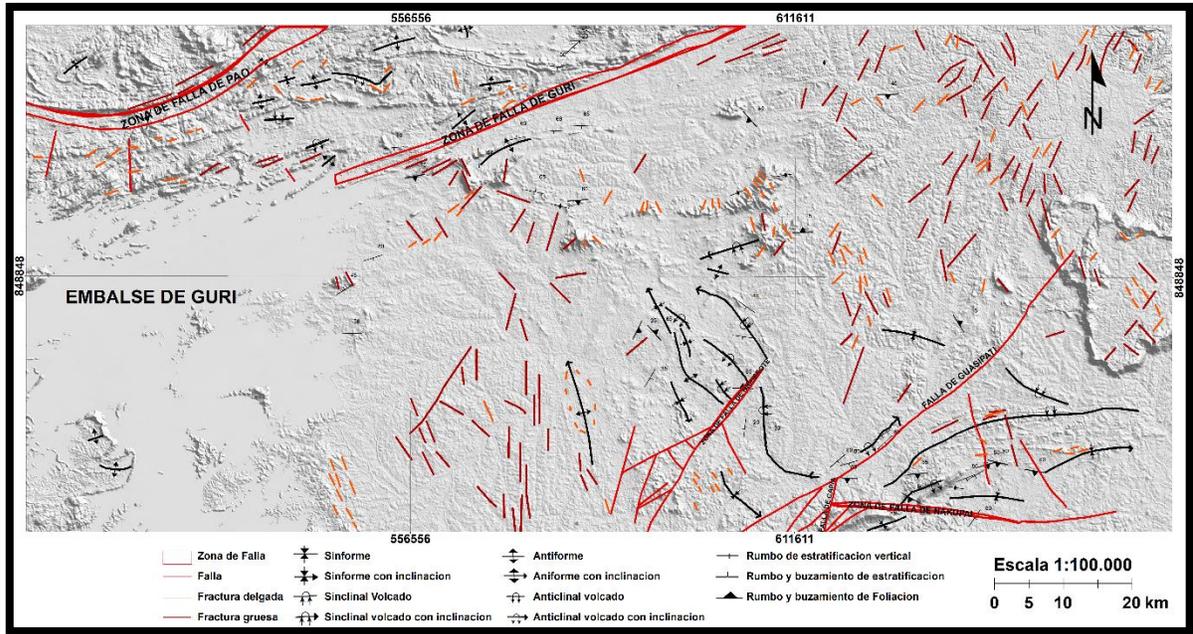


Figura 4.24. Mapa estructural a escala 1:100.000 donde se muestran las deformaciones frágiles y dúctiles.

4.4. Interpretación Litológica

En esta sección se presenta una identificación, interpretación y delimitación de las diversas litologías y cuerpos presentes, utilizando como referencia los aportes de trabajos previos y estudios realizados por autores como González De Juana *et al.* (1980), Mendoza (2005), Aponte (2008), Grande (2021), Estanga y Menéndez (1972), entre otros, sumado al uso aplicado de la geomática y los sensores remotos.

La zona de interés se encuentra dentro de una de las provincias geológicas más antiguas del continente que, a lo largo de su desarrollo ha sido afectada por una serie de eventos tectónicos muy complejos provocando magmatismos de diversas composiciones, los cuales han dado como resultado una región con amplia variedad de cuerpos ígneos (plutónicos y volcánicos) de diferentes tamaños, morfologías y disposición, asociados a un conjunto de rocas y cinturones metamórficos, producidos por la acción de los eventos tectónicos mencionados.

Sumado a lo anterior, también hay presencia de rocas sedimentarias en secuencias metavolcanosedimentarias y sedimentos no consolidados, pero en una proporción notablemente menor que las asociaciones ígneas – metamórficas, debido a las características geológicas de la región.

Los cuerpos ígneo – metamórficos afloran a lo largo de toda la zona de estudio y abarcan un 75% de ella, aproximadamente. Mientras que las litologías sedimentarias se encuentran en secuencias metavolcanosedimentarias, ubicadas al sur y abarcando un 23% aproximadamente del área de interés. Por último, están los sedimentos no consolidados de edad cuaternaria, distribuidos en toda la zona sur y este y representando un aproximado del 2% de toda el área en cuestión. **Figura 4.25.**

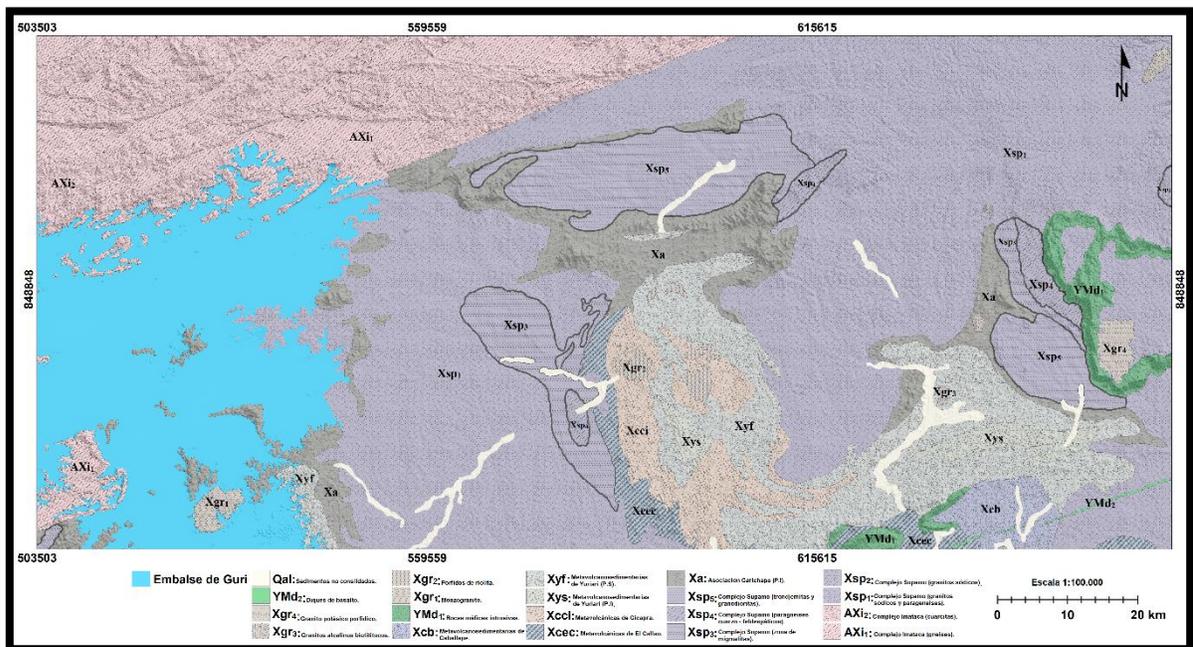


Figura 4.25. Mapa litológico de la zona de estudio a escala 1;100.000.

A continuación, se presenta la descripción geológica a detalle de los diferentes conjuntos litológicos, divididos por el tipo de roca y lo observado y descrito en afloramiento por Estanga & Menéndez (1972) dentro de la región de interés.

4.4.1. Unidades ígneo – metamórficas

4.4.1.1. Complejo Imataca (AXi)

Un área de la superficie de la zona de estudio corresponde al **Complejo Imataca**, el cual conforma la provincia homónima. Dicho afloramiento está ubicado en el extremo inferior izquierdo (SW) de la carta 7638 y en el extremo superior izquierdo (NW) de la carta 7639 (**figura 4.25**) ocupando un 16% de toda la región, aproximadamente.

La litología que aflora en esta unidad consta de cuerpos ígneo – metamórficos conformados por gneises tonalíticos y cuarzo – feldespáticos – biotíticos – anfibólicos con granitos intercalados, además de pegmatitas y vetas de cuarzo (**AXi₁**). Por otra parte, se encuentran cuarcitas ferruginosas intercaladas con gneises graníticos y biotíticos, granulitas máficas, anfibolitas y formaciones de hierro con minerales como magnetita y hematita (**AXi₂**) (Estanga & Menéndez, 1972).

Con relación a su correspondencia topográfica, se puede observar en la **figura 4.14** Que el Complejo Imataca constituye las colinas del norte y suroeste de la unidad II, las cuales se interrumpen por la sutura de Imataca – Pastora, observándose un contraste topográfico marcado a ambos lados de dicha estructura (**figura 4.22**). Sin embargo, también resalta que, al suroeste del afloramiento, la correspondencia se relaciona con la unidad de llanuras, hecho que puede deberse a la ubicación de los ríos principales y su relación con la meteorización y erosión de los cuerpos rocosos. Finalmente, destaca que toda la litología aflorante de Imataca posee una tendencia alargada y con rumbo promedio N70E.

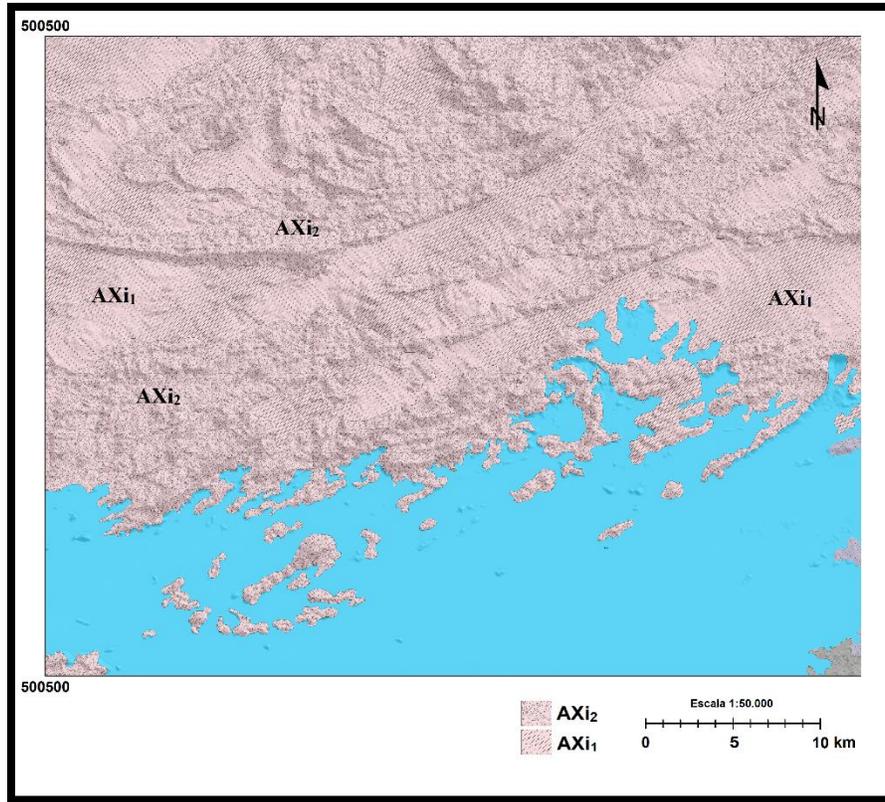


Figura 4.26. Parte de la zona de estudio donde se muestran el Complejo Imataca y sus litologías asociadas.

4.4.1.2. Complejo Supamo (Xsp)

El Complejo Supamo es la asociación rocosa con mayor área ocupada dentro de la zona de estudio, alcanzando un 50%, aproximadamente. Se ubica a lo largo de todo el terreno en cuestión, correspondiente al color morado oscuro observado en la **figura 4.27** y posee una orientación N70W, relacionada con la dirección de la sutura Imataca – Pastora al norte, donde también es observable un cambio litológico significativo entre una Provincia y otra debido a la falla de Guri.

Estanga & Menéndez (1972) expresan que las litologías aflorantes en la zona de interés y pertenecientes a este Complejo pueden dividirse en cinco grupos (**figura 4.25**) si se toman en cuenta algunos cambios en la composición química y las diversas zonas en la que

se encuentran. La primera corresponde a cuerpos graníticos sódicos, paragneises, algunas pegmatitas y cuerpos granodioríticos (**Xsp₁**). Esta es la más abundante de todas y no posee una ubicación específica, pues, aflora en las seis hojas que conforman el área de alcance pertinente.

En segundo lugar, están los granitos sódicos de grano fino a medio (**Xsp₂**), ubicados al este, en la hoja 7839, poseen una forma ovalada y es la litología menos abundante del Complejo dentro del área planteada (**Figura 4.28**). Por otra parte, está la zona de migmatitas, paragneises biotíticos, gneises hornbléndicos y anfibolitas alternantes con sills de granodioritas y trondjemitas (**Xsp₃**), en la cual se reconocen tres cuerpos alargados por separados; uno en cada una de las hojas ubicadas al sur (**Figura 4.27**).

Otras de las litologías asociadas son los paragneises cuarzo – feldespático – biotíticos que alternan con capas de anfibolitas lenticulares y gneises hornblendíticos (**Xsp₄**). Como el caso anterior, esta también está constituida por tres cuerpos que afloran en tres hojas: 7738, 7739 y 7839. Por consiguiente, se ubican en la región centro – este del área de estudio, presentando una tendencia alargada y ovalada sin dirección preferencial (**figura 4.27**).

Finalmente, se encuentran las trondjemitas y granodioritas (**Xsp₅**), aflorando en la zona de alto Supamo en la hoja 7739 y al este en la hoja 7838, las cuales se conforman por dos cuerpos con forma ovalada vistos en planta y sin una dirección preferencial (**figura 4.27**).

En otro orden de ideas, el Complejo en su mayoría presenta un relieve bajo que no supera los 300 m.s.n.m, constituyendo así la unidad de llanuras (**figura 4.1**), el único caso en donde las rocas de Supamo conforman la unidad de relieve alto, se encuentra al noreste de la zona de estudio, cerca de La Tigra.

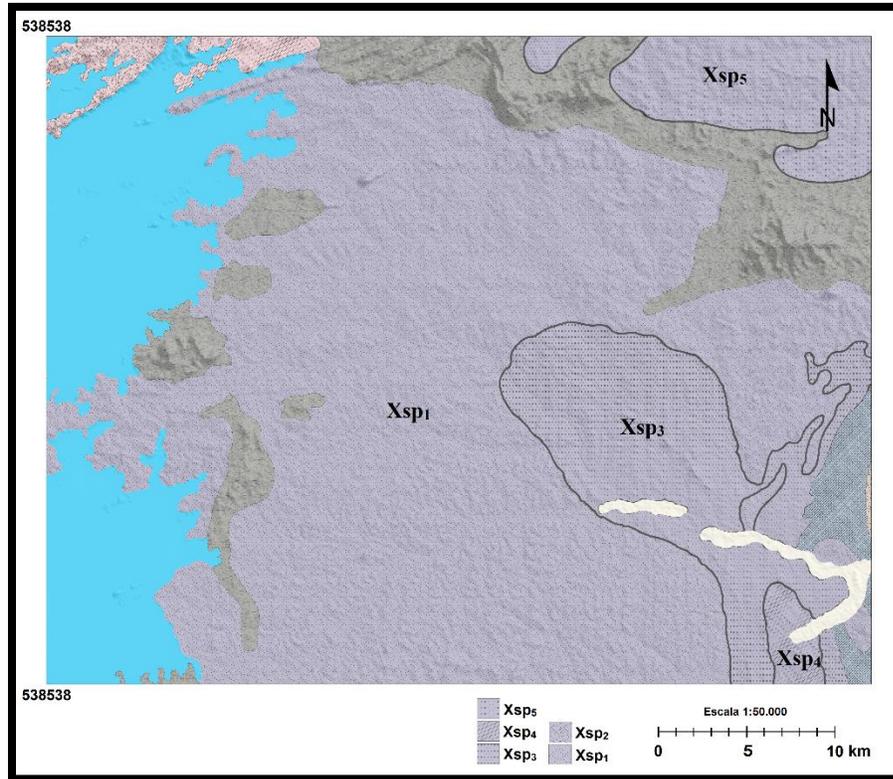


Figura 4.27. Parte de la zona de estudio donde se muestran la mayoría de las litologías asociadas al Complejo Supamo.

