UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

GEOMOROFOLOGIA DE LOS SISTEMAS PALUSTRES DE LA SUBCUENCA ALTA DE RIO CHAMA. SAN RAFAEL DE MUCUCHIES – LLANO DEL HATICO: IMPLICACIONES SEDIMENTARIAS Y PALEOGEOGRAFICAS.

www.bdigital.ula.ve

Trabajo Final de Grado para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Autor:
Jesús Emilio Sánchez

Tutor Académico:
Prof. Omar A. Guerrero

Mérida, Marzo 2015

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

INTRODUCCIÓN

LA Cordillera Andina de Mérida es una prolongación topográfica de dirección SW-NE, que se inicia al este de Los Andes colombianos, esta última pertenece a la principal cadena Los Andes, que se extiende a lo largo de toda la costa pacífica de Sur América. Los Andes de Mérida se inicia su ascenso durante el Mioceno, probablemente relacionada con las etapas tempranas de colisión del Arco de Panamá contra el oeste de Sur América **(Audemard & Audemard, 2002)**, varios modelos se han propuesto para explicar la principal estructura de Los Andes de Mérida **(Giegenganck & Grauch, 1976)**; **(Bellizia, et al.,1976)**; **(Pindell, et al., 1998)**, los cuales se orientan en definir a los Andes de Mérida como una cadena esencialmente simétrica a un eje principal (falla transcurrente), con ambos lados limitados por fallas inversas, responsables del crecimiento vertical de la cadena. En consecuencia, Los Andes de Mérida parecerían a una estructura en flor positiva. Entre los modelos asimétricos **(Audemard & Audemard, 2002)** indican que la principal estructuración de Los Andes de Mèrida, resulta a partir de un acuñamiento arraigado a escala cortical con vergencia noroeste sobre el tope de una corteza despegada con buzamiento suave noroeste. En cualquiera de los casos, el principal accidente tectónico de Los Andes venezolanos es la Falla de Boconó, la cual es de tipo rumbo deslizante dextral, que según **(Audemard & Audemard, 2002)**, es de tendencia NW-SE y corre ligeramente oblicua al eje de la cadena de Los Andes de Mérida, su extremo Este culmina en la Serranía de La Costa Caribeña del norte de Venezuela, en el Oeste extendiéndose por casi 500Km entre la depresión del Táchira, en el límite entre Colombia y Venezuela y Morón en la costa Caribeña de Venezuela.

En el área de estudio, la falla de Boconó corta, tanto el basamento Precámbrico (¿?) como sedimentos del Plio-Pleistocenos, conformado por un complejo sistema de morrenas que caen de manera perpendicular al curso del río Chama, es frecuentemente asociada a lagos y glaciares desarrollados en altitudes superiores a los 2.600 msnm., los depósitos de la última glaciación del

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

pleistoceno, conocida como Glaciación Mérida **(Schubert, 1980)**, son bastante abundantes en la parte central de la falla de Boconó. Tanto los procesos tectónicos que dieron forma a la cordillera de Mérida y los procesos glaciares, donde se encuentran emplazada el área de estudio, permiten la existencia de un complejo de lagunas tectono-glaciares, que finalmente se colmatan y colapsan, debido a la carga de sedimentos a la que se ven sometidos, evolucionando desde lagunas hasta turberas. Ésta evolución en los procesos sedimentarios se ve fuertemente influenciada y marcada por los cambios climáticos, ocurridos entre los períodos glaciares e interglaciares durante los últimos 10.000 años, así como por mecanismos relacionados con los movimientos sísmicos generados por el sistema de fallas de Boconó.

Durante el Pleistoceno, la mayoría de los valles en los Andes venezolanos, localizados por encima de los 3.000 msnm., fueron afectados por la glaciación Mérida. Evidencias de esta glaciación han sido reportadas por diferentes investigadores en la Sierra Nevada de Santo Domingo, Sierra Nevada de Mérida y las Serranías de la Culata **(Bezada, 1990); (Schubert, 1980); (Guerrero, 1994)**. Dentro de esta glaciación se han postulado dos estadios: un estadio antiguo que alcanzó elevaciones entre 2.600 y 3.000 msnm y un estadio joven localizado entre 3.500 y 3.600 msnm. Del estadio temprano sólo se han reconocido algunos remanentes de morrenas erosionadas, principalmente en el valle del río Santo Domingo; el estadio más reciente se caracteriza por la presencia de morrenas bien preservadas **(Mahany, et al., 1996**); **(Schubert, 1980)**. En investigaciones más recientes, realizadas en la cuenca alta del río Santo Domingo, se han reportado evidencias de una posible glaciación Pre – Mérida **(Mahany, et al., 2000)**. Éstas se relacionan con la presencia de paleosuelos, till endurecido muy meteorizado, dataciones radiocarbónicas y luminiscencia ópticamente estimulada (O.S.L.). En muchas de las regiones o valles señalados, posterior al retiro de los glaciares, se produjo un relleno o depósito detrítico como consecuencia de la fusión del hielo, dando origen a la formación de sedimentos postglaciales de tipo

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

fluvioglacial, glaciodeltáico y glaciolacustrino, como es el caso del sector de Llano del Hatico.

En el presente proyecto de trabajo especial de grado, se aborda el estudio de la formación de los sistemas palustres-lacustres inactivas que existen en la sección alta del río Chama, especialmente en la quebrada SaiSay, donde se localiza el sector Llano del Hatico, el cual es extrapolable a todos los depósitos palustres inactivos existentes en la zona de páramo andino, en especial a los existentes en la morrena Zerpa **(Carrillo, 2012)**, desde el punto de vista geomorfológico y sedimentario con fines de conocer a partir de su análisis, el origen y génesis de estas formaciones de paisajes que corresponde ambientalmente con el sistema periglacial existentes en todos los Andes de Venezuela. El trabajo se estructura en capítulos que comprenden aspectos como generalidades sobre los sistemas palustres y lacustres proglaciales, evaluación del aspecto climatológico de las zonas periglaciares, distribución de las geoformas constructivas y destructivas dominantes, reseña de los aspectos geológicos regionales, análisis sedimentológico y mineralógico de los depósitos palustres proglaciales, estudios de procedencias sedimentarias.

Con esta finalidad se desarrolló una metodología que consistió, en primer lugar, ubicar y reconocer las lagunas inactivas de este sector de la cuenca alta del río Chama, mediante el uso de sensores remotos, así mismo realizar la morfometría de la cuenca hidrográfica de la quebrada SaiSay, como también el reconocer las estructuras geológicas mayores y menores para determinar así la influencia del control estructural. Posterior al análisis de los productos de sensores remotos, se analizaron muestras de sedimentos de los depósitos palustres, más importantes de la microcuenca, obteniendo datos de morfología de granos, distribuciones granulométricas, contenidos de humedad, resistividades eléctricas aparentes.

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Capitulo I

Generalidades

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

CAPITULO I
GENERALIDADES

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Se plantea un estudio geomorfológico y sedimentario de los sistemas palustres y lacustres de antiguos humedales, los cuales representan elementos de interés relacionado con cambios climáticos, así como posibles efectos relacionados con detonantes sísmicos, los cuales por diversas causas pudieron haber afectado estas acumulaciones de agua, transformando a estos lugares en humedales colmatados e inactivos. El análisis geomorfológico y sedimentario de estos ambientes es de vital importancia, ya que éstos pueden determinar las causas de pérdida progresiva de los sistemas lacustres y palustres en estas zona del paramo andino. Por otro lado, la distribución de sedimentos en estos ambientes, permite comprender la génesis y posible evolución paleoambiental, además, conocer la distribución de los materiales sedimentarios que conforman estos ambientes y ecosistemas frágiles, y con ello, se podrán generar metodologías apropiadas para el aprovechamiento y preservación de los mismos.

www.bdigital.ula.ve

2. JUSTIFICACIÓN E IMPORTANCIA

Este proyecto de investigación es el inicio de una línea de investigación sobre los sistemas ambientales de paramo alto andino, que involucran las zonas de glaciares y periglaciares con ambientes sedimentarios palustres-lacustres, escasamente conocidos en el mundo, en la cual intervienen controles geomorfológicos y sedimentarios, que permiten según la estacionalidad interanual, desarrollar ambientes contrastantes, como son los ambientes de periglaciares y los depósitos eólicos, fluviales y aluvionales. Esta dinámica sedimentaria se debe a que las condiciones climáticas, tectónicas y la disponibilidad de sedimentos clásticos, coinciden en tiempo y espacio y permiten formar paisajes muy complejos desde el punto de vista

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

geomorfológico, puesto que los parámetros morfogéneticos y morfodinámicos se contraponen a los procesos y productos de la morfología de la cuenca hidrográfica existentes en esta localidad de los Andes Venezolanos. Por tal motivo, un aspecto esencial en la interpretación de la morfogénesis y morfodinámica de esta localidad está estrechamente relacionada con la explicación de los elementos de las facies sedimentarias, como son: granulometría, morfología de grano, naturaleza y tipos de minerales pesados, estructuras sedimentarias y distribución espacial de los depósitos geomorfológicos. De esta forma la investigación se centra en determinar procedencia de sedimentos, argumentar con elementos de las facies sedimentarias y la morfogénesis de estos depósitos sedimentarios, para aportar información sobre la paleogeografía de estas acumulaciones sedimentarias.

www.bdigital.ula.ve

3. OBJETIVOS

Objetivo General:

Realizar un estudio geomorfológico y sedimentario de los sistemas palustre-lacustre periglaciar en la microcuenca de La Quebrada El Hoyo – Llano del Hatico, así obteniendo el origen y la morfogénesis de los depósitos.