4.4.1.3. Rocas máficas intrusivas (YMd)

Estos cuerpos de rocas se distribuyen en las hojas 7838 y 7839, al este de la región estudiada, observados en color verde en la **figura 4.28**, ocupando un 4%, aproximadamente. Su litología consta de gabros metamorfizados – no metamorfizados y diques de basalto (Estanga & Menéndez, 1972).

Los gabros (**YMd₂**) se encuentran intrusionando las Metavolcánicas de El Callao, el Complejo Caballape y parte de las trondjemitas y granodioritas del Complejo Supamo al sur (**figura 4.25**), mostrándose como cuerpos anchos vistos desde planta, además de poseer una expresión topográfica destacada, pues, al sur constituye la unidad de filas. Mientras que, los diques de basalto intrusionan en dirección N70E al este del poblado El Callao, reflejando en superficie un aspecto delgado y alargado, típico de este tipo de inyecciones.

Por otra parte, Grande (2021) expresa que dentro de la litología también se encuentran las diabasas hipersténica en el *sill* correspondiente a la altiplanicie de Nuria (**YM₁**); una meseta alargada al oeste de la zona de estudio, la cual el mismo autor expresa, que su morfología se debe a la forma de erosión que afecta al cuerpo. Este es el afloramiento más grande en cuestión de superficie de toda la unidad de rocas máficas intrusivas.

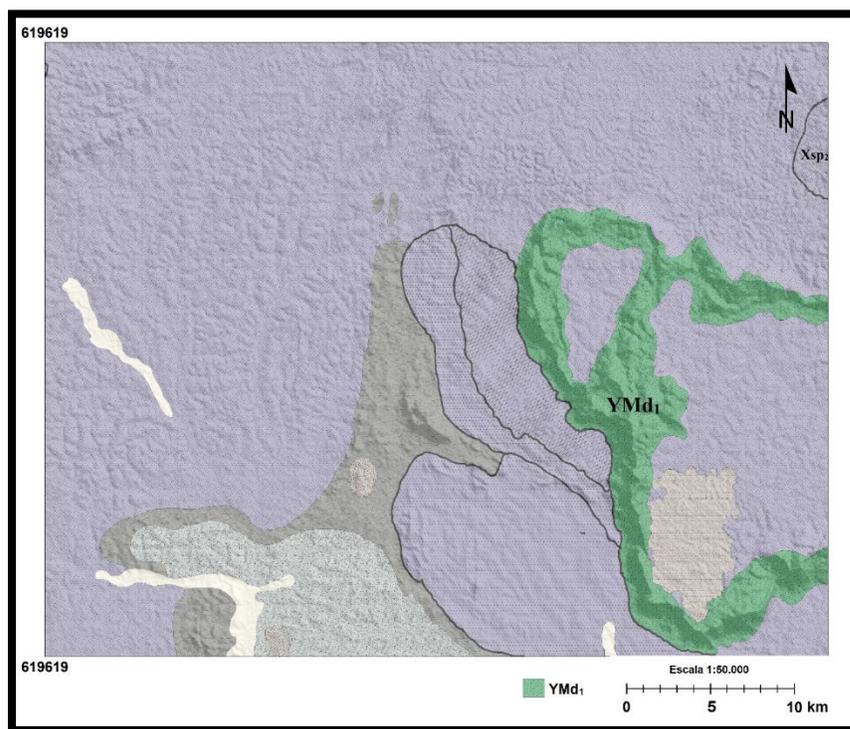


Figura 4.28. Parte de la zona de estudio donde se muestra la altiplanicie de Nuria.

4.4.1.4. Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo (Xgr)

Estos cuerpos afloran en las hojas 7638, 7738, 7739, 7838 y 7839, es decir, que se distribuyen a lo largo de toda el área de interés, ocupando un 5% de la misma y se dividen en cuatro grupos:

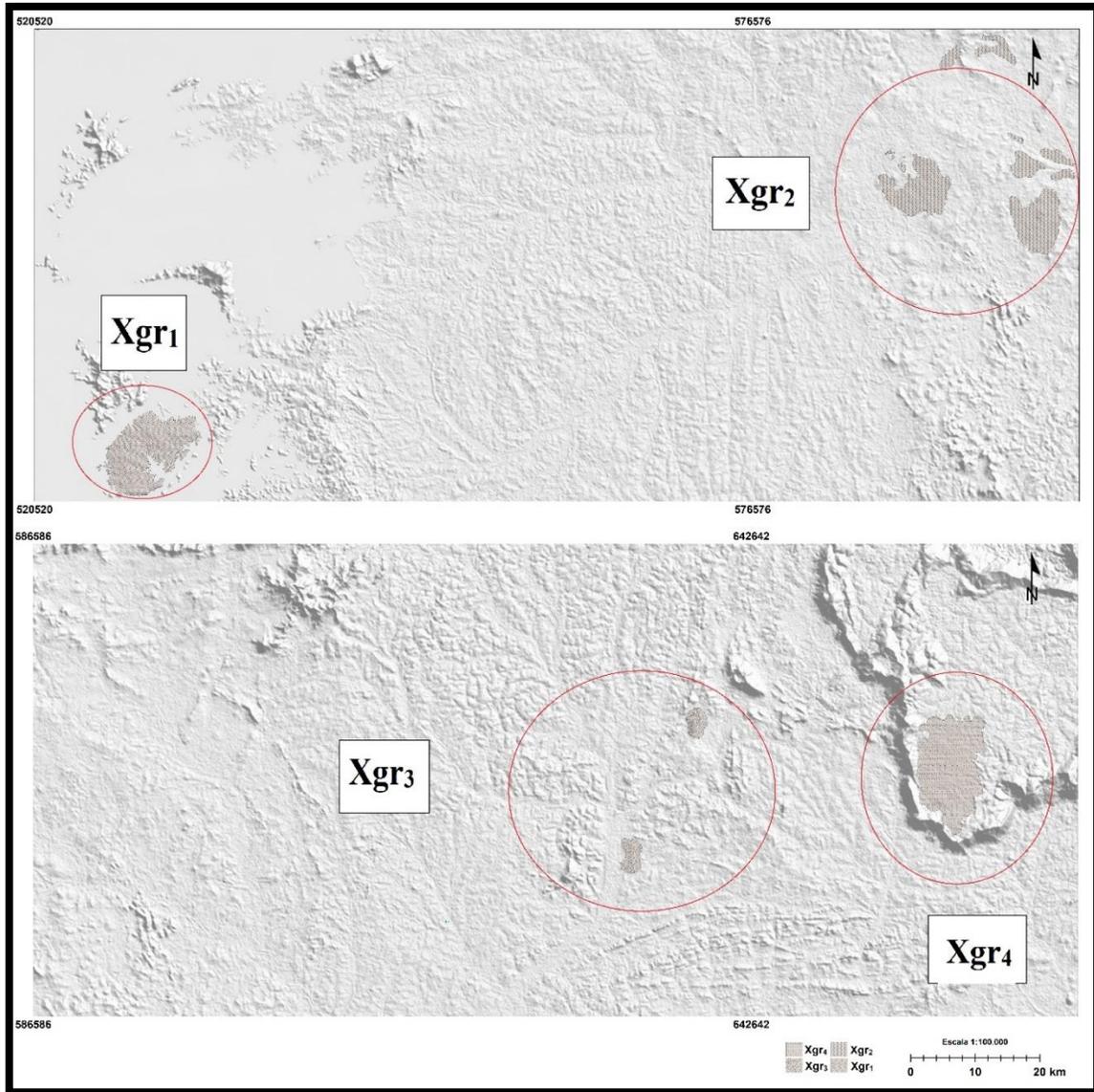


Figura 4.29. Mapa a escala 1:100.000 donde se muestran los cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo.

El primero corresponde a monzogranitos (**Xgr₁**), a veces pegmatíticos (según Estanga & Menéndez (1972)) que se ubican un suroeste de la zona de trabajo, colindantes con el Embalse de Guri al sureste del mismo (**figura 4.29**). Se caracterizan por tener forma de escudo y drenaje radial, además de responder a una zona de relieve bajo, donde no se superan los 280 m.s.n.m.

En el centro de la zona se encuentran los pórfidos de riolita (**Xgr₂**), dicho nombre se adjudica por la forma circular o redondeada que estos reflejan visto en planta (**figura 4.29**). También, se caracterizan por tener un drenaje radial típico en este tipo de cuerpos rocosos y responde a un relieve llano de no más de 240 m.s.n.m.

Al este, en la hoja 7839 y en el centro de la hoja 7838 afloran dos correspondientes a granitos alcalinos biotíticos (**Xgr₃**) según Estanga & Menéndez (1972), los cuales cuentan con un aspecto elipsoidal con su eje mayor en dirección N – S (**figura 4.29**). En este caso, su correspondencia topográfica se relaciona con la unidad de relieve alto, ubicándose en las colinas inmediatamente al oeste de la altiplanicie de Nuria, alcanzando los 360 m.s.n.m.

Finalmente, el último cuerpo intrusivo corresponde a un granito potásico porfídico (**Xgr₄**) cuyos fenocristales son de microclino según los mismos autores antes mencionados. Este único afloramiento se ubica al oeste del área estudiada, dentro de la altiplanicie de Nuria (**figura 4.29**), donde presenta un aspecto acolinado resaltante sobre la meseta, con alturas promedio de 480 m.s.n.m y una tendencia ovalada y alargada en dirección N – S.

4.4.2. Secuencias volcanosedimentarias

4.4.2.1. Asociación Carichapo

La Asociación Carichapo se encuentra en la hoja 7738 y 7838, al sureste del área de estudio (**figura 4.30**), ocupando un 12% de la misma, aproximadamente, según Estanga & Menéndez (1972) la parte inferior de la Asociación que aflora está compuesta por anfibolitas con laminaciones de cuarzo y algunas lavas almohadilladas con afinidad komatítica y toleítica, así como lavas basáltico – andesíticas, cuarcitas ferruginosas, entre otras (**Xa**). Esta zona corresponde a la mayoría de las topofomas que constituyen la unidad de relieve alto (**figura 4.1**), dejando claro su competencia con respecto a los otros cuerpos rocosos que completan el área de interés.

La parte superior aflorante se divide en las **Metavolcánicas de El Callao** y las **Metavolcánicas de Cicapra**, descritas a continuación:

A. Metavolcánicas de El Callao (Xcec)

Esta unidad se encuentra mayormente en la hoja 7738 y parte en la 7838, al sur de la zona de estudio, abarcando el 35% dentro de la Asociación Carichapo (**figura 4.30**). En cuanto a su litología, se caracteriza por metalavas toleíticas, algunas asociadas con magmas komatíticos, anfibolitas y esquistos talco – carbonáticos. Estanga & Menéndez (1972). Estas conforman la parte más baja de la secuencia estratigráfica y datan del Paleoproterozoico (Mendoza, 2005).

La topografía relacionada con esta asociación corresponde en su totalidad a la unidad de llanuras, no superando los 200 m.s.n.m, pues, esta viene siendo una de las litologías menos competentes de la zona estudiada y, por ende, la más propensa a ser meteorizada y erosionada por los cursos de agua, principalmente.

B. Metavolcánicas de Cicapra (Xcci)

Las Metavolcánicas de Cicapra afloran casi en su totalidad en la hoja 7738, es decir en el centro – sur del área de interés, siendo el 65% restante de la Asociación Carichapo (**figura 4.30**). En este caso, la litología presente son metatobas y metabrechas de composición básica, junto con anfibolitas y cuarcitas. Estanga & Menéndez (1972). Se estima que datan del Paleoproterozoico y se ubican suprayacentes a las Metavolcánicas de El Callao (Grande, 2021).

Este conjunto litológico, de manera general, posee un carácter alargado y una tendencia N – S y, al igual que la unidad anterior, se inscribe completamente en la unidad de llanuras, incluso, ubicándose en una de las zonas más deprimidas y coincidiendo con el curso del río Yuruari; uno de los principales drenajes de toda el área de estudio (**figura 4.16**). De

esta manera, se puede evidenciar notablemente que este conjunto litológico es poco competente.

4.4.2.2. Metavolcanosedimentarias de Yuruari

Esta unidad es la única de la Asociación Botanamo que aflora en el área de estudio, se encuentra en las hojas 7638, 7738, 7838 y 7739, es decir, en toda la zona sur, y abarca un 8% aproximadamente.

Su litología se divide en dos subunidades. La primera consta de lavas y brechas dacíticas con paquetes lenticulares metavolcanosedimentarios en la parte media – superior (**Xys**). Mientras que, la segunda está conformada por una secuencia volcánico – sedimentaria de meta areniscas cuarzo – feldespáticas, y metatobas dacíticas, así como filitas manganesíferas y esquistos cuarzo – feldespáticos (**Xyf**) (Estanga & Menéndez, 1972).

Su relación con las unidades adyacentes es estrecha, lo que se evidencia en el patrón de drenajes, la topografía deprimida correspondiente a la unidad de llanuras y los contactos litológicos en superficie.

Por otra parte, resalta su menor competencia, en este caso es aún más notable, pues la continuidad de la roca en superficie es interrumpida en numerosas ocasiones por la meteorización y erosión del material producido por la acción de los drenajes principales.

4.4.2.3. Metavolcanosedimentarias de Caballape (Xcb)

Esta unidad aflora en la hoja 7838, al sureste de la zona de estudio y abarcando apenas el 3% de la misma (**figura 4.30**). Según Estanga & Menéndez (1972), una parte de este Complejo corresponde a rocas volcánicas piroclásticas con metadacitas, metandesitas y pórfidos de granito tectonizados. Mientras que, otra está constituida por secuencias volcánico – sedimentarias, principalmente metaconglomerados, metagrauvascas, metalimolitas, tobas andesíticas y dacíticas y metabrechas.

Dentro de toda la zona estudiada, la unidad señalada es una de las pocas asociaciones rocosas con presencia sedimentaria, por ende, se caracteriza por su poca competencia, reflejándose en su correspondencia topográfica, puesto que esta se encuentra completamente en la unidad de llanuras (**figura 4.1**) y su altitud no supera los 200 m.s.n.m en el punto más alto; un factor ideal para el tránsito del curso de los principales drenajes, asimismo, se observa que el afloramiento presenta una forma con tendencia circular.

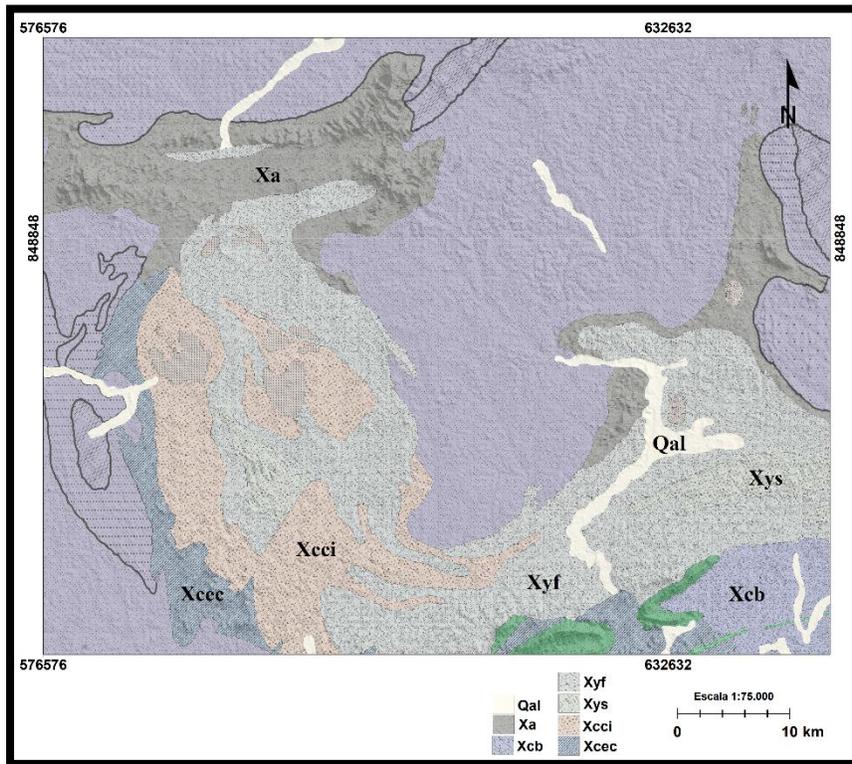


Figura 4.30. Parte de la zona de estudio donde se muestra el CRV y sus unidades asociadas.

4.4.3. Sedimentos no consolidados

Estos sedimentos (**Qal**) se distribuyen a lo largo de toda la zona de trabajo, identificándose de color crema en la **figura 4.30** y abarcan un 2% de la misma, aproximadamente. Estanga & Menéndez (1972) caracterizan dichos sedimentos como un material aluvial cuaternario, lo cual concuerda con su posición con respecto a los drenajes principales y su forma alargada y curvada, pues, esto deja entrever que son los ríos los causantes de la remoción y transporte del material, proveniente de los cuerpos rocosos cercanos.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se establece un análisis comparativo del mapa geológico resultante, con las cartas realizadas por diversos autores anteriormente. De esta manera, se busca presentar la relación existente entre los resultados obtenidos y aquellos levantados directamente en campo, para así poder justificar y valorar la efectividad de los sensores remotos en la discriminación de características geológicas que permiten actualizar una cartografía y posteriormente, enfocarlo a los cuerpos félsicos post – Supamo afines a la investigación.

5.1. Análisis geomático con relación a la geología de las unidades presentes en la zona de estudio

Esta descripción es realizada en orden cronológico desde la unidad más antigua a la más joven, asimismo, se debe acotar que las edades asignadas han sido recopiladas de lo propuesto por Mendoza (2005) y Grande (2021).

5.1.1. Complejo Imataca (3,41 – 2,80 Ga)

Esta unidad fue identificada y delimitada a través del uso de la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8 correspondiente a la zona en cuestión. Como se puede notar, el sensoramiento remoto permitió separar el Complejo Imataca de las unidades en contacto (Complejo Supamo y Asociación Carichapo), puesto que la diferencia litológica se refleja en cambios espectrales notables.

Sumado a lo anterior, el mismo procesamiento permite observar que dentro de Imataca coexisten dos tonos de colores dominantes; los azul claro – oscuro y los verdes –

naranja. El primero corresponde a las zonas ricas en cuarcitas, mientras que, el segundo representa a los gneises. En algunos casos, estos colores varían a rosado y amarillo intenso, lo que se atribuye a la presencia de vegetación que altera la respuesta espectral y distorsiona levemente la delimitación. **Figura 5.1.**

Ahora bien, cuando se analizan y relacionan estos resultados con los mapas anteriores, se puede notar que tienen mucha correspondencia y similitud entre sí, lo que se puede notar en la **figura 5.1**, donde es comparada la zona del Complejo Imataca delimitada por Estanga & Menéndez (1972), con la zona delimitada en el presente trabajo, incluso, los contactos de las cuarcitas y gneises dentro de la unidad guardan una relación considerable.

En cuanto a los aspectos estructurales, dentro del Complejo Imataca se pudo identificar con el uso del Modelo de Iluminación y Sombra (**Figura 5.1.**) que la zona está constituida principalmente por antiformes y sinformes y por una zona de falla levemente circular. Todas estas estructuras se relacionan entre sí, puesto que los ejes de los plegamientos y la orientación principal de las fallas poseen una orientación N70E, lo que permite inferir que corresponden al mismo evento tectónico.

Al relacionar los resultados obtenidos con los propuestos en el mapa geológico de los autores antes nombrados, se puede observar (**figura 5.1**) la correspondencia de los antiformes y sinformes que se ven en el Modelo Digital de Elevación y los descritos en campo. Además, un sistema de falla paralelo a la de Guri que fue identificado y descrito, concuerda con la zona de falla de El Pao, establecida por dichos autores.

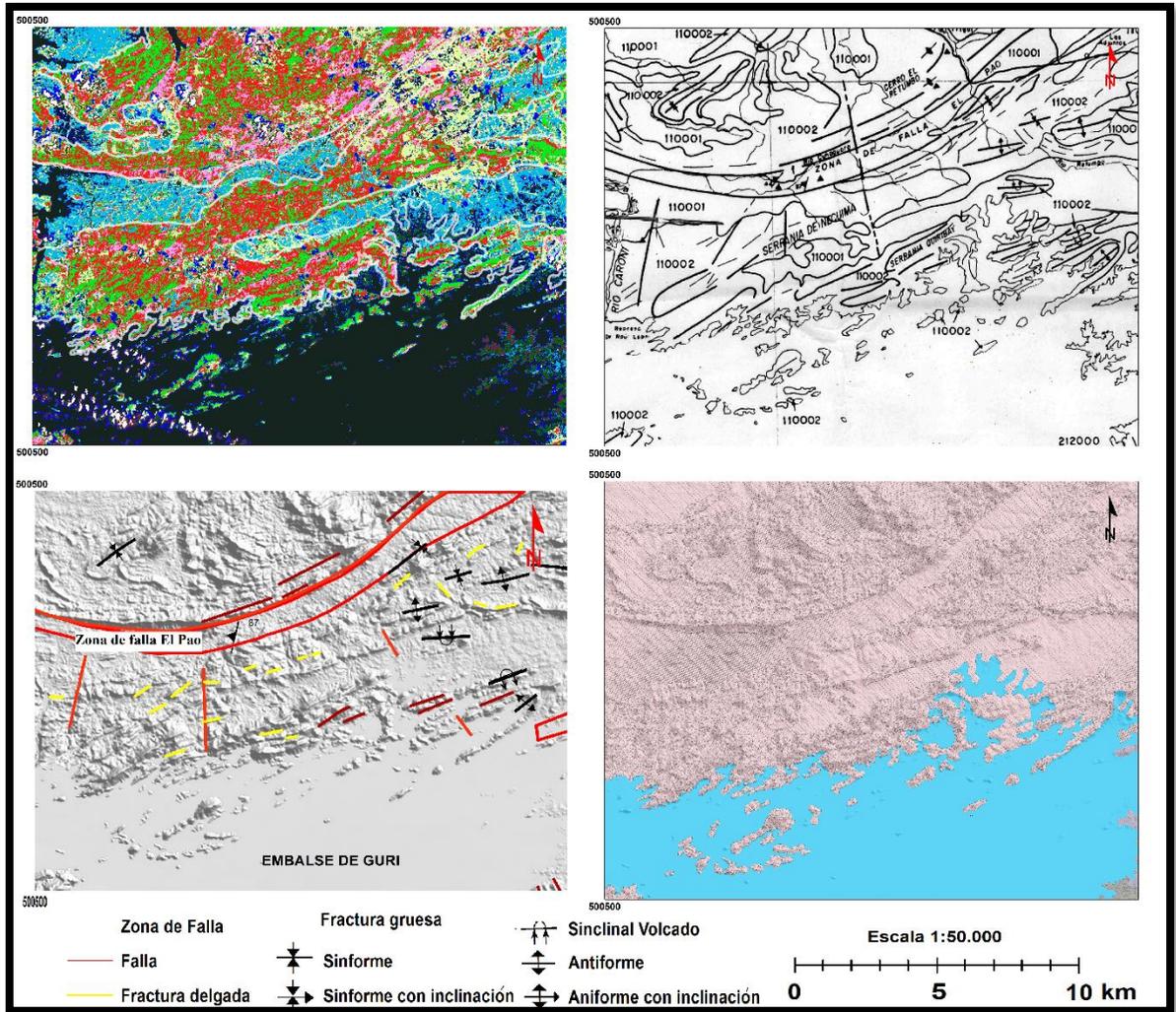


Figura 5.1. Extremo superior izquierdo: sección del Complejo Imataca con la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDIS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1;100.000 de esta investigación.

5.1.2. Complejo Supamo (2,10 – 2,0 Ga)

El Complejo Supamo está conformado por cinco litologías distintas, todas de carácter ígneo – metamórfico, tal y como lo proponen Menéndez (1972) y González de Juana *et al.* (1983).

Al momento de identificarlas y posteriormente delimitarlas a través del sensoramiento remoto, se utilizaron diversos productos. Para el caso de las trondjemitas y granodioritas de alto Supamo se empleó el Modelo de Iluminación y Sombras, el cual muestra diferencias marcadas en las texturas. Pues, estos cuerpos de roca se observan con más profundidad y homogeneidad, lo cual difiere de la textura rugosa y pronunciada de la Asociación Carichapo al norte y a los extremos. **Figura 5.2.**

El mismo producto sirvió en parte para corroborar la ubicación de los paragneises cuarzo feldespáticos descritos por los autores antes mencionados, ya que su forma ovalada sobresale en la imagen en cuestión. No obstante, para realizar su óptima delimitación se creyó adecuado integrar la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8 que, aunque no muestra contraste de colores tan marcado, sí muestra una delineación ovalada correspondiente al cuerpo en cuestión.

Otros cuerpos como los granitos sódicos no se lograron delimitar apropiadamente, puesto que los afloramientos son muy pequeños para la escala en la que se está trabajando, y su discriminación se torna complicada a través del sensoramiento remoto. No obstante, al solapar los mapas recopilados con el realizado en el presente estudio, se determinó su ubicación y área ocupada, por lo que se pudo relacionarlos e incluirlos sin problemas.

De forma contraria ocurrió con la delimitación de los paragneises del Complejo. En este caso, la superficie abarcada por esta litología es muy considerable y parte se encuentra modificada por diversos factores, como la vegetación y erosión, los cuales afectan la respuesta espectral devuelta por los algoritmos de los programas. Sin embargo, gran parte de sus límites con otras litologías de Supamo o con otras unidades sí pudieron observarse de forma clara. Finalmente, para lograr su óptima delimitación se empleó una metodología similar a la realizada en el caso de los granitos sódicos.

Con todo lo explicado anteriormente, se pudo concluir que la homogeneidad dentro de las litologías del Complejo, la gran superficie abarcada y su notable afectación por factores

antes mencionados, ha dificultado su estudio a través de la geomática y el sensoramiento remoto. Por ende, el apoyo en los mapas geológicos recopilados fue mayor para asegurar la óptima delimitación de cada subunidad y que el mapa resultante de esta investigación tenga mayor fidelidad.

En cuanto a las estructuras, sin duda la más importante dentro de Supamo es la zona de falla de Guri, la cual es descrita por Mendoza (2005) como una antigua falla transformante, la cual es evidente por las milonitas descritas por Hackley *et al.* (2005), que son rocas características de este tipo de fallas. No obstante, dicha transformancia cesó y a día de hoy se considera una falla transcurrente.

Esta se observó e identificó claramente con las imágenes de radar (**figura 5.2**), donde se muestra una tendencia lineal con dirección N70W que corresponde con la ubicación y área descrita por diversos autores. Por ende, esto quiere decir que el producto empleado responde satisfactoriamente a la detección de este tipo de estructuras.

La edad en la que se generó esta falla no se ha podido establecer de forma absoluta, por lo que se recomienda estudiar las milonitas presentes para relacionarlas con el período en el que estuvo en transformancia la misma. No obstante, con las evidencias mostradas en este estudio, se cree que el movimiento ocurrió luego del emplazamiento y corrimiento del CRV's sobre Supamo, puesto que la parte de la Asociación Carichapo en contacto en la estructura muestra una forma alargada con la misma dirección N70W, lo que permite inferir que fue generada por el desplazamiento dextral de la falla.

También se propone que la falla experimentó un segundo movimiento importante ocurrido entre 0,20 y 0,23 Ga y está relacionado con Pangea, puesto que la dirección N70E concuerda con las orientaciones asociadas a dicho evento, y los diques de basalto estudiados por Grande (2023), acreditados al fracturamiento del cratón en el Jurásico también poseen precisamente rumbo N70E.

El Complejo también se encuentra afectado por patrones de fractura con dirección promedio N70E y N25W, es decir, casi perpendiculares entre sí, lo que se puede observar en el diagrama de rosas de la **figura 5.3**. Se infiere que estos patrones deben estar asociados al mismo evento de deformación que generó la falla de Guri, puesto que poseen orientaciones similares.

En términos de edad, el Complejo Supamo ha sido tema de controversia y no había podido ser datado de manera certera por muchos años. Mendoza (2000) mediante datación K/Ar expresó que la edad del Complejo se situaba en 2,0 Ga. No obstante, en el 2005 el mismo autor estableció dicha edad para la última removilización, dejando entrever que Supamo debería tener edades entre 2,70 y 2,60 Ga, similares a las datadas por Olmeta (1974) y las más aceptadas hasta la fecha. No obstante, Hildebrand *et al.* (2013) realizaría dataciones donde muestra que el Complejo no supera los 2,10 Ga, siendo esta la edad respaldada en la presente investigación, pues, esta estimación fue basada en el método U/Pb en circón, uno de los métodos isotópicos más precisos.