Objetivos Específicos:

1. Realizar una fotointerpretación geomorfológica de la microcuenca de La Quebrada El Hoyo, identificando la red de drenaje y los depósitos sedimentarios periglaciares.
2. Determinar los diferentes ambientes y subambientes sedimentarios. Estableciendo la cartografía geomorfológica de las unidades presentes.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

3. Realizar un estudio sedimentario y mineralógico de los depósitos sedimentarios. Obteniendo la génesis de los sedimentos y su procedencia.
4. Proponer modelo sedimentario y paleogeográfico que explique la evolución de los ambientes y sub-ambientes lacustre-palustres proglaciares.

4. ALCANCES Y LIMITACIONES

Este proyecto forma parte de los estudios de sistemas de depósito de los páramos altoandinos, que se llevan a cabo en todo el Continente Suramericano y tiene como propósito aportar información sobre el origen geológico-sedimentario de esta sistemas palustres-lacustres, los cuales formaban parte de los antiguos humedales y quedaron abandonados por la pérdida de su configuración geométrica, exceso de aporte de sedimentos, tectónica local y/o cambio climático, las cuales han producido en la comunidad científica importantes controversias, en cuanto a su origen y evolución paleogeográficos **(Carrillo, 2010)**, de igual manera difundir a nivel nacional e internacional el valor escénico-paisajístico y científico de estas formaciones geológico-sedimentarias únicas en el mundo. Las limitaciones que presenta este tipo de investigación son los escasos de datos climatológicos y geológicos de subsuelo, así como el difícil acceso a la zona en tiempo de lluvias, debido a la falta de vialidad.

5. ANTECEDENTES

La región de los altos andes centrales de Mérida, está enteramente construida por terrenos cristalinos metamórficos, que van desde los micaesquistos, gneises, anfibolitas, granitos, que conforman las rocas del Complejo Iglesias **(González de Juana, et al., 1980; Mavo y Payares, 2013)**. Durante el

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Pleistoceno la mayoría de los valles en los Andes venezolanos, ubicados por encima de los 3.000 msnm., fueron afectados por la glaciación Mérida **(Schubert, 1972)**. Evidencias de está glaciación han sido reportadas por diferentes investigadores en la Sierra Nevada de Santo Domingo, Sierra Nevada de Mérida y las Serranías de la Culata y Trujillo, **(Bezada, 1990; Schubert, 1980; Mahany, et al., 2007a; Bezada, et al., 2007)**. Dentro de ésta glaciación se han postulado dos estadios: un estadio antiguo que alcanzó elevaciones entre 2.600 y 3.000 msnm., y un estadio joven localizado entre las cotas 3.500 y 3.600 msnm. Del estadio temprano, sólo se han reconocido algunos remanentes de morrenas erosionadas, principalmente en el valle del río Santo Domingo; el estadio más reciente se caracteriza por la presencia de morrenas bien preservadas. Asociadas a estas evidencias de acumulación, también se mencionan diferentes formas de erosión glacial. En investigaciones más recientes **(Carrillo, 2010)**, realizadas en la cuenca alta del río Santo Domingo, se han reportado evidencias de una posible glaciación Pre – Mérida. Esta se relacionan con la presencia de paleosuelos, "till" endurecido muy meteorizado. En muchas de las regiones o valles señalados, posterior al retiro de los glaciares, se produjo un relleno de detríticos como consecuencia de la fusión del hielo, dando origen a la formación de sedimentos postglaciales de tipos; fluvioglacial, glaciodeltáico y glaciolacustrino **(González y Bezada, 2006)**.

De la Sierra Nevada de Mérida, descendieron importantes lenguas glaciares, que en la época glaciar "Riss" se extendieron en el valle del Chama, frente a Mucuchíes, tal es el caso de la quebrada Mocao y de las quebradas aguas arriba (Incluyendo: Mixteque, Michurao y El SaiSay), sus morrenas llegan hasta la ribera derecha del actual río Chama, aguas debajo de Mucuchíes, alcanzando la cota 3.020 msnm **(Tricart, 1975)**. Según **Tricart (1975)**, la parte alta del valle del Chama, no ha sido prácticamente afectado por la erosión regresiva desde el cuaternario antiguo (Q4), las morrenas del Riss no están entalladas hasta su base, de esta manera, el nivel de base local no se ha profundizado por lo menos desde el interglaciar Mindel-Riss, y quizás aún,

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

desde tiempos más antiguos. Las alternancias de acumulación y de excavación, se debieron únicamente a alternancias climáticas, las deformaciones tectónicas no hicieron sino modificarlas en detalle. Sin embargo, estudios recientes demuestras que los procesos neotectonicos asociados a la zona de falla de Boconò han afectado estas localidades produciendo ciénagas de falla (lacustres-palustres), como es el caso de Laguna Mucubaji, El Hoyo, Michurao**, (Gonzalez y Bezada, 2007; Fonseca, et al, 2011)** y quizás, antiguos depósitos palustres como es el caso de Llano del Hatico. Aunque como consecuencia de las altitudes existentes en estas localidades, las manifestaciones de los períodos fríos del Cuaternario, han sido particularmente acentuadas. Toda la superficie estudiada, estuvo sometida procesos geomòrficos ya sean glaciares y/o periglaciares durante estos períodos **(Tricart, 1975)**.

www.bdigital.ula.ve

El límite de las acciones periglaciares “wurminenses” pudo ser, en efecto establecido alrededor de los 2.900 msnm **(Schubert, 1972)**. Ahora bien, sólo el fondo del valle del Chama, aguas debajo de Mucuchíes, se encuentra por debajo de esta cota. Estas condiciones climáticas da a las formaciones glaciares y periglaciares facies sedimentarias, como son: facies de erosión facilitada por la intensa fisuración de las rocas, los valles en U y numerosos circos glaciares. Los valles en U, presentan a menudo una fuerte pendiente longitudinal, lo que causa que los ambientes palustres-lacustres, estén circunscritos a los circos glaciares y sean de profundidad relativamente somera **(Tricart, 1975)**.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Capitulo II

Metodología

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

CAPITULO II
METODOLOGIA Y METODO

La metodología de esta investigación: es aplicada, puesto que persigue la atención y diligencia de los conocimientos adquiridos, depende de los resultados y avances de la misma. Según el nivel de conocimiento a obtener con la investigación es descriptivo, dado que mediante este tipo de investigación; se utiliza el método de análisis, se logra caracterizar el área de estudio, señalar sus propiedades, combinarlos con ciertos criterios de clasificación, ordenar, agrupar o sistematizar las áreas involucradas en el proceso indagatorio. Puede servir de base para investigaciones que requieran un mayor nivel de profundidad. Según la estrategia empleada se considera experimental de campo, referido a la clase de medios utilizados para la obtención de los datos.

www.bdigital.ula.ve

La estrategia permitió visitar el área de estudio, reconocer los rasgos geológicos – geomorfológicos, describir, identificar y analizar, las unidades de los depósitos sedimentarios, describir, inventariar y obtener muestras. Previo a esto se realizará la revisión del material bibliográfico, hemerográfico y cartográfico, se digitalizará y se actualizará la cartografía base. Además este estudio se complementa con la interpretación de imágenes tomadas por sensores remotos (fotografías aéreas e imágenes satelitales a escala disponible); todos estos elementos fueron utilizados para automatizar la cartografía de la zona a través de la elaboración de mapas temáticos: unidades de paisajes, unidades de terrenos geomorfológicos y litología superficial, pendiente de relieve, cobertura vegetal, intervención antropogènica.

La investigación se distribuye de las siguientes etapas. (Figura II.1), y tiene como base un método geológico de campo para el estudio de unidades geomorfológicas sedimentarias utilizadas en el Departamento de Geología General de la Universidad de Los Andes, las cuales se describen a continuación:

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

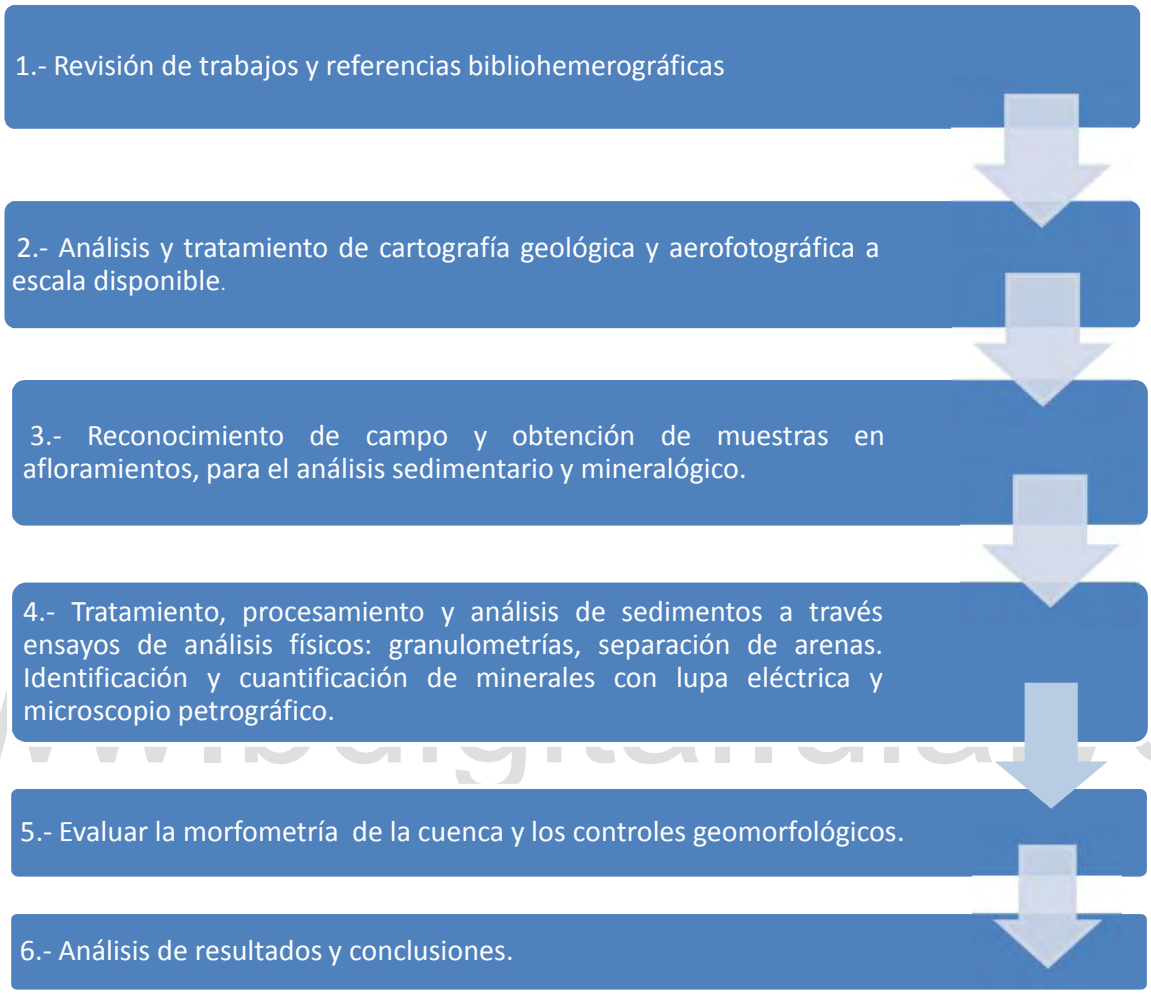


Figura II.1. Etapas de la investigación.

1. Revisión de trabajos y referencias bibliohemerográficas.

En esta investigación se llevo a cabo la revisión y comparación bibliográfica de los diferentes trabajos previos realizados en la zona de estudio y sus cercanías, así como información general y especifica, entre los que se encontraron informes técnicos, libros, publicaciones, revistas, trabajos de grados, recursos electrónicos, cartográficos, aerofotogrametricos (imágenes satelitales, fotografías aéreas, mapas topográficos y geológicos), etc; haciendo una selección y validación de la información de interés, en su mayoría ubicados en la Biblioteca integrada de Arquitectura, Ciencias e Ingenieria (BIACI), la

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Biblioteca de la escuela de Geografia, Biblioteca Gonzalo Rincón Gutiérrez y la web.

2. Análisis y tratamiento de cartografía geológica y aerofotográfica a escala disponible.

Esta etapa previa al trabajo de campo, para representar la geología glacial y postglacial del área de estudio, se utilizaron las hojas 6042 – III – NO de Mucuchies NO, 6042 – III – NE de Mucuchíes y 6042 – III – SE de Cerro El Morro del **M.O.P- Dirección de Cartografía Nacional (1974)**, a escala 1:25.000, estas hojas presentan las curvas de nivel principales cada 100m y secundarias a intervalos de 20m, muestra el relieve de la zona de estudio, hidrografía, vías de acceso y la toponimia, todos estos parámetros de interés para esta investigación (Figura II.2).

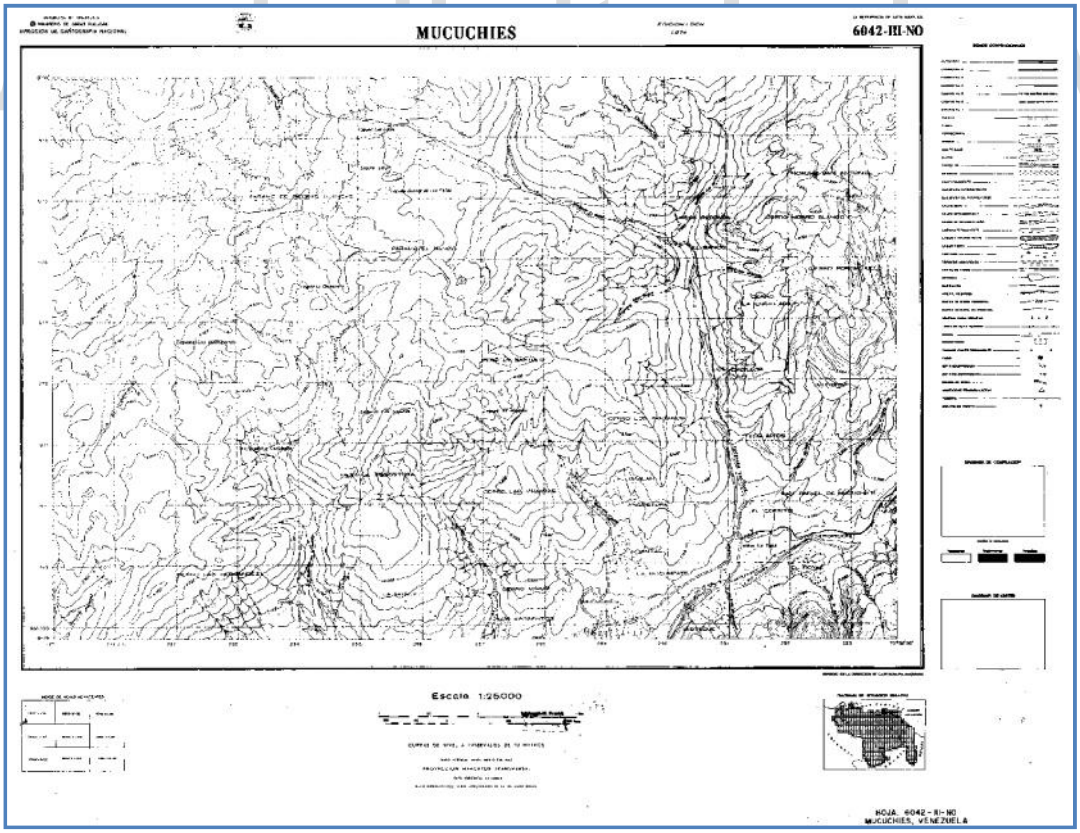


Figura II.2. Mapa Topográfico de Mucuchíes 6042 III-NO

Fuente: M.O.P- Dirección de Cartografía Nacional (1974)

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

También se utilizo un modelo digital del terreno (MDT) elaborado por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) con imágenes del radiómetro Japonés ASTER (imágenes tomadas desde 2000 hasta 2008) (Figura II.3).