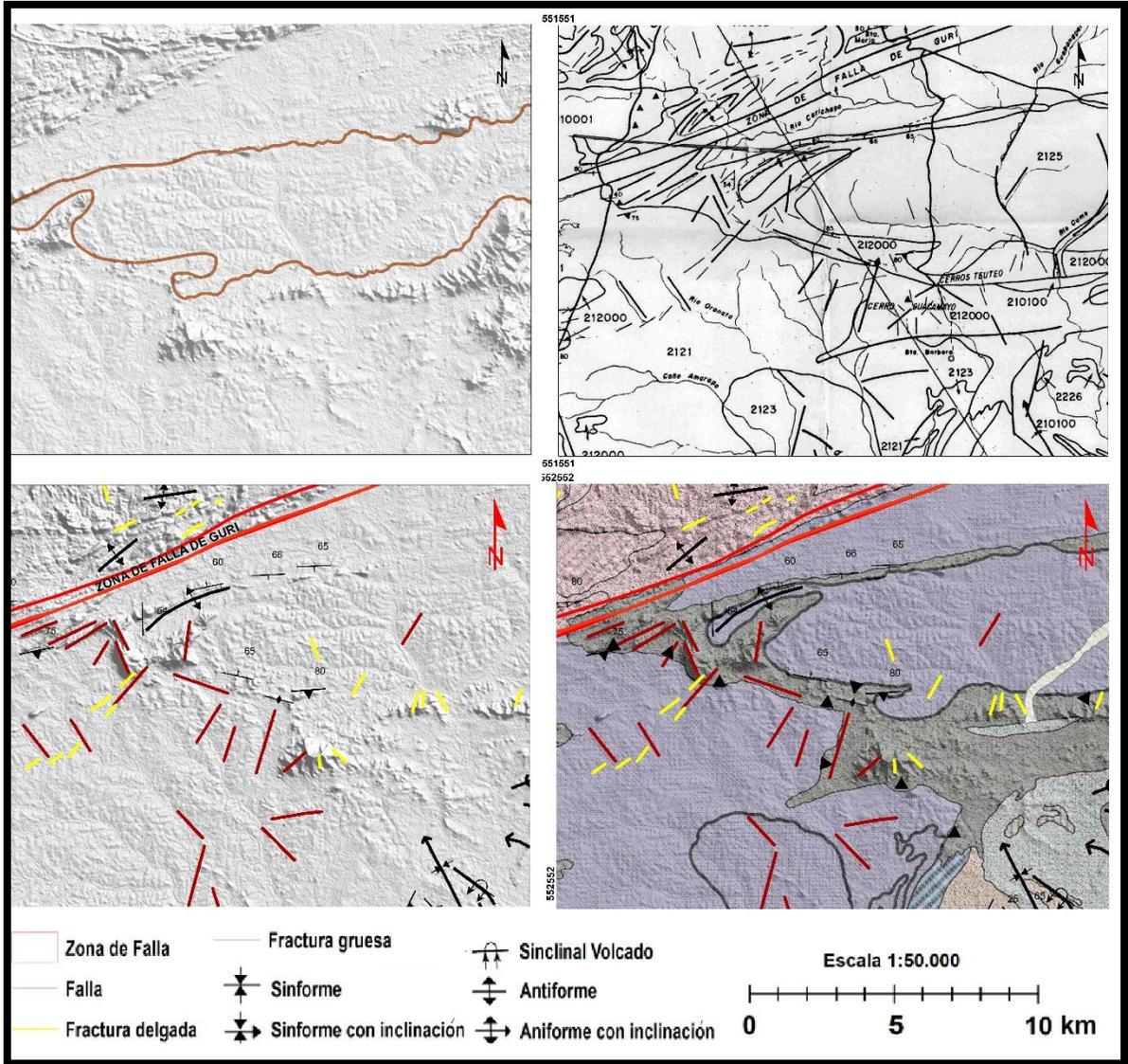


Figura 5.2. Extremo superior izquierdo: sección del Complejo Supamayo en el Modelo de Iluminación y sombra. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1:100.000 de esta investigación.

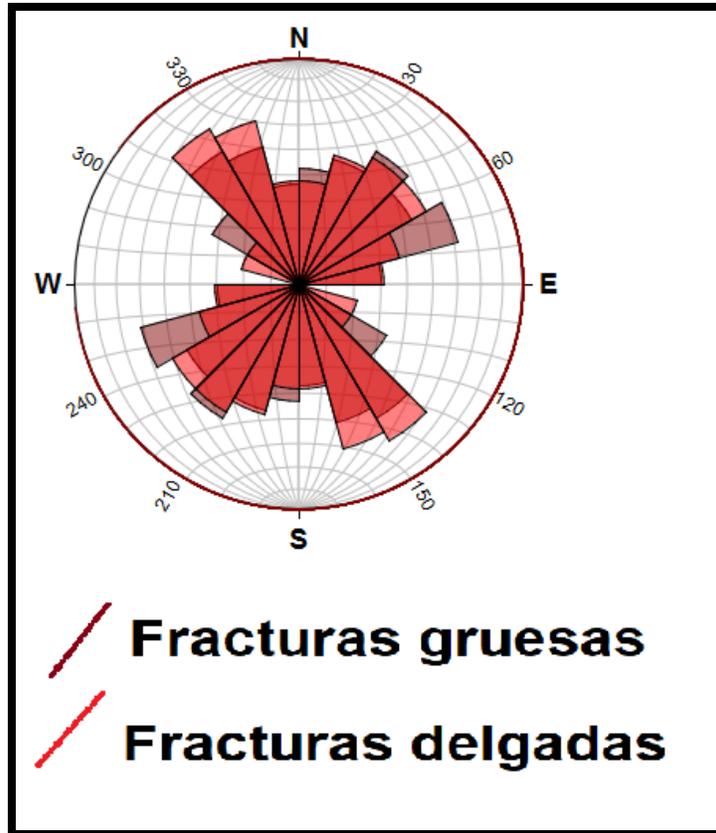


Figura 5.3. Diagrama de roseta correspondiente al Complejo Supamo. Elaborado en: Stereonet (2023).

5.1.3. Cinturones de rocas verdes (CRV) (2,20 – 2,0 Ga)

Asociación Carichapo

La parte inferior de la Asociación Carichapo se identificó con el uso del Modelo Digital de Iluminación y Sombra, pues, esta unidad corresponde a una de las zonas más elevadas dentro del área de estudio, y el contraste con las unidades cercanas es notable, lo que se demuestra en el producto antes mencionado. **Figura 5.4.**

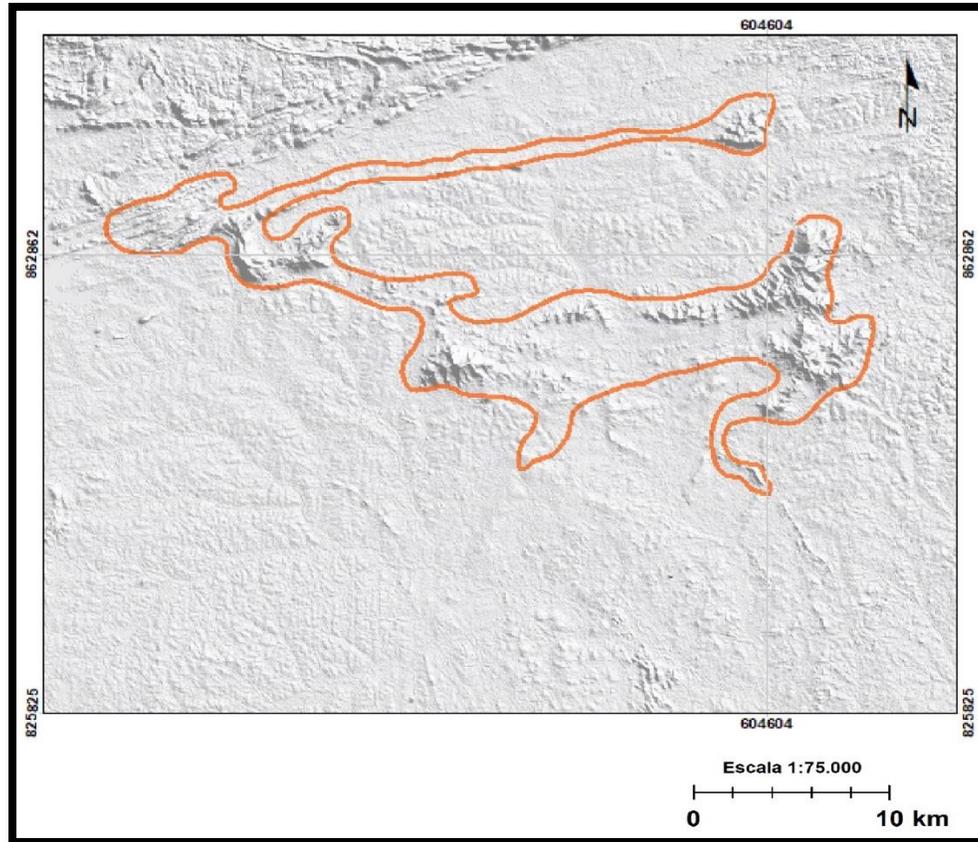


Figura 5.4. Delimitación del cuerpo correspondiente a la parte inferior de la Asociación Carichapo, a través del Modelo de Iluminación y Sombra.

En cuanto a las **Metavolcánicas de El Callao**, se empleó la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8 (**figura 5. 5**), donde se pudo notar que esta unidad tiene una respuesta espectral diferente a las rocas adyacentes, pues los colores en ella van de azul turquesa a verde, mientras que las unidades cercanas van de amarillo a marrón. No obstante, se debe acotar que, debido a los asentamientos presentes dentro de El Callao, la respuesta espectral en esa zona se distorsiona y tiende a observarse con colores rosados.

La correspondencia de estas dos subunidades dentro de la Asociación Carichapo es bastante notable cuando se compara con mapas anteriores. Pues, los límites propuestos por los diversos autores concuerdan con los identificados en este trabajo. Sin embargo, en el caso de las **Metavolcánicas de Cicapra**; la última unidad dentro de la Asociación en cuestión, los diversos productos utilizados no permitieron delimitar de manera certera su zona de

influencia, esto debido al alto índice de vegetación y otros factores que afectan la respuesta espectral. No obstante, al solapar el mapa de Estanga & Menéndez (1972) con el resultante de esta investigación se logró añadir esta subunidad de forma adecuada.

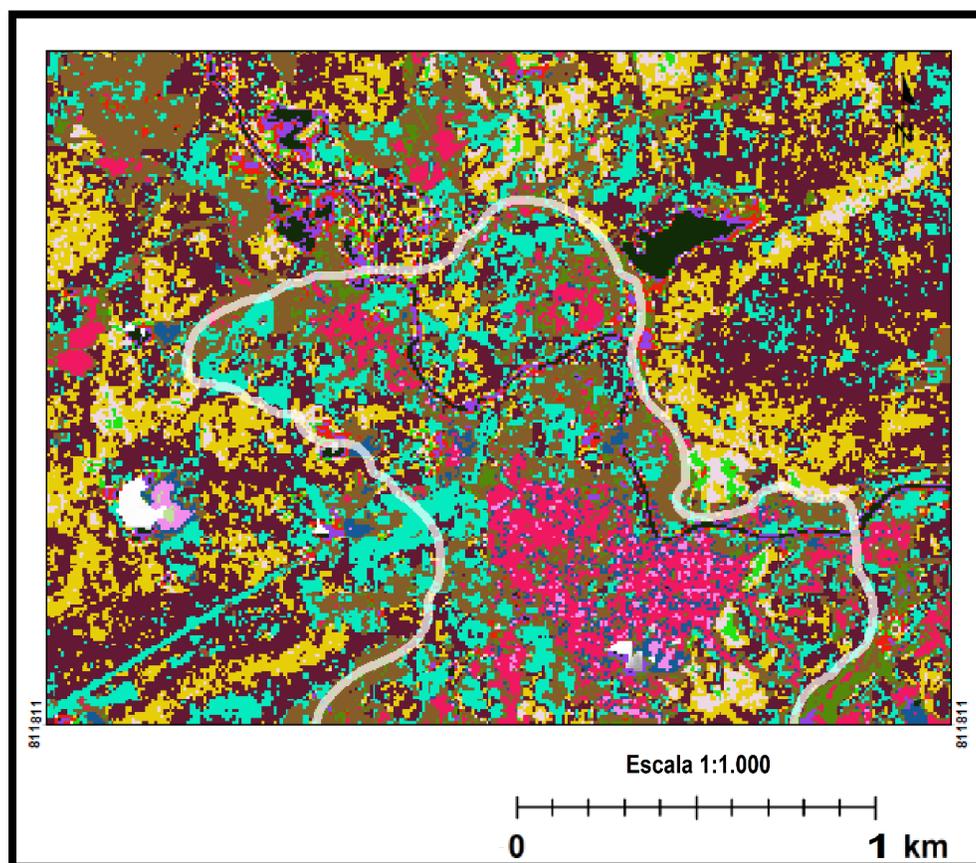


Figura 5.5. Delimitación del cuerpo correspondiente a la unidad de El Callao, a través de la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8.

Al ser una Asociación tan amplia, se pudieron identificar con el uso del MDIS y las imágenes de radar (**figura 5.9**) diversas estructuras en ella. Al norte, se observó principalmente un patrón de fracturas de orientación promedio N45W correspondientes a la parte inferior de Carichapo. Mientras que, en el centro se identificó una falla con dirección N45E y fallas secundarias en la misma dirección que corta a las **Metavolcánicas de Cicapra**, asimismo, se detectó que las **Metavolcánicas de El Callao**, son afectadas por una falla de orientación N – S. Al comparar estas observaciones con las bibliografías y mapas anteriores, se observó que estas hacen referencia a dichas estructuras, dejando claro que la zona de falla que afecta a las metavolcánicas de Cicapra se conoce como zona de falla de Higueroite, y la de El Callao corresponde a la zona de falla de Nakurai. Este conjunto de estructuras se infiere

que se deben a movimientos de reajuste generados luego del emplazamiento del CRV's sobre el Complejo Supamo con sus intrusiones máficas al sur.

Tomando en cuenta la litología propuesta por Estanga & Menéndez (1972) se procedió a realizar una actualización en los nombres de las unidades litodémicas pasando de Grupo Carichapo a Asociación Carichapo y de Formaciones El Callao y Cicapra y Metavolcánicas de El Callao y Cicapra respectivamente.

Metavolcanosedimentarias de Yuruari

Esta unidad fue identificada y delimitada a través de la clasificación no supervisada de la imagen ASTER de la zona (**figura 5.6**). En ella, se puede observar que el algoritmo del *software* ArcGIS 10.8 atribuyen colores verdes y naranja a la unidad en cuestión, diferenciándose y discriminándose de la Asociación Carichapo (al este) con colores morados y del embalse de Guri (al oeste) con colores rosados.

Al comparar la delimitación realizada en esta investigación con la levantada en campo por Estanga & Menéndez (1972), se puede notar que estas son muy similares y solo se observan leves ajustes, dejando claro que la utilización de este producto es eficiente para la caracterización de este tipo de unidades.

Por otra parte, se estudiaron los aspectos estructurales haciendo uso del MDIS, donde se pudo deducir que esta unidad está afectada por un gran conjunto de fallas, donde la orientación de la principal es N60W y de ellas se derivan otras con diversas direcciones (**figura 5.9**). Al comparar estos datos con los recopilados en bibliografías se observa que esta estructura se conoce como falla de Guasipati, la cual se infiere en esta investigación que se debe a movimientos de reajuste posteriores al emplazamiento del CRV.