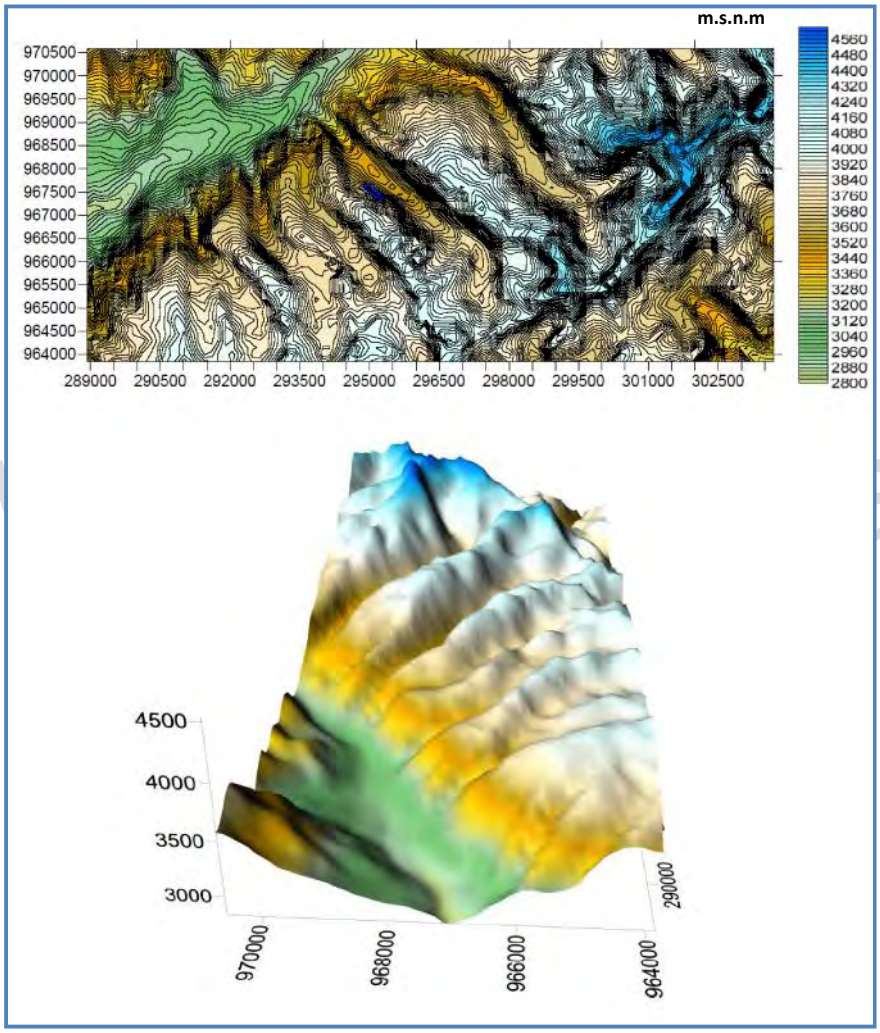


Figura II.3. Modelo Digital del Terreno (MDT) de la zona de estudio.
Fuente: Imagen Modificada de htpp://reverb.echo.nasa.gov/reverb

El material cartográfico-geologico utilizado en esta investigación corresponde al mapa geológico de La Sierra Nevada sur de Mucuchíes de **Grauch (1975)**, a escala 1:50.000, hoja 2 (Figura II.4) y el mapa geomorfológico glacial del

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

cuaternario de las cuencas de las Quebradas Mucuchache, SaiSay y Muchuruao, Sierra Nevada de Santo Domingo, a escala 1:25000, (Figura II.5).

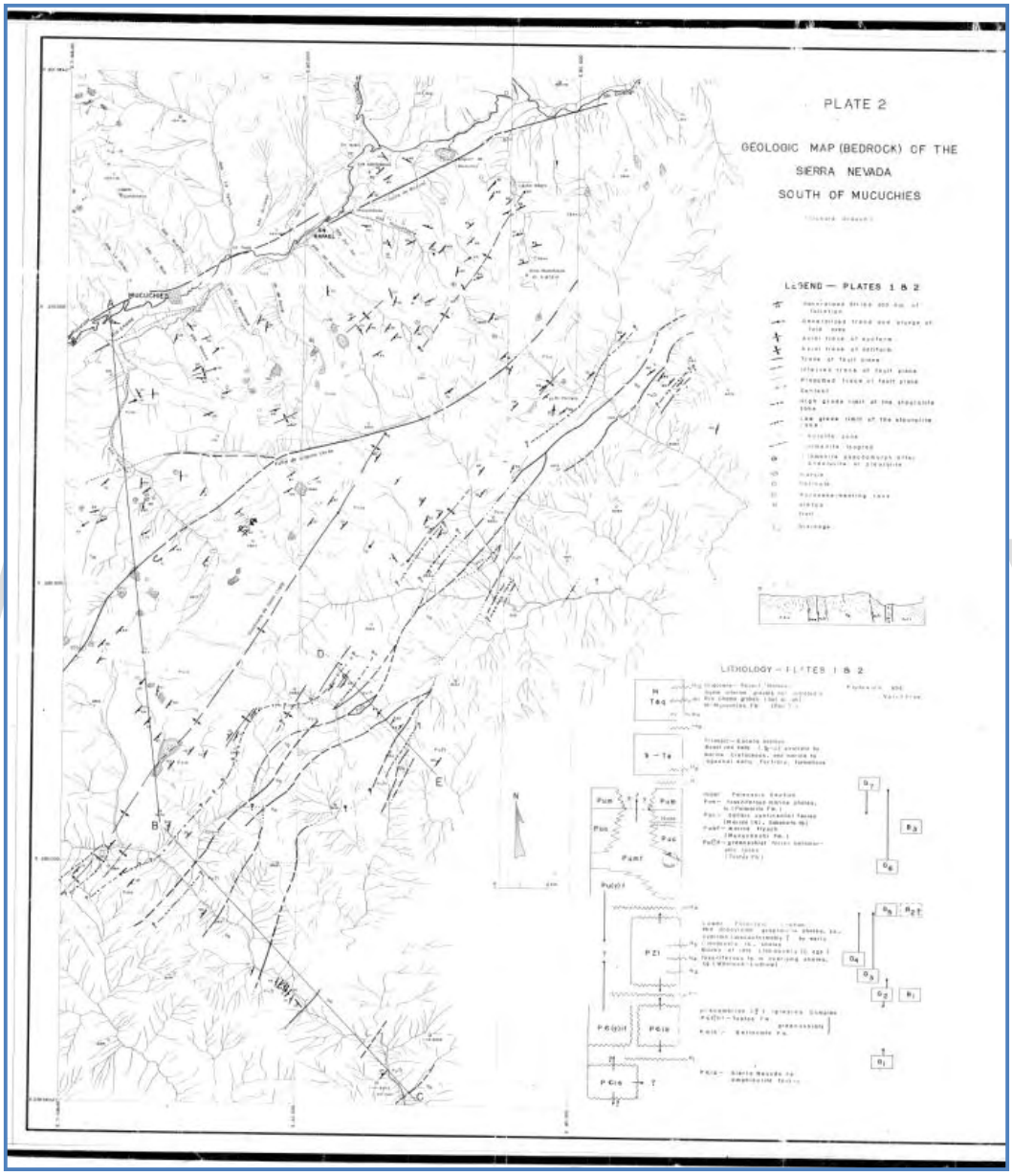


Figura II.4. Mapa Geológico de la Sierra Nevada sur de Mucuchíes.

Fuente: Grauch (1975)

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

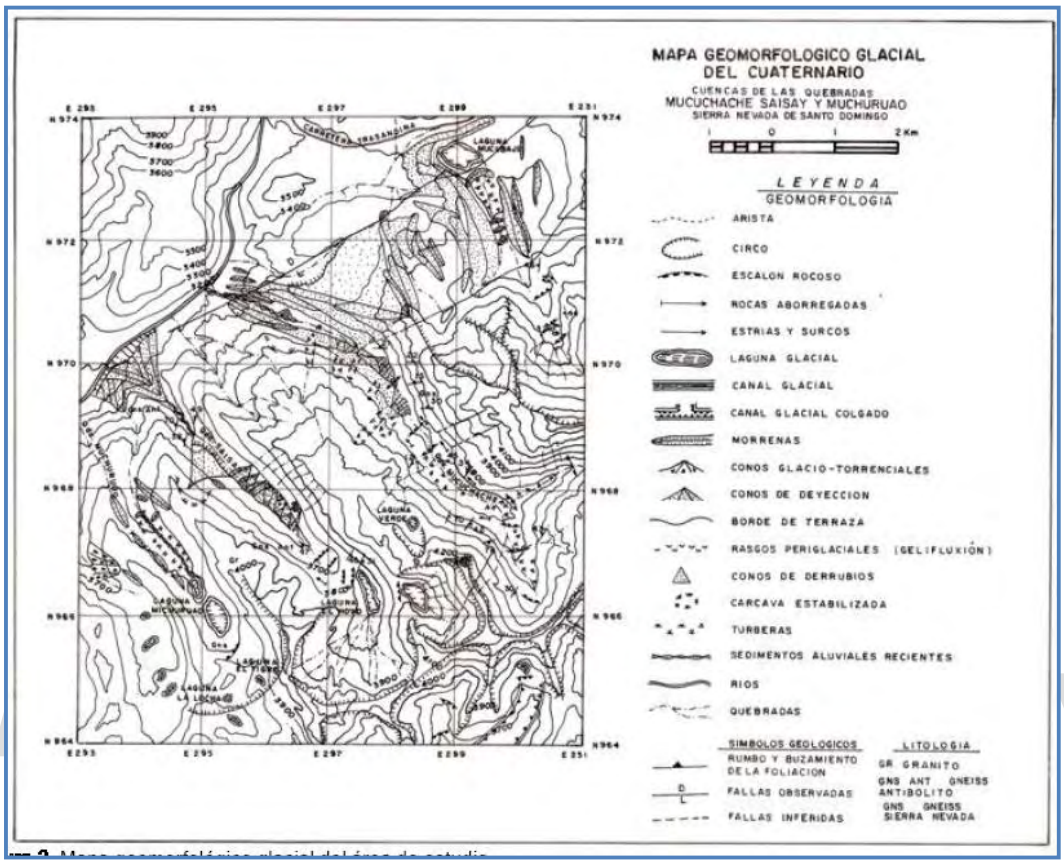


Figura II.5. Mapa geomorfológico glacial del cuaternario de las cuencas de las Quebradas Mucuchache, SaiSay y Muchuruao, Sierra Nevada de Santo Domingo.
Fuente: Gonzalez y Bezada (2006).

El material aereofotogrametrico consta de tres secuencias de fotos aéreas: misión A-34 (1952, 1:40000) fotografías 290A, 291A, 292A; misión 010448 (1972, 1: 10.000) fotografías 070, 072 y 075; misión 010455 (1973, 1: 20.000) fotografías de la 385 a la 388 (Figura II.6); de una imagen NASA de tipo DEM Raster (2001, resolución 30m) (Figura II.3); de una imagen Landsat de tipo imagen satelital Geotiff (2001, resolución 15/30 m).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

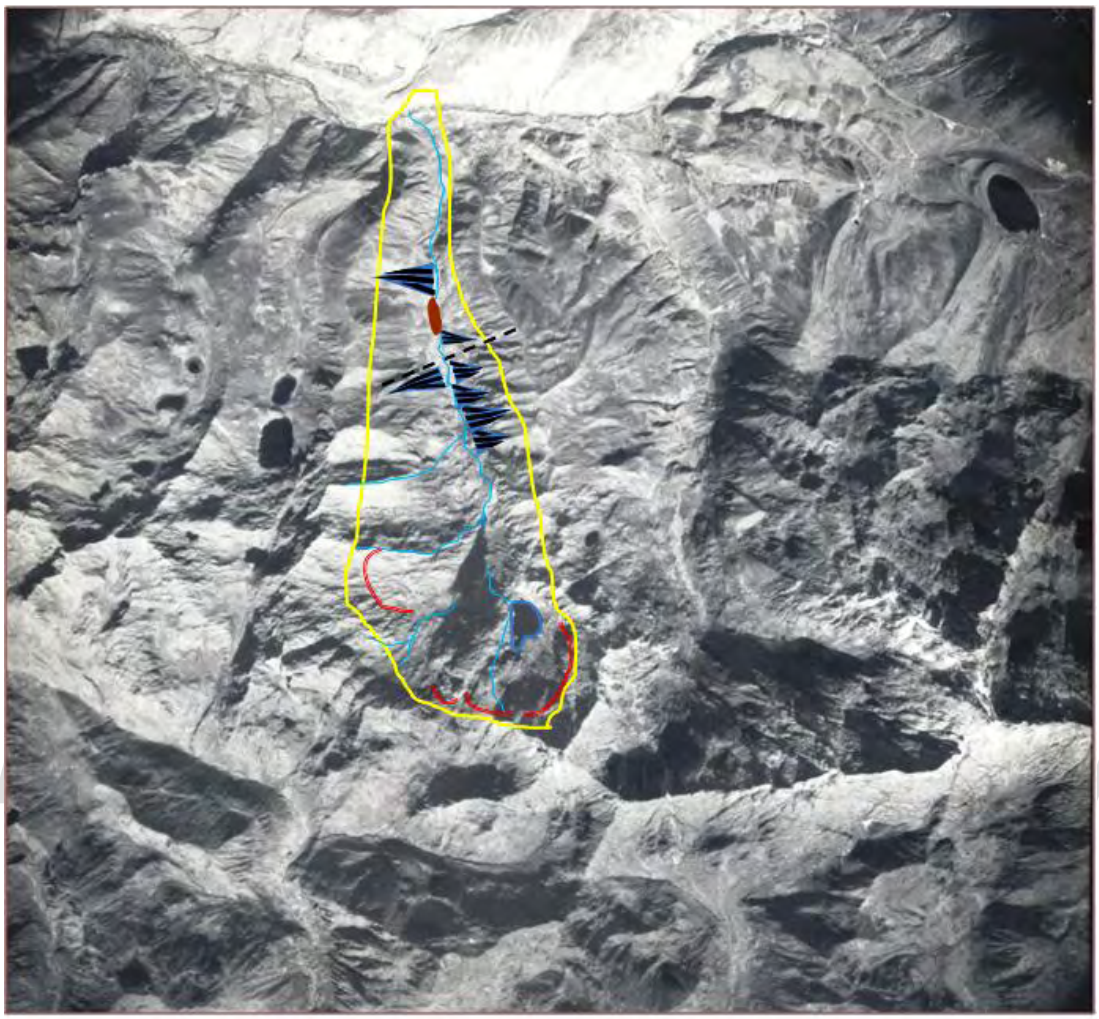


Figura II.6. Fotografía aérea de la misión A-34 correspondiente al área de estudio, escala: 1:40000, (en amarillo microcuenca de La Quebrada SaiSay).

Fuente: Modificado de **M.O.P- Dirección de Cartografía Nacional (1952)**

3.- Reconocimiento de campo y obtención de muestras en afloramientos, para el análisis sedimentario y mineralógico.

El proceso de recolección de información está sujeto al análisis implícito dentro de la geomorfología dinámica que incluye la valoración en el tiempo de los procesos geomórficos que afectan a la zona de estudio, el cual se desarrolla a través de la interpretación de vistas aerofotográficas o imágenes de satélite de diferentes años. El reconocimiento de morfologías permitirá la recolección de

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

muestras de campo (afloramientos de sedimentos), el cual se realizará en base a los diferentes medios sedimentarios fotointerpretados. El muestreo sistemático de estas unidades y el establecimiento de relaciones de facies sedimentarias entre los depósitos lacustres, palustres, aluviales y fluviales-deltaicos., así como el estudio de las unidades geológicas aflorantes localizadas en las zonas adyacentes al área de estudio, permitirá concluir con respecto a las fuentes de procedencia y permitirá proponer un modelo sedimentario y paleogeográfico de estas unidades de paisaje.

Se describieron de forma general siete (7) secciones estratigráficas representativas de los depósitos palustrinos preservados en el sector de Llano del Hatico, de acuerdo al sistema propuesto por **Brodzikowski y Van Loon (1987)** y clasificado según la nomenclatura de **Miall (1985)**, introduciéndole algunas modificaciones con el fin de adaptarlo al área de estudio. En este sistema se establece una jerarquización donde se utiliza una combinación de letras mayúsculas y minúsculas que determinan las facies y se establecen las asociaciones de facies, que permiten determinar elementos de arquitectura y ambientes y subambientes sedimentarios, los cuales se clasifican bajo el criterio de **Brodzikowski y Van Loon (1987).** La geología glacial del valle de la quebrada Saisay ha sido descrita previamente por **González y Bezada (2006),** y la misma consiste principalmente de formas de erosión glacial en su cuenca alta, además de pequeñas morrenas erosionadas de avance o retroceso glacial. Por otra parte, en su cuenca media y baja así como en sus vertientes se pueden observar depósitos de origen fluvioglacial, glaciodeltaicos, glaciolacustrinos, conos de deyección, gelifración y glaciotorrenciales.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

4.- Tratamiento, procesamiento y análisis de sedimentos a través de ensayos de análisis físicos: granulometrías, separación de arenas. Identificación y cuantificación de minerales con lupa eléctrica y microscopio petrográfico.

Los sedimentos fueron procesados por tamizado mecánico e hidrometría para separar las fracciones finas, de la siguiente manera:

Se procede al tamizado a través de equipo Modelo: CL-309. Tipo Rotat., Cada muestra después de abierta se divide en dos partes una para el tamizado y la otra para su respectivo análisis sedimentológico. Para este proceso se utilizó la siguiente secuencia de tamices:

Tabla II.1. Secuencia de tamices del modelo CL-39, tipo Rotat / Diámetros de los orificios.

www.bdigital.ula.ve

TAMIZ	Apertura (micrones)	Apertura (milimetros)
4	4750	4,75
10	2000	2
14	1400	1,4
25	710	0,71
30	600	0,6
35	500	0,5
60	250	0,25
70	212	0,212
80	180	0,18
100	150	0,15
120	125	0,125
140	106	0,106
200	75	0,075
230	63	0,063
Cacerola	0	0

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Luego de armar la torre de tamices en la secuencia antes descrita, se procede a ingresar esta torre a la máquina de tamizado para realizar el proceso por un tiempo de 10 minutos (Figura II.7).

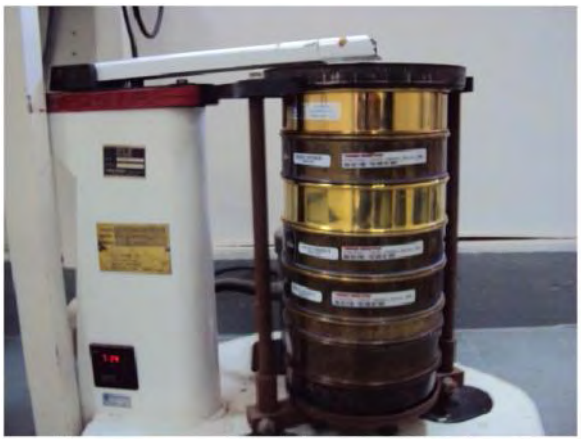


Figura II.7. Tamizador de muestras. Modelo: CL-309. Tipo Rotat.

www.bdigital.ula.ve

Luego de tamizada cada muestra se procede a pesar y separar la fracción de cada uno de los tamices. (Figura II.8). La fracción fina (cacerola) se procede a trabajarla a través de métodos hidrométrico (Boayoucos), con la finalidad de separar la fracción de tamaño inferior a 0,250 mm, (arena muy fina, limo y arcilla), el análisis hidrométrico se basa en la ley de Stoke, que relaciona la velocidad de partículas en el seno de un fluido y tamaño de esas partículas.