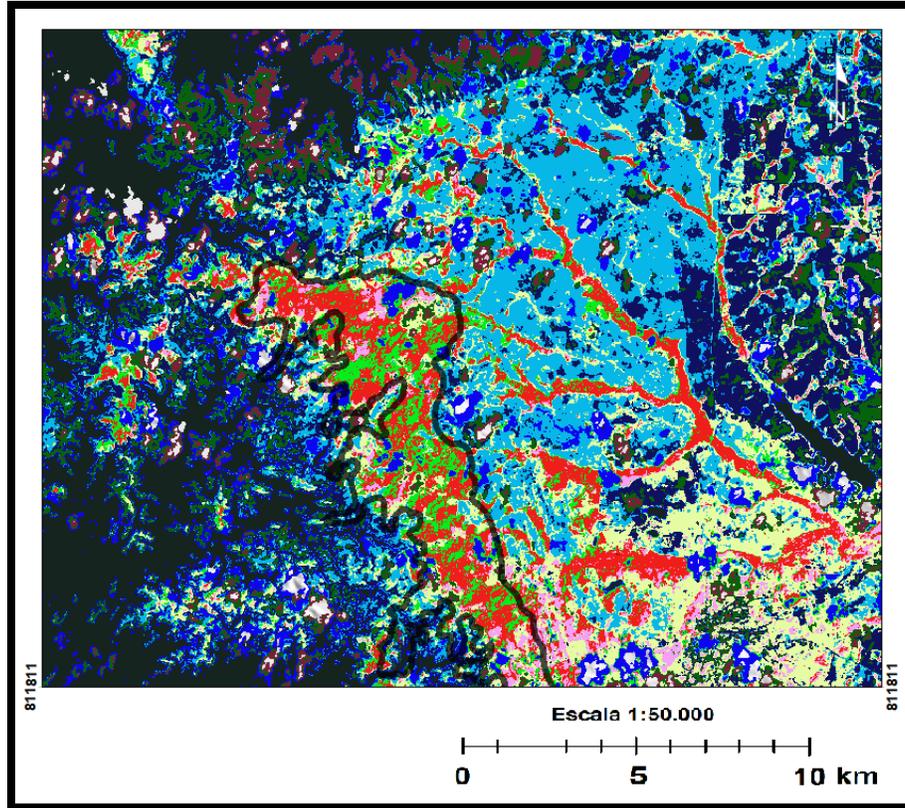


Figura 5.6. Delimitación del cuerpo correspondiente a las Metavolcanosedimentarias de Yuruari, al este del embalse de Guri, a través de la imagen ASTER.

También se evidenciaron estructuras en forma de antiformentes dentro de esta unidad, al sureste de la zona de estudio que, al relacionarse que la misma información bibliográfica, se sabe que corresponden a anticlinales volcados con ejes en diferentes direcciones, los cuales se atribuye su formación al mismo evento compresivo que provocó el emplazamiento del cinturón antes mencionado y que posteriormente generaría el corrimiento con el Complejo Supamo. **Figura 5.9.**

El nombre de esta unidad se modificó, puesto que, la mayoría de las fuentes recopiladas la describen como Formación Yuruari. Sin embargo, al observar el conjunto litológico descrito por autores que estuvieron en campo, se puede estipular que el nombre adecuado debe ser Metavolcanosedimentarias de Yuruari.

Metavolcanosedimentarias de Caballape

En el caso de esta unidad se empleó el Modelo Digital de Iluminación y Sombra, el cual fue efectivo para diferenciar entre este conjunto y las de más unidades aledañas, puesto que las texturas y los tonos de grises cambian entre uno y otros, permitiendo su óptima discriminación (**figura 5.7**). Posteriormente, se relacionaron estos resultados con los ya conocidos de estudios anteriores, con lo que se logró concluir que los límites de la unidad y el área estipulada en dichos trabajos concuerda con los obtenidos a través de las herramientas utilizadas en este estudio.

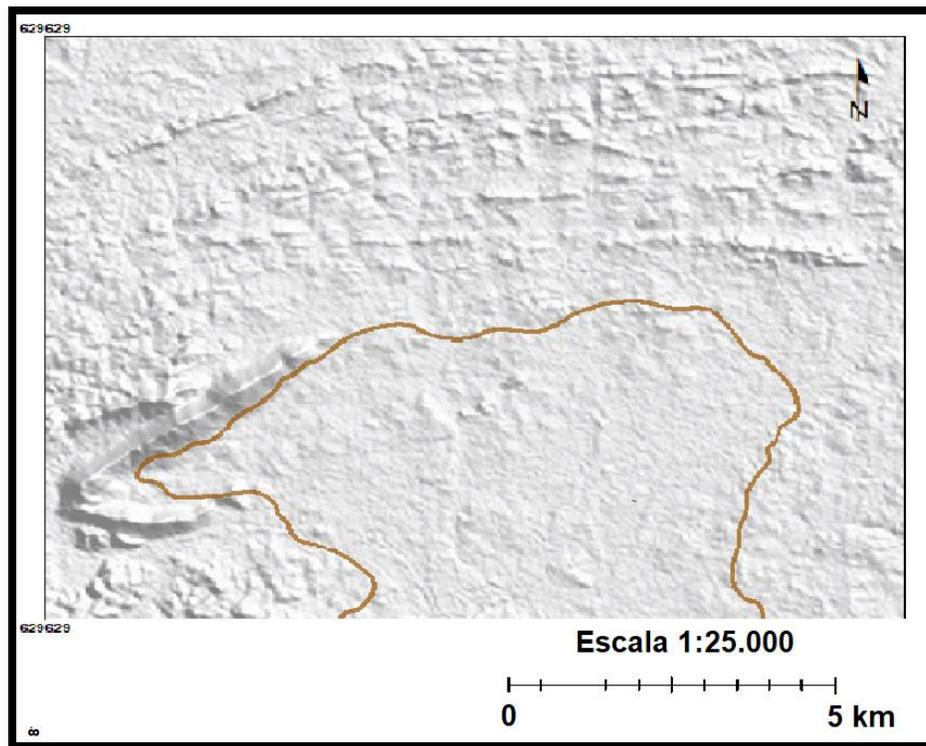


Figura 5.7. Delimitación del cuerpo correspondiente a las Metavolcanosedimentaria de Caballape, al este del poblado de El Callao, a través del Modelo de Iluminación y Sombra.

Ahora bien, el uso de las imágenes de radar y el Modelo de Iluminación y Sombra se pudo identificar que en la unidad se encuentra una estructura en forma de sinclinal con su eje en dirección N75E, la cual concuerda por lo descrito por Estanga & Menéndez (1972), y que

se cree fue formada por el mismo evento que emplazó al CRV y que fue descrito en párrafos anteriores. **Figura 5.9.**

En cuanto al nombre, González de Juana *et al.* (1983) y otros autores la describen como Formación Caballape, no obstante, al tomar en cuenta la litología presente, se propone que el nombre adecuado para referirse a esta unidad debe ser Metavolcanosedimentarias de Caballape.

Por otra parte, en esta investigación se propone que el CRV se encuentra emplazado y sobrecorrido por encima del Complejo Supamo como en gran *klippen* de orden regional, tal como es planteado por Hildebrand *et al.* (2013), basándose en que este cinturón es un gran cuerpo alóctono más antiguo que responde petrográficamente con rocas ígneas y sedimentarias de origen oceánico muy distintas a las del Complejo Supamo, las cuales se relacionan con eventos geológico totalmente distintos. Por ende, el contacto de este cinturón con el Complejo en cuestión debe estar asociado a un evento tectónico. No obstante, se debe acotar que no pudo identificarse el límite del corrimiento a través del sensoramiento remoto. En consecuencia, se utilizó el límite propuesto por el autor antes mencionado.

5.1.4. Rocas máficas intrusivas (1,78 Ga)

Esta unidad se logró identificar a través de la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8 y el Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS), dejando claro su eficiencia en la caracterización litológica.

Como se puede observar en la **figura 5.8**, la respuesta espectral en los cuerpos máficos intrusivos se refleja con colores que varían de rosado intenso a morado. Mientras que, los colores del Complejo Supamo y los de los granitos jóvenes, varían entre verde y naranja. Este cambio de tonalidades también concuerda con lo observado en el MDIS, donde se muestra un contraste claro entre la topografía de esta unidad con las unidades adyacentes

(**figura 5.8**). Integrando toda la información antes mencionada y comparándola con lo planteado por Estanga & Menéndez (1972) y Hackley *et al.* (2005), se puede notar la correspondencia entre sus resultados y los obtenidos en esta investigación con el uso de los sensores remotos.

En el ámbito estructural, las imágenes de radar permitieron identificar que los cuerpos intrusivos al sur, cercanos a la población de El Callao, son afectados por una falla de orientación E – W, esta concuerda con la zona de falla de Nakurai propuesta los autores antes mencionados en sus mapas correspondientes. Esta se desprende de la falla principal de Guasipati y su movimiento en planta se infiere es dextral por el desplazamiento topográfico correspondiente a los cuerpos máficos. **Figura 5.9**.

El nombre de esta unidad propuesto por Estanga & Menéndez (1972) corresponde a rocas máficas y ultramáficas intrusivas. No obstante, Mendoza años posteriores y otros autores, expresaron que las únicas rocas ultramáficas se encuentran en sierra de Verdún y pistón de Uroy, lugares ubicados fuera del área de estudio. Por ende, el nombre adecuado establecido en esta investigación corresponde a rocas máficas intrusivas.

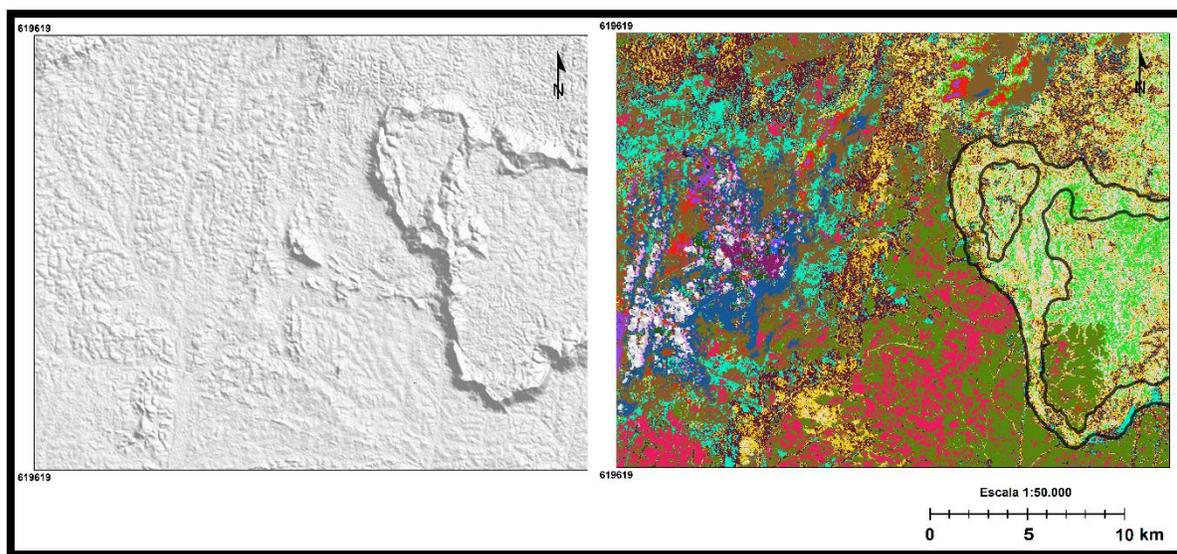


Figura 5.8. Delimitación del cuerpo correspondiente a rocas máficas intrusivas, a través del Modelo de Iluminación y Sombra y la clasificación no supervisada.

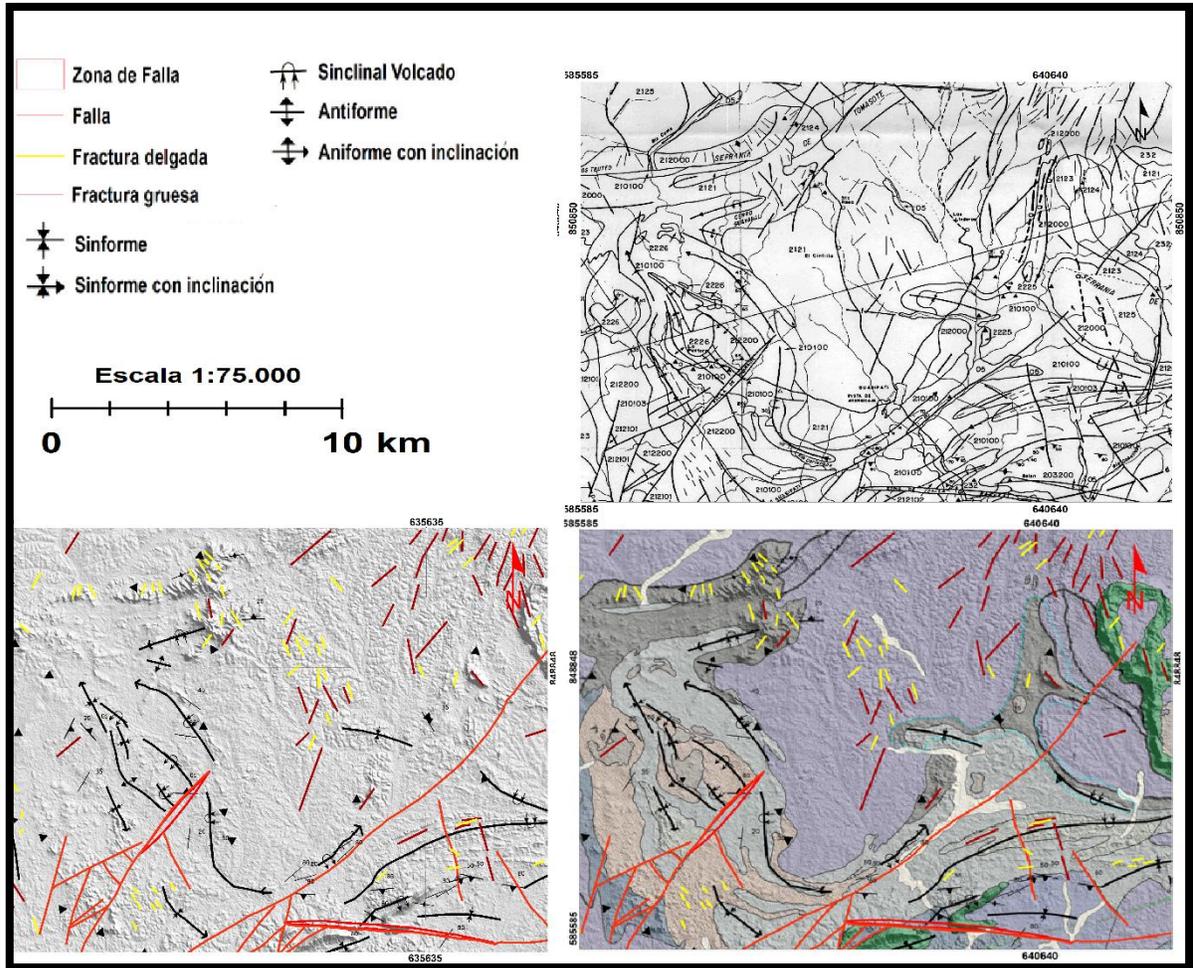


Figura 5.9. Extremo superior derecho: mapa a escala 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972). Extremo inferior izquierdo: mapa estructural con el MDIS. Extremo inferior derecho: mapa geológico a escala 1:100.000 de esta investigación.