Figura II.8. Detalle de las muestras obtenidas por el proceso de tamizaje mecánico y balance de peso.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Se utiliza un agente dispersante o defloculante, ya que en suelos granulares finos en una suspensión, normalmente tiende a formar floculo por adhesión entre si, donde los agentes dispersantes neutralizan la suspensión evitando la floculación, el agente dispersante de uso más frecuente es el hexametafosfato (NaPO2), este procedimiento fue realizado en el laboratorio de Suelos de la Facultad de Ciencias Forestales de la Universidad de Los Andes.

4.1. Uso del software Gradistat v0.6

Es un software que se ejecuta dentro del paquete de hoja de cálculo Microsoft Excel y es extremadamente versátil, acepta datos de tamaño de sedimentos estándar y no estándar, permitiendo realizar un análisis estadístico de los mismos, esta herramienta es esencial para la clasificación de ambientes sedimentarios, obteniendo: media, moda y otras estadísticas que se calculan aritméticamente, geométricamente (en unidades métricas) y logarítmica (en unidades phi) usando el método de Folk y Ward (métodos gráficos) (Figura II.9).

www.bdigital.ula.ve

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: **hatico72** ANALYST & DATE: .
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted TEXTURAL GROUP: Gravelly Muddy Sand
SEDIMENT NAME: Fine Gravelly Very Coarse Silty Fine Sand

	µm	ϕ
MODE 1:	196,0	2,356
MODE 2:	90,50	3,487
MODE 3:	375,0	1,500
D_{10}:	56,23	-0,315
MEDIAN or D_{50}:	185,3	2,432
D_{90}:	1244,1	4,153
(D_{90} / D_{10}):	22,13	-13,180
(D_{90} - D_{10}):	1187,8	4,468
(D_{75} / D_{25}):	4,595	2,835
(D_{75} - D_{25}):	340,7	2,200

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

GRAVEL: 7,0%	COARSE SAND: 9,3%
SAND: 82,0%	MEDIUM SAND: 18,9%
MUD: 11,0%	FINE SAND: 25,6%
	V FINE SAND: 23,2%
V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 6,7%
COARSE GRAVEL: 0,0%	COARSE SILT: 4,3%
MEDIUM GRAVEL: 0,0%	MEDIUM SILT: 0,0%
FINE GRAVEL: 4,9%	FINE SILT: 0,0%
V FINE GRAVEL: 2,1%	V FINE SILT: 0,0%
V COARSE SAND: 5,0%	CLAY: 0,0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	µm	µm	ϕ	µm	ϕ	
MEAN ($\bar{X}$):	645,0	226,1	2,145	211,7	2,240	Fine Sand
SORTING (σ):	1360,9	3,512	1,812	3,549	1,827	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	3,468	0,790	-0,790	0,232	-0,232	Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	14,27	3,474	3,474	1,277	1,277	Leptokurtic

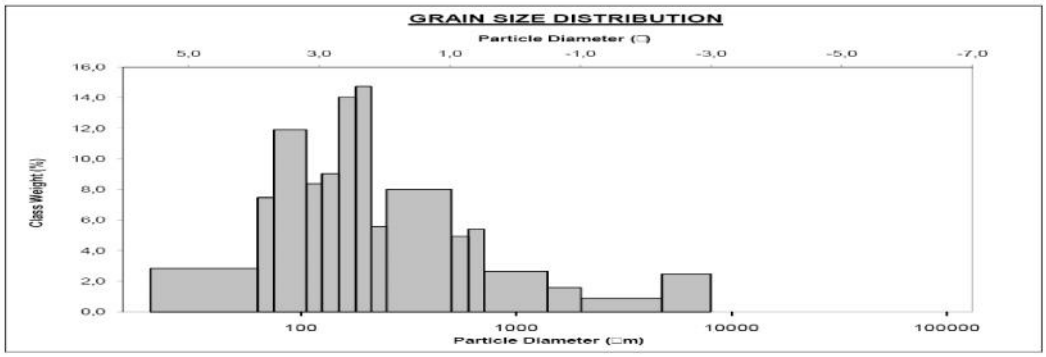


Figura II.9. Calculos estadísticos y gráficos Software Gradistat v.06, (desarrollado por Dr Simon J Blott, 2008).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

4.2. Análisis morfológico

El análisis morfológico de los clastos se realizo a muestras de los tamices 4(apertura 4,75 mm) y 10 (apertura 2 mm) para cada una de las secciones de Llano del Hatico (valor de los ejes a, b y c de la fracción gruesa), utilizando la escala de comparación visual para arenas propuesta por **Pettijohn, et al., (1973),** (Figura II.10). Está escala comparativa se aplicó también para el análisis de la fracción retenida en los tamiz 60 (apertura 0,25 mm) mediante la ayuda de la lupa petrográfica.

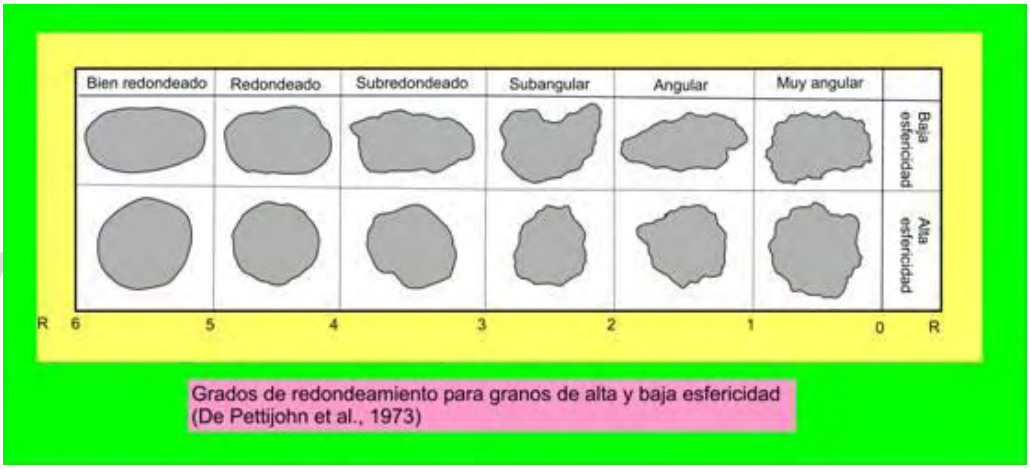


Figura II.10. Esfericidad y redondez, según Pettijonhn et al., (1973).

El análisis tridimensional de la forma de los clastos se realizó tomando como medio de comparación el diagrama de clases de formas de granos y la relación de esfericidad de **Zingg (1935)** modificadas por Krumbein **(1941, en Spalleti, 2007)** (Figura II.11). Igualmente se utilizaron los diagramas de clasificación morfométricos de clastos propuestos por Sneed y Folk (1958, en Scasso y Limarino, (1997). Parte de estos análisis fueron tabulados y representados en gráficos para su posterior análisis.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

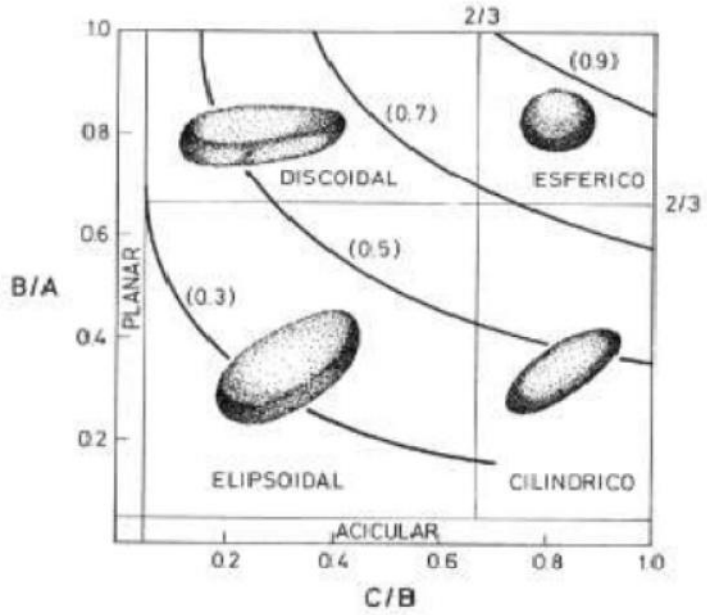


Figura II.11. Diagrama de clases de formas de granos y la relación de esfericidad de Zingg (1935) modificadas por Krumbein (1941, en Spalleti, 2007).

www.bdigital.ula.ve

5.- Evaluar la Morfometría de la cuenca y los controles geomorfológicos.

Los datos morfométricos de la microcuenca hidrográfica de la quebrada SaiSay fueron obtenidos de manera digital, luego de vectorizar en un sistema de información geográfico las curvas de nivel y drenajes del área de estudio, a partir de los mapas topográficos de Mucuchies.

Para determinar las variables morfometricas y las formulas empleadas para sus cálculos nos vamos a basar en la metodología propuesta por Ruiz (2001). Para calcular los índices morfometricos se deben llevar a cabo los siguientes pasos:

- Divisoria de Aguas. Está formada generalmente por la máxima altura y es llamada así, porque divide las aguas de precipitación en dos; dirigiéndola hacia una u otra red de drenaje (Ruiz 2001). Generalmente para el trazado de la divisoria de cuencas se debe contar con un mapa que contenga las curvas de nivel bien definidas, en donde la línea

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

divisoria corta ortogonalmente a las curvas de nivel, si estás van aumentando de altitud, la divisoria corta a las curvas en las parte convexa, si por el contrarío la altitud va en descenso, la divisoria corta las curvas en la parte cóncava (Ruiz, 2001).

- Área (A): El área es la superficie comprendida dentro de la divisoria de aguas hasta un punto de una corriente, se determina sobre mapas topográficos hechos a escalas convenientes y se expresa en Km2 o Ha.(Ruiz 2001). El cálculo del área se realizó de manera digital usando las herramientas del sistema de información geográfico.

- El perímetro (P): El perímetro es la longitud del límite exterior de la cuenca y depende de la superficie y la forma de la cuenca (Strahler 1974)

- Longitud de la cuenca (L): Según Llamas (1993 en Ruiz 2001), es la longitud de una línea recta con dirección “paralela” al cauce principal.

- Ancho (W): El ancho se define como la relación entre el área (A) y la longitud de la cuenca (L) y se designa con la letra W.

- Gradiente y forma del relieve de la cuenca: Se refiere a la magnitud de la dimensión vertical del paisaje que conforma una cuenca hidrográfica. En definitiva, este parámetro condiciona la velocidad de la escorrentía y constituye medidas para la interpretación de la intensidad del proceso de erosión y de transporte (Carrero y Valero, 1991).

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- Altura máxima de la cuenca (H): Se considera como la cota más elevada dentro de la microcuenca. Para obtener está curva de nivel se procede mediante métodos de interpolación a determinar la curva de nivel de mayor altitud dentro del límite de cuenca.

- Altura mínima de la cuenca (h): Corresponde con la cota más baja dentro de la microcuenca hidrográfica.

- Altura mediana (Hmd): Para el cálculo de la altura mediana de la microcuenca se siguió la metodología expuesta por Ruiz (2001) la cual sugiere los siguientes pasos:

www.bdigital.ula.ve

1. Se procede a seleccionar curvas de nivel a intervalo de cada 200 m.

2. Se mide el área parcial de cada intervalo expresándolas en porcentajes y luego como área acumulada en porcentaje.

3. Posteriormente, se construye un gráfico bidimensional representando en el eje x el área acumulada (%), y en el eje y la altura (m.s.n.m).

4. Luego, se estima la altura mediana, la cual se obtiene proyectando el valor del 50% del área acumulada sobre la gráfica obtenida, para posteriormente por este punto trazar una línea paralela al eje x hasta que corte el eje y, este punto indica el valor de altura mediana (Hmd).

- La curva hipsométrica (ch): La curva hipsométrica sugerida por Langbein (1947, en Llamas, 1993), proporciona una información sintetizada sobre la altitud de la cuenca, que representa gráficamente la distribución de la

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

cuenca vertiente por tramos de altura. Dicha curva presenta, en ordenadas, las distintas cotas de altura de la cuenca, y en abscisas la superficie de la cuenca que se halla por encima de dichas cotas, bien en km2 o en tanto por cien (%) de la superficie total de la cuenca. Para la construcción de la curva hipsométrica se tomó como referencia la metodología expuesta por Ruiz (2001), en la cual se toman los mismos intervalos de 200 m entre curvas de nivel y los valores de área acumulada calculada en los parámetros anteriores y se siguen los siguientes pasos:

1. Se calculan los coeficientes de altura relativa dividiendo los valores de los límites superiores de cada intervalo entre la altura máxima de la cuenca, como también se calcula los coeficientes de área relativa dividiendo el área acumulada en cada intervalo entre el área total de la cuenca.

2. Posteriormente con estos coeficientes se construyó un gráfico bidimensional representando en el eje x el área relativa y en el eje y la altura relativa. De esta curva se puede extraer la relación hipsométrica (Rh = Ss/Si), donde, Ss y Si son, respectivamente, las áreas sobre y bajo la curva hipsométrica. Según Strahler (1974), la importancia de esta relación reside en que es un indicador del estado de equilibrio dinámico de la cuenca. Así, cuando Rh = 1, se trata de una cuenca en equilibrio morfológico.

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- Forma de la cuenca. Llamas (1993) sugiere que la forma de la cuenca es la configuración geométrica de la cuenca, tal como está proyectada sobre el plano horizontal.

- Factor Forma: Al observar una cuenca rectangular que tenga la misma área de una cuenca natural estudiada y cuyo largo sea la longitud axial de la cuenca natural y el ancho, el ancho promedio de la cuenca en estudio, se obtiene un factor de proporción que establece la relación que existe entre el ancho promedio y la longitud axial, a esto se le denomina factor forma (Ruiz 2001).

La relación establecida es la siguiente:

www.bdigital.ula.ve

Ff=a/Lax . (Ec. Nº1)

En donde:

Ff: factor forma de la cuenca en estudio.

a: Ancho promedio de la cuenca.

Lax: longitud axial: es la máxima longitud existente entre las desembocaduras o los puntos de interés y la parte más remota de la cuenca.

Así también:

a=A/Lax (Ec. Nº 2)

A: área de la cuenca.

Sustituyendo tenemos:

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Ff=A/(Lax)^2 (Ec. Nº 3)

- Análisis del factor Forma: indica la tendencia de la cuenca con respecto a las crecientes, pues, en una cuenca con factor forma bajo es menos probable que ocurra una lluvia intensa simultáneamente en toda su extensión (Ruiz, 2001). El valor de factor forma obtenido con la fórmula mencionada en el apartado anterior permite clasificar las cuencas en:

  Alargadas: Ff <0,4

  Intermedias: 0,4>Ff >0,7

  Redondeadas: Ff> 0,7

www.bdigital.ula.ve

- Índice o Coeficiente de Compactibilidad: Es la relación de perímetro de la cuenca con respecto al perímetro de un círculo de igual área, analíticamente:

Kc= Ph/Pc (Ec. Nº 4)

Kc: Coeficiente de Compactibilidad.

Ph: Perímetro de la cuenca.

Pc: Perímetro de un circulo de área igual a la cuenca.

Se conoce que el perímetro del círculo viene dado por:

Pc= π x D (Ec. Nº 5), en donde D = diámetro

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Así mismo, el área de un círculo es igual a:

A= (π x D^2)/4 (Ec. Nº 6)

Despejando el diámetro tenemos:

D= √(4A/π)(Ec. Nº 7)

Sustituyendo tenemos:

Pc= π√(4A/π) (Ec. Nº 8)

Sustituyendo en la anterior tenemos:

Kc=Ph/(π√(4A/π))=Ph/((2π/√π) √A)=0,28 Ph/√A (Ec. Nº 9)

www.bdigital.ula.ve

- Análisis del Coeficiente de Compactibilidad: Este coeficiente abstracto y dependiente de la forma, tiene un valor mínimo igual a la unidad para una cuenca circular. Mientras mayor sea su valor, mayor será la irregularidad de la cuenca y su desviación de la forma circular.

- Razón de Alargamiento: Se define como la razón entre el diámetro de un círculo de igual área que la cuenca y la longitud axial de la cuenca, analíticamente sería:

Ra=D/Lax (Ec. Nº 10)

Así mismo se conoce el área del círculo que tenga igual superficie que la cuenca estudiada (A), viene dada por la expresión Nº8; siendo D igual a la expresión anterior y sustituyendo se tiene:

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Ra= √(4A/π)/Lax=(1.13 √A)/(Lax@) (Ec. Nº 11)

- Extensión de la red de drenaje: Según Llamas (1993), la red de drenaje, es decir, el arreglo de los canales que conducen las corrientes de agua dentro de la cuenca, está integrada por un río principal (colector principal) y una serie de tributarios cuyas ramificaciones se extienden hacia las partes más altas de la cuenca. La red de drenaje se describe muy bien mediante los parámetros que se explican a continuación:

- Longitud de la corriente principal (Lcp): La longitud de la corriente principal de una quebrada o río es la distancia entre la desembocadura y la naciente (Ruiz, 2001), cuyo cálculo se realiza directamente sobre el mapa digitalizado.

www.bdigital.ula.ve

- Longitud total de las corrientes (Ct): La longitud total de la corriente es la sumatoria de las longitudes de las corrientes que conforman la red de drenaje (Ruiz, 2001). Para calcular este valor se debe tener la longitud total de cada uno de los órdenes que conforma la red de drenaje.

- Densidad de drenaje (Dd): (Horton 1945, en Llamas, 1993) quien define la densidad de drenaje de una cuenca como el cociente entre la longitud total de los canales de flujo pertenecientes a su red de drenaje y la superficie de la cuenca.

- Coeficiente de mantenimiento del canal (Cmc): Propuesto por Ruiz (2001) define este parámetro como el inverso de la densidad de drenaje,

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

dividiendo la superficie de la cuenca entre la longitud de total de los cursos.