5.1.5. Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo (1,60 – 1,40 Ga)

Como se expresó en el capítulo anterior los cuerpos post – Supamo identificados se dividieron en cuatro categorías según lo observado en campo por Estanga & Menéndez (1972), los cuales propusieron las siguientes designaciones: granitos alaskíticos, granitos alcalinos biotíticos, granitos circulares y granitos potásicos. Ahora bien, parte de esta investigación se dirigió a la actualización y mejoramiento de los nombres antes planteados,

utilizando como apoyo las descripciones mineralógicas recopiladas y la relación de estos plutones con otros ya estudiados y acreditados a un evento geológico conocido.

El cuerpo presente dentro de la zona de estudio correspondiente a granito alaskítico, ha sido designado de tal manera para hacer referencia al bajo índice de color **IC** presente. No obstante, Espejo (1974) estudió petrográficamente dicho cuerpo, obteniendo como resultado los datos presentes en la **tabla 5.1**.

Tabla 5.1. Descripción petrográfica del granito alaskítico ubicada al noroeste del poblado El Manteco.

Nº Muestra	Cuarzo	Microclino	Plagiocl.	Biotita	Esfena	Apatito	Opacos
299	25.2	15.8	46	11.8	X	X	1.2
301	33.5	38	22.4	4.1	0.6	0.4	1.0
302	28.9	22.6	38.1	6.4	1.2	0.8	2.0
312	30.	44.8	21	3	0.4	X	0.8
313	28.6	32.4	30.6	6.4	X	X	2.0
361	28.3	37.5	27.2	5.2	0.8	X	1.0
362	24	40	30	4.5	0.8	X	1.3
423	28.3	34.3	34	2.6	X	X	0.8

X = Presente.

Tomando los valores de las ocho muestras y promediándolas, los porcentajes resultantes corresponden a un **monzogranito (I)** según la clasificación I.U.G.S, por lo que en esta investigación propone dicho nombre para el plutón en cuestión. No obstante, ha de tomarse en cuenta que esta denominación se estipula con solo ocho muestras, lo óptimo sería realizarla con una cantidad más considerable.

En el caso de los plutones denominados granitos circulares, se infiere el nombre fue propuesto por Estanga & Menéndez (1972) por la forma redondeada que genera la traza del cuerpo intrusivo. Sin embargo, recopilando la información petrográfica se encontró que estos cuerpos son los mismos descritos por González de Juana *et al.* (1983) como pórfidos de cuarzo. No obstante, al ver la descripción hecha por dicho autor, donde expresa que el plutón está compuesto por una pasta afanítica silíceo y fenocristales de cuarzo bipiramidal, se

entiende que estas características corresponden más bien con **pórfidos de riolita (II)**, siendo este el nombre propuesto en la presente investigación.

Sobre las otras dos litologías faltantes, es decir, los **granitos alcalinos biotíticos (III)** y los granitos potásicos, no se encontró en las bibliografías consultadas ninguna descripción que contribuya en la actualización de los nombres planteados en el mapa geológico 1:250.000 de Estanga & Menéndez (1972), por lo que se mantienen los mismos. Pero, haciendo la acotación que el último señalado podría denominarse como **granitos potásicos porfídicos (IV)**, tomando en cuenta que estos mismos autores resaltan abundantes fenocristales de microclino en el afloramiento.

Para culminar, se debe hacer referencia que, al establecer la presencia de pórfidos de riolita como cuerpos intrusivos, el nombre adecuado para esta unidad no debe ser “Granitos Jóvenes” como lo proponen diversos autores como Menéndez (1972), González de Juana *et al.* (1983) o Mendoza (2005), puesto que la riolita no posee la misma textura plutónica de un granito. Por ende, el nombre propuesto para denominar esta unidad debe ser: Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo, el cual engloba todas sus características principales y sirve para discriminarlos. En la **tabla 5.2** se puede observar de manera ordenada la actualización realizada a cada nombre antes mencionado.

Tabla 5.2. Actualización de los nombres con relación a los ya preexistentes y propuesto por diversos autores.

Nombre aceptado por diversos autores	Nombre propuesto en esta investigación	Grupo asignado
Granitos Jóvenes	Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo	-----
Granitos alaskíticos	Monzogranitos	I
Granitos circulares	Pórfidos de riolita	II
Granitos alcalinos biotíticos	Granitos alcalinos biotíticos	III
Granitos potásicos	Granitos potásicos porfídicos	IV

En otro orden de ideas, para la identificación y delimitación de todos los cuerpos félsicos se utilizaron diversas herramientas. En el caso del monzogranito el producto utilizado fue la clasificación no supervisada de la imagen ASTER correspondiente (**figura 5.10**). Como se puede observar, este cuerpo responde a colores verdes y azul turquesa, totalmente distintos a los naranjas y morados que representan a la roca caja. Por otra parte, los granitos alcalinos biotíticos se observaron con mayor precisión a través del uso del Modelo de Iluminación y Sombra, pues, el plutón posee una textura diferente y menor elevación que la parte inferior de la Asociación Carichapo, la cual rodea al cuerpo señalado.

Para los pórfidos de riolita, la mayoría de los cuerpos se identificaron y delimitaron mediante la implementación de la clasificación no supervisada de la imagen ASTER de la zona (**figura 5.10**). En ella es evidente que el contraste entre los colores presentes genera una forma circular correspondiente a unos de los plutones, el cual se refleja como verde oscuro y marrón, mientras que, la roca caja (metavolcánicas de Cicapra) responde a colores que varían entre rosado y morado.

Finalmente, el cuerpo correspondiente a granitos potásicos porfídicos que se encuentra dentro de la altiplanicie de Nuria fue uno de los que mejor se pudo observar. Para ello, se utilizó la clasificación no supervisada de la imagen LANDSAT 8 (**figura 5.10**), pues este producto clasifica la intrusión máfica antes nombrada con un color amarillo intenso, el Complejo Supamo con verde claro, mientras que el cuerpo en cuestión contrasta contundentemente con colores verdes oscuros, dejando claro que la respuesta espectral es diferente en cada unidad involucrada.

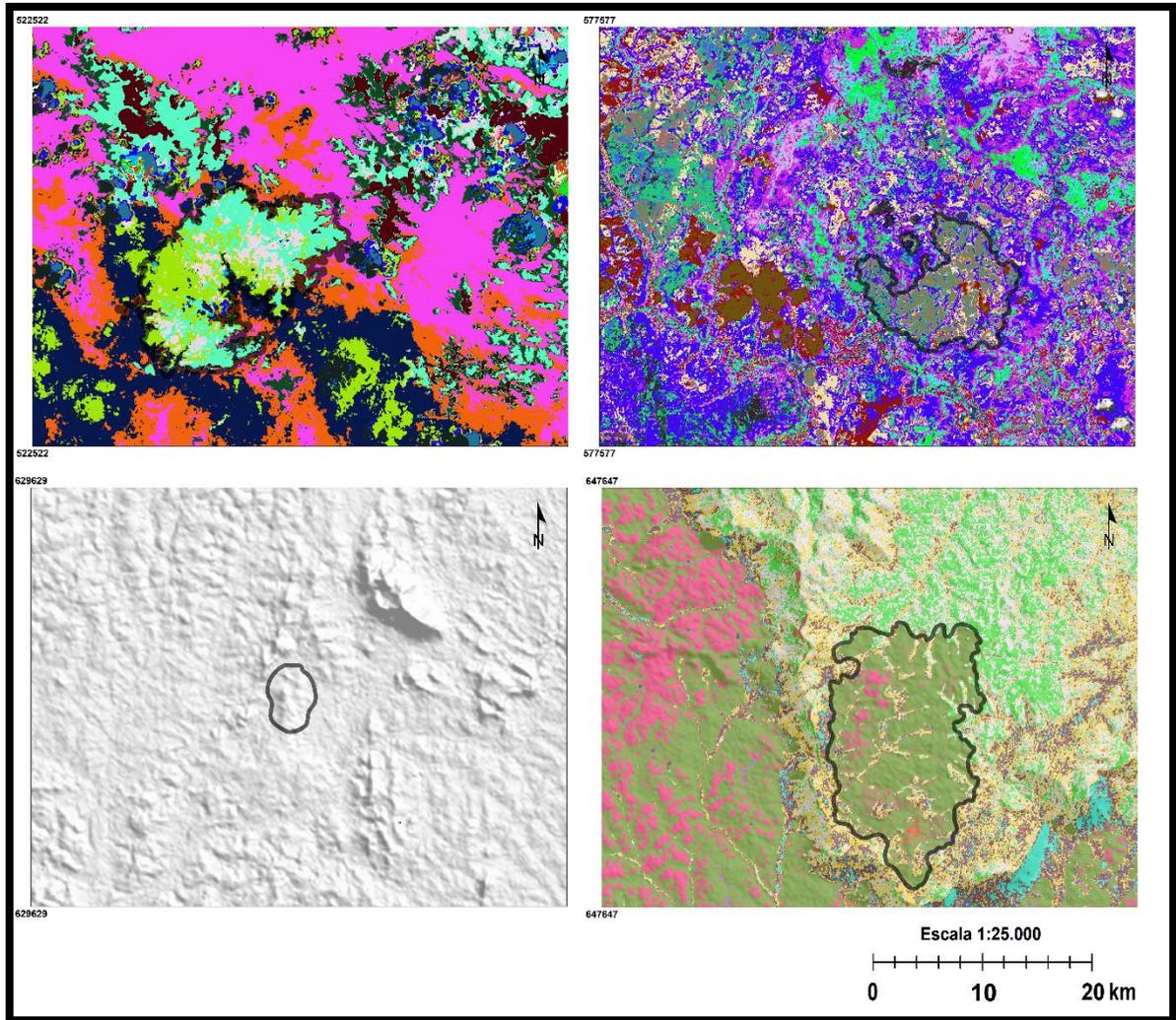


Figura 5.10. Extremo superior izquierdo: delimitación de los monzogranitos a través de la clasificación no supervisada de la imagen ASTER. Extremo superior derecho: delimitación de los pórfidos de riolita a través de la imagen ASTER. Extremo inferior izquierdo: delimitación de los granitos alcalinos biotíticos. Extremo inferior derecho: delimitación de los granitos potásicos porfídicos a través de la clasificación de la imagen LANDSAT 8.

Estos cuerpos plutónico – volcánicos post – Supamo no se ven afectados por estructuras de gran envergadura, puesto que su intrusión ocurrió luego de que cesaran los eventos tectónicos más relevantes que afectaron la zona de estudio. Sin embargo, en las imágenes de radar puede observarse que en el plutón más septentrional de los granitos alcalinos biotíticos y en el más occidental de los pórfidos de riolita un conjunto de fracturas

en dirección N50W, las cuales se atribuyen a la tensión generada en el proceso de intrusión de los mismos.

En la **figura 5.11** se adjunta un mapa del Modelo de Iluminación y Sombra de la zona de estudio, donde resaltan todos los cuerpos félsicos intrusivos, así como los aluviones cercanos y las principales vías de acceso. El propósito de este mapa es que investigaciones posteriores o posibles prospecciones mineras tengan la ubicación de tales cuerpos y las vías por donde podrían llegar a ellos.

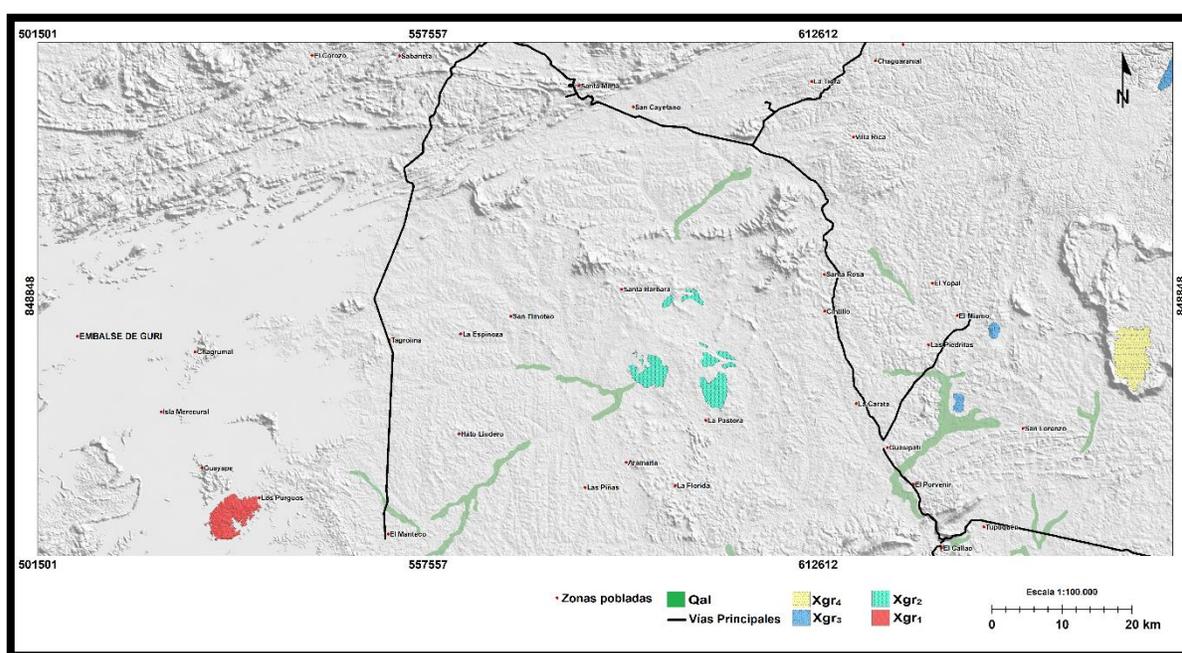


Figura 5.11. Mapa del Modelo de Iluminación y Sombra de la zona de estudio, en este resaltan los cuatro grupos de cuerpos félsicos intrusivos. El grupo uno (I) corresponde al color rojo intenso, el grupo dos (II) al azul turquesa, el tres (III) al azul marino y el cuatro (IV) al amarillo intenso. Estos colores se escogieron con la finalidad de contrastarlos y que sean notablemente visibles.

A modo de conclusión, las edades de estos cuerpos intrusivos van de 1,60 a 1,40 Ga según las dataciones realizadas por diversos autores, como Olmeta (1968) la cual arrojó 1,51 Ga en K/Ar para los pórfidos de riolita, o la realizada por Espejo & Santamaría (1974) en el monzogranito al noreste del poblado de El Manteco, que arrojó una edad de 1,58 Ga con el

mismo método de datación. Basando esta investigación en dichas edades, se infiere que la génesis de estos cuerpos debe estar relacionada con el mismo punto caliente continental que generó el Granito de El Parguaza, propuesto por Mendoza (2005), es decir, que estos cuerpos se incluyen en el evento Parguazensis. Por tal motivo, no debería descartarse que en los aluviones cercanos a tales plutones exista mineralización tipo coltán – casiterita, similar a la ubicada dentro de la Provincia Cuchivero, de las cuales se conoce su atractivo económico.

5.1.6. Sedimentos no consolidados

La identificación de los sedimentos no consolidados se llevó a cabo tomando en cuenta que estos muestran una textura totalmente diferente a la reflejada por los cuerpos de roca en sí. Por tal motivo, al observarlos en el Modelo de Iluminación y Sombra son fácilmente discriminados, lo que puede observarse en la **figura 5.12**, donde los aluviones se ven lisos y con más profundidad, mientras que las unidades cercanas o subyacentes se ven con más altura y rugosidad.

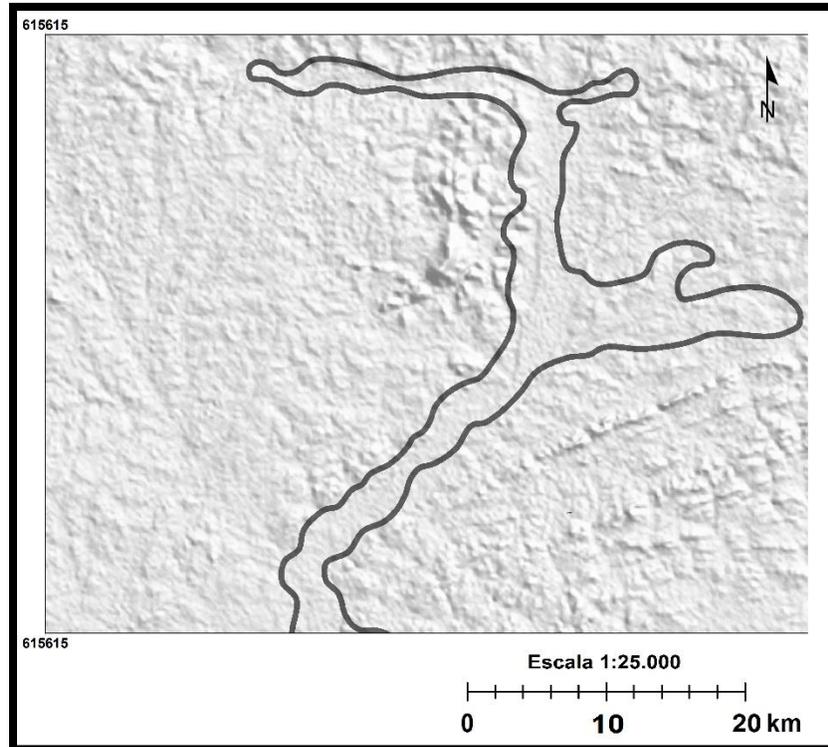


Figura 5.12. Delimitación de los aluviones a través del Modelo de Iluminación y Sombra.

Estos sedimentos del Cuaternario, como lo exponen Estanga & Menéndez (1972) son aluviones formados por la erosión de los cuerpos cercanos, por ende, son ricos en placeres aluviales como la de coltán – casiterita, Au y otros que pueden tener un valor económico considerable. Por consiguiente, es importante poder cartografiarlos y delimitarlos de la manera más precisa posible.

5.2. Modelo geológico evolutivo de la zona de estudio

En este inciso se plantea organizar de manera cronológica los eventos principales que ocurrieron dentro de la zona de estudio y aquellos que la afectaron, de forma tal que permita proponer un modelo geológico evolutivo de la misma, dejando claro que algunos eventos son presentados por diversos autores y otros se infieren en esta investigación. **Tabla 5.3.**

- **(3,40 – 2,80 Ga):** formación del Complejo Imataca a través de la colisión de múltiples arcos de islas en el evento Guriense generando corteza continental primitiva (Mendoza, 2005), el cual contiene un bloque de basamento desconocido de Supamo y bloque de Kanukú más al sur.
- **(2,68 – 2,65 Ga):** metamorfismo o granulitización de los tres bloques antes mencionados en el evento Aroensis propuesto por Mendoza (2005).
- **(2,50 – 2,20 Ga):** actividad de plumas mantelares que generaron dos *rifts* seguidos de un proceso de expansión, formando dos océanos, similarmente a los propuestos por Mendoza (2005).
- **(2,20 – 2,0 Ga):** el magmatismo de piso oceánico provocado por la expansión generó una meseta submarina en el océano situado al sur donde se generó la Asociación Carichapo (Metavolcánicas de El Callao, Florinda y Cicapra). Posteriormente, el régimen tectónico cambiaría a un margen activo en el margen norte del basamento desconocido de Supamo, donde la corteza oceánica producida se subdujo, generando así una posible expansión retroarco y una cuenca marginal, pues, esta sería la manera de explicar la formación de las secuencias volcanosedimentarias correspondientes a las Metavolcanosedimentarias de Yuruari y Caballape. Mientras que, de forma paralela y contemporánea, la evolución en el propio margen continental activo produjo la intrusión de cuerpos TTG en el mismo microcontinente desconocido antes mencionado, formando así

el actual Complejo Supamo. De esta manera, se puede entender la edad tan similar de 2,15 Ga para Supamo propuesta por Hildebrand *et al.* (2013) y la de 2,20 a 2,0 Ga para el CRV propuesta por Mendoza (2005).

- **(2,0 – 1,80 Ga):** se generó el cierre completo del océano provocando la sutura Imataca – Pastora – Caura, evidenciada por la falla de Guri, en ese momento transformante de acreción suave. El movimiento compresivo continuaría, provocando que finalmente se sobrecorra el CRV por encima del Complejo Supamo y parte del Complejo Imataca, cubiertos por la cuarcita de El Miamo, que actuó como superficie de *decollement*, tal como propone Hildebrand *et al.* (2013).
- **(1,80 – 178 Ga):** se produce la intrusión del manto de diabasas hipersténicas correspondientes a las laderas de la altiplanicie de Nuria, por la acción de una pluma mantear al este de la zona de estudio.
- **(1,60 – 1,40 Ga):** se intrusionan los cuerpos félsicos post – Supamo, lo que se cree debe estar relacionado con el punto caliente intracontinental del Evento Parguazensis, el cual generó el Granito de El Parguaza y fue migrando en sentido W – E hasta situarse debajo de la parte del Complejo Supamo que se ubica dentro del área de investigación, produciendo así la intrusión de los diecisiete cuerpos identificados.
- **(0,20 – 0,23 Ga):** se genera un segundo movimiento de falla de Guri, en este caso transcurrente, algo transtensivo el cual se propone está relaciona con la fragmentación de Pangea, puesto que la dirección N70E es similar a las orientaciones de tal evento. Además, se intrusionan los diques de basalto del Jurásico pertenecientes a la CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*), que también poseen la misma dirección antes mencionada.
- **(2,60 Ma – actualidad):** depositación de los aluviones.

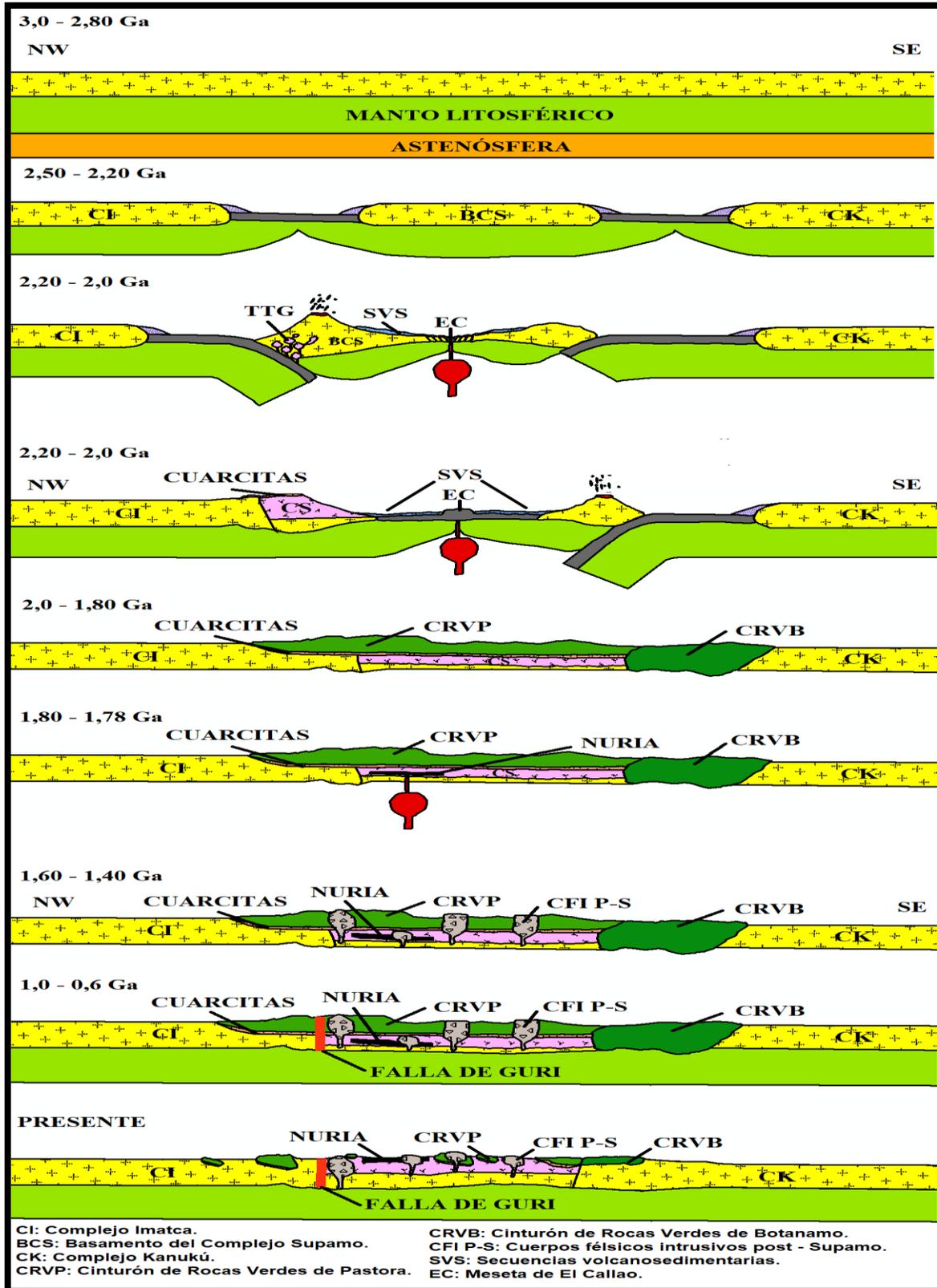


Figura 5.13. Modelo idealizado de la zona de estudio y parte aledañas.

Tabla 5.3. Orden cronológico de todas las unidades geológicas presentes en la zona de estudio, basado en el modelo geológico realizado en este trabajo investigativo y las edades planteadas por los autores citados. Los colores utilizados son los propuestos por la I.U.G.S en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (2015). Se debe acotar que el Complejo Supamo (2,15 Ga) y el CRV (2,20 – 2,0 Ga) poseen edades contemporáneas según Hildebrand *et al.* (2013) y Mendoza (2005) respectivamente. Por ende, hasta que no se comprueben mediante datación radiométrica edades más precisas de unidades que conforman el CRV, no es posible ubicar de manera exacta el Complejo Supamo en un orden cronológico.

Eón	Era	Período	Edad radiométrica (Ga)	Unidad		Código
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	-----	Sedimentos no consolidados		Qal
	Mesozoico	Jurásico	0,23 – 0,20	Diques de basalto		YMd
Proterozoico	Mesoproterozoico	Calímico	1,60 – 1,40	Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo		Xgr
	Paleoproterozoico	Estatérico	1,78	Asociación Avanavero	Máficas Intrusivas	YMd
				Asociación Botanamo	Metavolcanosedimentarias de Caballape	Xcb
		Riácico	2,15 – 2,0	Metavolcanosedimentarias de Yuruari (parte superior)		Xyf
				Metavolcanosedimentarias de Yuruari (parte inferior)		Xys
				Complejo Supamo		Xsp
		2,20 – 2,15	Asociación Carichapo	Metavolcánicas de Cicapra		Xcci
				Metavolcánicas de El Callao		Xcec
Asociación Carichapo (parte inferior)		Xa				
Arqueano	Mesoarqueano	-----	3,41 – 2,80	Complejo Imataca		AXi

5.3. Integración geológica

Basado en el modelo geológico evolutivo planteado en la presente investigación, el cual se enfocó en la interpretación y análisis de todos los factores geológicos, a través del sensoramiento remoto, la geomática y la recopilación bibliográfica, se concluyó con el siguiente mapa geológico a escala 1:100.000 de la zona de estudio, donde se puede apreciar las unidades litológicas, las estructuras, poblados importantes, carreteras, cuerpos de agua, entre otros.

Los colores asignados a cada unidad se tomaron de los propuestos por Hackley *et al.* (2005), mientras que la simbología proviene del catálogo geológico del *software* ArcGIS 10.8.

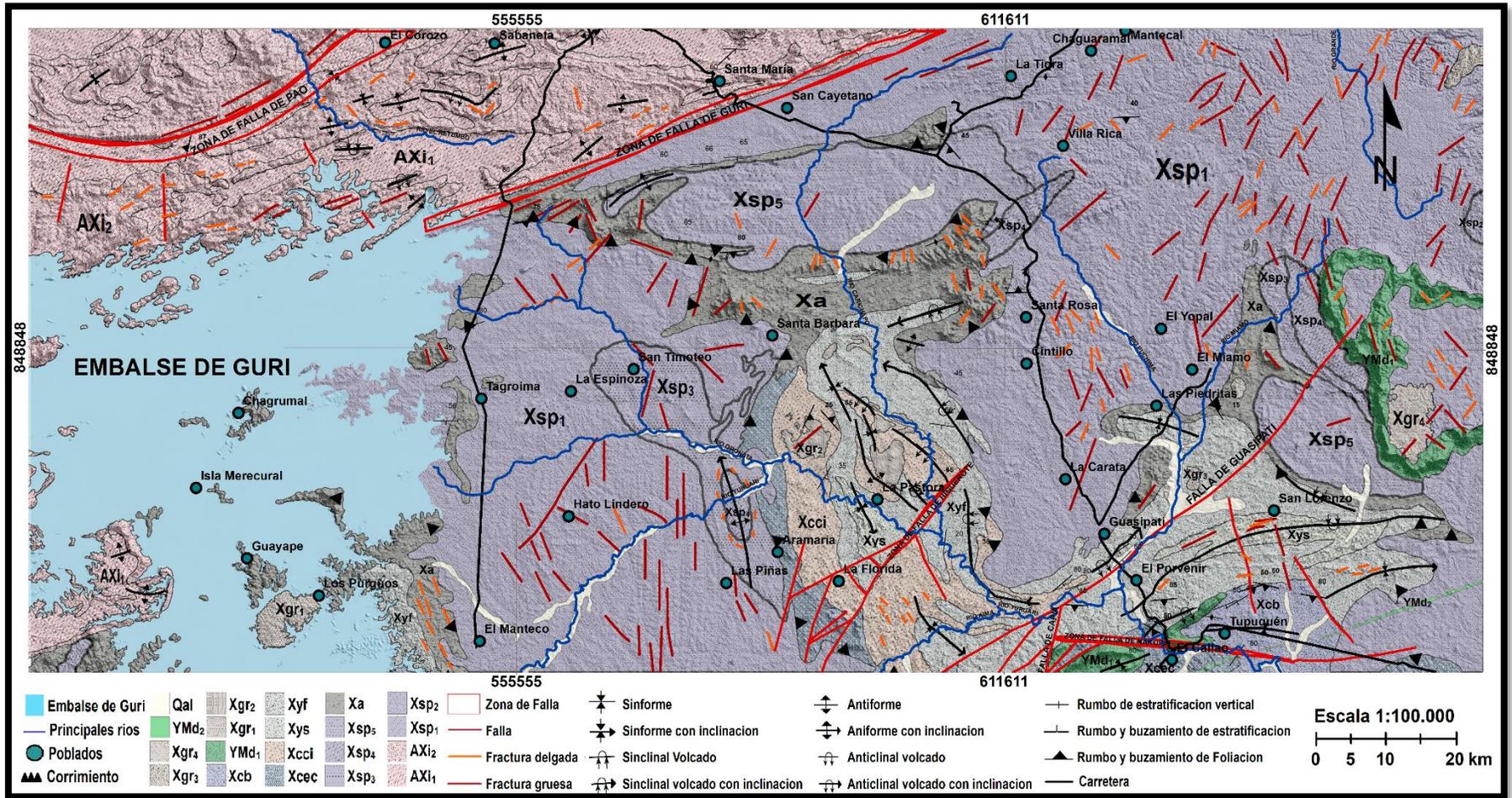


Figura 5.14. Mapa Geológico de la zona de estudio a escala 1:100.000.

Tabla 5.4. Resumen en orden cronológico de las características distintivas y discriminativas de todas las unidades geológicas presentes en la zona de estudio. Los colores de cada unidad corresponden a los propuestos por Hackley *et al.* (2005).

Código	Unidad	Litología distintiva	Unidad geomorfológica	Patrón de drenaje	Estructura	Competencia	Firma espectral (RGB: 4/3/2)
Qal	Sedimentos no consolidados	Aluvión	U1: Relieve bajo	Dendrítico	-----	Poca	120/400/28
YMd ₂	Diques de basalto	basalto	U1: Relieve bajo	Subparalelo	Fracturas N70W	Alta	120/250/20
Xgr	Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo	Granitos potásicos, alcalinos y pórfidos de riolita	U1: Relieve bajo	Radial a subparalelo	Fracturas N50W	Media	1.250/1.100/720
YMd ₁	Máficas intrusivas	Gabros y diabasas	U2: Relieve alto	Subparalelo	Fracturas N 45E	Alta	120/250/20
Xcb	Metavolcanosedimentarias de Caballape	Rocas piroclásticas y metaconglomerados	U1: Relieve bajo	Subparalelo a dendrítico	Falla N – S	Baja	1.250/1.000/580
Xyf	Metavolcanosedimentarias de Yuruari (P.S)	Lavas y brechas dacíticas	U1: Relieve bajo	Dendrítico	Falla N50E	Baja	900/800/250
Xys	Metavolcanosedimentarias de Yuruari (P.I)	Metatobas dacíticas y metareniscas	U1: Relieve bajo	Dendrítico	Falla N50E	Baja	700/620/270
Xcci	Metavolcánicas de Cicapra	Metatobas y metabrechas	U1: Relieve bajo	Dendrítico	Falla N45E	Baja	650/720/300
Xcec	Metavolcánicas de El Callao	Lavas toleíticas	U1: Relieve bajo	Dendrítico	Falla N – S	Baja	500/480/200
Xa	Asociación Carichapo (P.I)	Anfibolitas y lavas basálticas	U2: Relieve alto	Subparalelo a dendrítico	Fracturas N45W	Alta	1.500/850/420
Xsp	Complejo Supamo	Cuerpos TTG	U1 Y U2: Mixto	Subparalelo a dendrítico	Fracturas N70E y N25W	Media	1.250/1.000/580
AXi	Complejo Imataca	Cuarcitas y gneises	U2: Relieve alto	Dendrítico	Plegamientos	Alta	700/600/280

Tabla 5.5. Tabla descriptiva de los cuerpos félsicos post – Supamo, donde resaltan características como la ubicación exacta, superficie y firma espectral de cada grupo.

Código general	Unidad	Código específico	N° Plutones	Conjunto	Litología	Coordenada Central (UTM)	Superficie (km²)	Firma espectral (RGB: 4/3/2)
Xgr	Cuerpos félsicos intrusivos post – Supamo	Xgr1	1	I	Monzogranito	20N 528900 0816765	28,50	1.300/1.050/630
		Xgr2	12	II	Pórfido de Riolita	20N 594265 0841081	45,40	1.250/1.100/720
		Xgr3	3	III	Granito Feld. Alcalínico	Zona Norte: 20N 663216 0880411 Zona Sur: 20 N 634641 0837681	18,70	680/700/480
		Xgr4	1	IV	Granito potásico porfídico	20N 657077 0839533	35,60	650/560/220

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- Se logró realizar el primer mapa geológico a escala 1:100.000 del norte del Complejo Supamo a través de la integración de los diferentes datos recopilados y los resultados del análisis de las imágenes satelitales. De esta manera, queda evidenciado que existe una correspondencia elevada entre los levantamientos previos y la información obtenida a través del sensoramiento remoto. Por ende, se concluye que el método utilizado es confiable para realizar una actualización y modernización de cartografías geológicas, incluso si se trata de áreas de estudio amplias y con una variedad considerable de litologías, como lo fue la planteada en la presente investigación.
- El debido uso de las imágenes multiespectrales, junto con los trabajos previos, permitió identificar, delimitar e incluso caracterizar los 17 cuerpos félsicos intrusivos presentes en la zona planteada. No obstante, cuatro de los cuerpos en cuestión presentaron complicaciones, debido a la abundante vegetación, sus pequeñas dimensiones y la similitud de estos con la roca caja. Sin embargo, se puede concluir que los sensores remotos son confiables para identificar cuerpos graníticos intrusivos con una considerable precisión.
- El estudio geomorfológico permitió concluir que el área está dividida en dos (2) unidades de relieve, una correspondiente a las zonas bajas y otra a las zonas altas, presentándose un contacto notablemente transicional entre ellas.

El relieve bajo está constituido en su totalidad por amplias llanuras con crecimiento hacia el sur y sin ninguna orientación preferencial. Mientras que, el relieve alto se conforma por una serie de morfoestructuras con diversas orientaciones y tendencias, divididas y ordenadas de manera descendente como: subunidad de colinas, subunidad de mesetas y subunidad de filas.

Quedó evidenciado que, de todos los productos generados, el Modelo Digital de Elevación (DEM), la capa de hipsometría y el mapa de pendientes fueron los que más datos aportaron en la interpretación del paisaje del área en cuestión.

- Desde un punto de vista hidrológico, el patrón de drenaje varía entre dendrítico y subparalelo. El primero concuerda con las unidades constituidas por un porcentaje de rocas sedimentarias, tales como: la Asociación Carichapo, las Metavolcanosedimentarias de Yuruari y el Complejo Caballape, ubicadas mayormente al sur del área de estudio. Mientras que, el segundo responde a unidades ígneo – metamórficas, sobre todo a los cuerpos TTG del Complejo Supamo a lo largo de toda la región. No obstante, se resalta que, en la mayoría de los cuerpos félsicos intrusivos identificados, se observó un patrón de drenajes radial, típico de este tipo de rocas.
- En cuanto a la descripción litológica, se pudo concluir que en la zona de estudio coexisten 11 unidades litodémicas distintas, la mayoría de edad Proterozoico. Las más abundantes son las unidades ígneo – metamórficas, como los complejo Supamo e Imataca. Sin embargo, también hay presencia de secuencias volcano – sedimentarias como la Asociación Carichapo, las Metavolcanosedimentarias de Yuruari y el Complejo Caballape.

En este caso, se concluye que las herramientas que más información aportaron para identificar los contactos entre cada litología y diferenciarlos de los cuerpos de agua fueron los procesamientos de las imágenes multiespectrales LANDSAT 8 y ASTER, tales como: la combinación de bandas, la clasificación supervisada y no supervisada y el MNF (clave para lograr discriminar las unidades con alto contenido de vegetación), así como el Modelo de Iluminación y Sombra.

- Estructuralmente, las herramientas que mayor aporte dieron fue el Modelo de Iluminación y Sombra y las imágenes de radar. Con ellas se pudieron identificar la mayoría de las estructuras presentes dentro de la zona de estudio, asimismo, se pudo

concluir que la zona de estudio ha sido afectada por diversos eventos de deformación, siendo el más importante el que generó la falla de Guri y el que emplazó y sobrecorrió el CRV sobre el Complejo Supamo.

RECOMENDACIONES

- Los *softwares* utilizados para llevar a cabo este trabajo investigativo, es decir, ArcGIS 10.8 y ENVI 5.3 son programas que requieren altos rendimientos en los computadores para poder realizar los procesamientos de manera eficiente. Por lo tanto, se recomienda emplear un equipo con las mejores características posibles para así evitar inconvenientes con la calidad de los productos y el retraso en el tiempo estipulado dentro del cronograma en cuestión.
- Es recomendable que el investigador interesado en realizar estudios a través de sensores remotos, entienda y tome en consideración que el manejo de los diversos *softwares* involucrados requiere de tiempo adicional, el cual debe reflejarse en el cronograma que se establezca.
- Se recomienda utilizar los sensores remotos antes de realizar un trabajo de geología de superficie, como un método indirecto que permita conocer diversos aspectos como: contactos litológicos, red de drenajes, estructuras, vías de accesos, entre otros, y así tener una visión anticipada de lo que se encontrará en campo. Sin embargo, el sensoramiento remoto también puede utilizarse luego de un levantamiento geológico como herramienta para actualizar, refinar y modernizar los datos obtenidos de manera directa.
- Gracias a su mayor resolución espacial; las imágenes de radar son recomendadas para realizar estudios geológicos enfocados en aspectos estructurales, pues, estas permiten identificar notablemente sistemas de fallas, plegamientos y de más estructuras presentes. mientras que, las imágenes multiespectrales de satélites como LANDSAT 8 y ASTER se recomiendan para determinar las características litológicas, ya que son más amplias en cuanto a cantidad de bandas y posibles combinaciones.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aponte, E. (2008). *Petrogénesis de la Suite TTG del Complejo Supamo*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología, Caracas, Venezuela.

Camacho, A. Varga, C. Rojas, F. Castillo, S y Arguello, H. (2015). *Aplicaciones y retos del sensado remoto hiperespectral en la geología colombiana*. Revista Facultad de Ingeniería. Universidad Industrial de Santander, Colombia.

Chuvieco, E. (1996). *Fundamentos de Teledetección espacial*. (3a ed.). Ediciones RIALP, S.A. Madrid.

Campbell, A. (2019). *Introduction to Electromagnetic Spectrum*. NASA. Obtenido de: [Introduction to Electromagnetic Spectrum | NASA](#).

De Pedraza, J. (2015). *Domo granítico y crestas de Las Cabrerías Altas*. Instituto Geológico y Minero de España. Obtenido de: [IELIG - CI101: Domo granítico y crestas de Las Cabrerías Altas \(igme.es\)](#).

Estanga, Y. Menéndez, A. (1972). *Proyecto inventario de recursos naturales*. Gerencia de Proyectos Especiales. C.V.G. Técnica Mineral C.A. Caracas, Venezuela.

Espejo, A. (1974). Geología de la región El Manteco-Guri, estado Bolívar, Venezuela. Conf. Geol. Inter-Guayanas IX, Ciudad Guayana, Venezuela, mayo 1972, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 6, 207-248.

Flores, J. (2013). *Texto en el que se explica qué es el campo magnético y cómo se relaciona con la corriente eléctrica, además de sus propiedades*. Instituto de Física, Universidad Autónoma de México. Obtenido de: [El campo magnético \(unam.mx\)](#).

Gamboa, L., (1986). *Procesos metodológicos para la interpretación de los mapas topográficos*. [Trabajo especial de grado]. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Humanidades y educación. 197p.

González De Juana, C. (1983). Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Tomo I. 1ª edición. FONINVES, Caracas, Venezuela.

Grande, S. (2001). GUÍA DE PETROLOGÍA (3122). *TEMA 4.* (03p). Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

Grande, S. (2001). GUÍA DE PETROLOGÍA (3122). *TEMA 7.* (17p). Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

Grande, S. (2021). PETROLOGÍA (3122). *TEMA 12.* Departamento de Geología Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

Hernández, J. & Montaner, D. (2009). Patrones de respuesta espectral. *Tecnologías Geoespaciales: Experiencias Aplicadas al Estudio y Gestión del Territorio.* Carlos Mena (Ed.) ISBN, 978-956. Recuperado de: Cap. Final U. Chile EDICIÓN I (uchile.cl).

Hernández, M. (2011). *Actualización de la geología de superficie en la sierra de perijá mediante la utilización de imágenes satelitales.* [Tesis de maestría]. Universidad Simón Bolívar.

Hildebrand, R. Buchwaldt, R & Bowring, S. (2013). *On the allochthonous nature of auriferous greenstones Guayana shield, Venezuela.* Universidad de California. Departamento de Geología. California, USA.

Hubson Institute of Mineralogy. (2022). Mindat.org. *Alaskite.* Obtenido en: Alaskite: Mineral information, data and localities. (mindat.org).

Labrador, M. (2012). *Satélites de teledetección para la gestión del territorio.* (09p). Recuperado de: http://media.wix.com/ugd/1c299f_61722d445ea4b03dd776be74bb6f1513.pdf.

López, K. (1999). “*Aplicación de sensores remotos en el estudio de áreas propicias para la prospección de agua subterráneas en la zona occidental de Loja*”. Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil, Ecuador.

Mendoza, V. Marquez, H. Pettit, P y Brojanigo, A. (2005). *Historia geológica del escudo de Guayana, Venezuela, y sus recursos minerales: evolución de supercontinentes, tectónica de placas y plumas de calor del manto.* Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Departamento de Geología, Caracas, Venezuela.

Menéndez. (1968). Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana venezolana Bol. Geol, Caracas, 2 49372093806.

Menéndez. (1972). Geología de la región de Guasipati. Guayana venezolana. Cong. Geol. Venez. IV, Cara-cits, noviembre 1969, Memoria, Bal. Geol, Caracas, Publ. Esp. 5, IV: 2001-2016.

Molina, F. (2021). *Actualización de la cartografía geológica de la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000, Estado Falcon.* [Tesis de grado, Universidad Central de Venezuela]. Repositorio Institucional de la Universidad Central de Venezuela. Recuperado de: <http://hdl.handle.net/10872/21859>.

Moreno y Mendoza. (1975-b). Petroquímica de rocas graníticas del Alto Supamo, Guayana venezolana. Con/. Geol. Inserguayanas X, Belem, Pard, Brasil, noviembre 1975, Memoria: 430-452.

Olmata, M. A. (1968). Determinación de edades radio-métricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el método K/Ar. Bol. Geol., Caracas, 10 (19): 339-344.

Pérez, D. (2007). *Introducción a los Sensores Remotos, Aplicaciones en Geología.*

Tejado, J. (2014). *Análisis de la extracción y transformación de granitos como actividad norm. Diseño de protocolo.* (25p). Universidad de Extremadura. Obtenido de: [Análisis de la extracción y transformación de granitos como actividad NORM. Diseño de protocolo \(unex.es\)](#).

USGS. (2004). *Exfoliating domes of granite on Ryan Mountain.* Obtenido de: [Exfoliating domes of granite on Ryan Mountain | U.S. Geological Survey \(usgs.gov\)](#).