- Orden y magnitud de la red de drenaje: El análisis cuantitativo de redes hidrográficas se basa en el método de (Horton 1945, en Llamas, 1993) de clasificación de la red de canales, basado en el sistema de Gravelius. Las redes de drenaje pueden ser modeladas o representadas como árboles, los cuales están conformados por un conjunto de nodos conectados unos a otros por segmentos de recta de manera que cada nodo tiene sólo una ruta hacia la salida. Los nodos que se conectan a un sólo segmento son llamados fuentes y los que conectan a más de uno son llamados uniones (Strahler, 1974).

www.bdigital.ula.ve

Además, los segmentos que se conectan a una fuente y a una unión se les denominan tramos exteriores o externos y a aquellos que se conectan a dos uniones se les denomina tramos interiores o internos. Se considera que la cuenca tiene una única salida o punto de desagüe; los puntos en los que se unen dos segmentos de canal son los nodos internos. Los nodos externos son aquellos a partir de los cuales se origina un segmento de canal, es decir, la cabecera de todos los tributarios de la cuenca Strahler (Op. cit).

Según Strahler (Op. cit) una corriente puede tener uno o más segmentos. Un canal es una unión arbitraria de segmentos (canal principal). Dicho autor ordena las corrientes de acuerdo los siguientes criterios:

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

1. Los segmentos que se originan en un nodo externo son definidos como tramos de primer orden. Los segmentos que están unidos a una fuente (los que no tienen tributarios), son definidos como de primer orden.

2. Cuando dos segmentos del mismo orden, i, se unen en un nodo interior dan lugar a un segmento de orden superior, i+1, aguas abajo. Cuando se unen dos corrientes de orden ω crean una corriente de orden ω+1.

3. Cuando se unen dos tramos de distinto orden en un nodo interior dan lugar a un tramo que conserva el mayor de los órdenes. Cuando se unen dos tramos de distinto orden, el orden del segmento resultante es el máximo orden de los segmentos que la preceden. Cuando a una corriente se le une otra de menor orden, la primera continua y conserva su número de orden.

www.bdigital.ula.ve

4. El orden de la cuenca, ω, es el de la corriente de mayor orden.

5. Posteriormente se procede a determinar la distribución del número de segmentos de cada orden (orden de las corrientes) que existe en la cuenca, el orden de un segmento es designado con la letra (U).

6. Se procede a determinar el número de segmentos de un orden dado, el cual se denota con (Nu).

7. Se procede a calcular la relación de bifurcación (Rb) que se determina por la proporción existente entre el número de segmentos de un orden dado y los de orden inmediato superior.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- Relación de bifurcación: Se considera que una variación en las relaciones de bifurcación existente entre los cauces de un orden a otro, se interpreta como el efecto de los controles climáticos, sedimentológicos (litológicos) y estructurales (tectónicos) sobre la cuenca, es decir que una cuenca hidrográfica con clima, litología y estado de desarrollo uniformes, la relación de bifurcación tiende a permanecer constante de un orden al siguiente (Strahler 1974).

- Relación de longitud: Según Strahler (1974), es la relación que existe entre la longitud media de los segmentos de un orden dado y la longitud media de los segmentos del orden inmediato anterior.

www.bdigital.ula.ve

6. Análisis de resultados y conclusiones.

Para esta última fase de la investigación se procedió a integrar y analizar los resultados obtenidos en todas las etapas anteriores para así llegar a las conclusiones propias de un trabajo de investigación

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Capitulo III
Geomorfologia

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

CAPITULO III
GEOMORFOLOGIA

1. GEOMORFOLOGIA DE LA MICROCUENCA SAISAY

La microcuenca hidrográfica Saisay, corresponde con un conjunto de arroyos permanentes y semipermanentes, que forman parte de la ladera izquierda de la subcuenca alta del río Chama, en la población de San Rafael de Mucuchíes, afectadas por fallamiento local y regional correspondientes a la zona de falla de Boconó **(Giegengack, R., & Grauch, R. I., 1975.)**, que afecta la roca formando alineamientos y orientación de los canales fluviales y lagunas de naturaleza tectono-glaciales, dentro de las que podemos mencionar a las lagunas de El Hoyo y La Mucuy, las cuales son actualmente humedales de espejo de agua, mientras que en el sector Llano El Hatico, se conocen evidencias de una antigua laguna que fue afectada por fenómenos sismo-tectónicos que produjeron su pérdida total como almacenadora de agua (Figura III.1)

www.bdigital.ula.ve

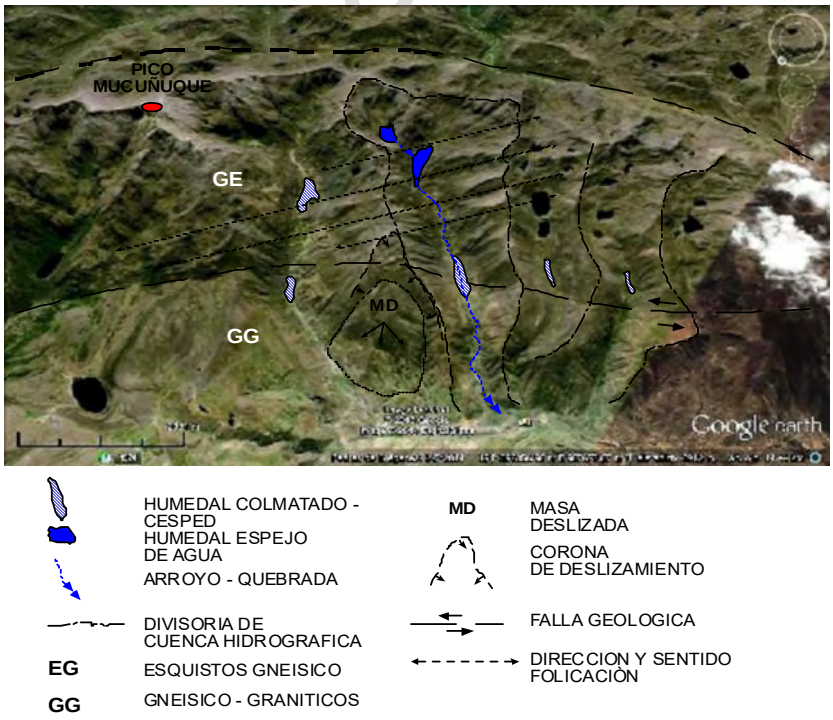


Figura III.1. Esquema geológico y ubicación de lagunas (humedales) en la microcuenca Saisay. Zona margen izquierda de la subcuenca alta del río Chama.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

El patrón de foliación de la roca es N35º-40ºE preferencial, afectada por fallas geológicas rumbo deslizante dextrales de componente normal que limitan los cuerpos de esquitos gnéisico que ocupan la parte superior de la cuenca de afloramientos de esquistos gnéisicos graníticos que representan la parte inferior de la cuenca, los cuales definen relieves con pendientes más bajas (25% y menores) (Figura III.2).

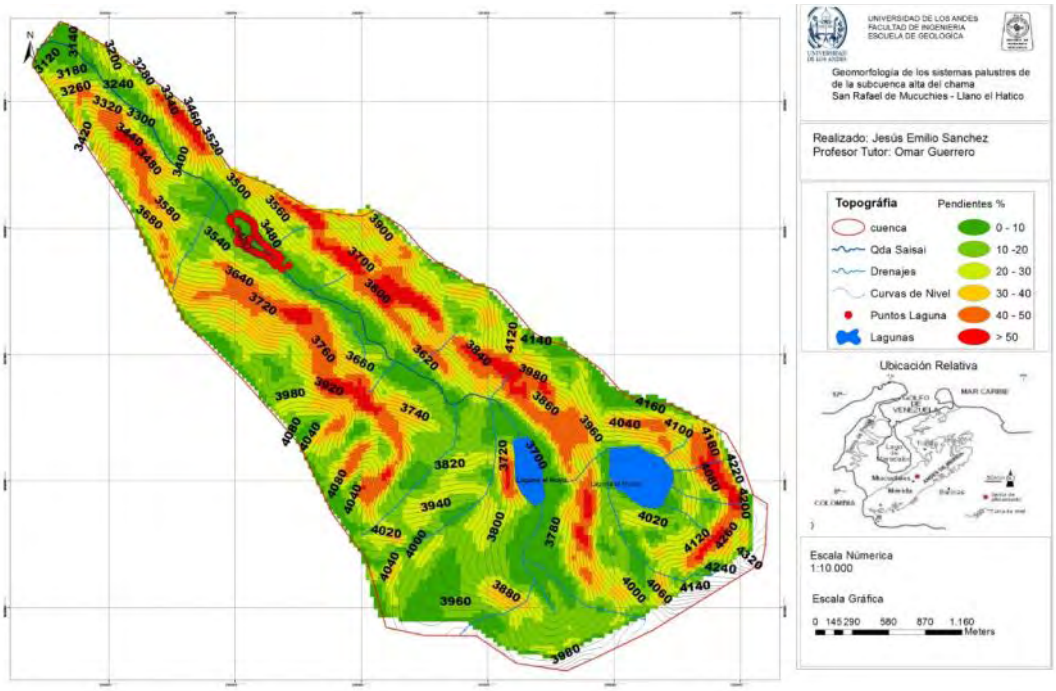


Figura III.2. Mapa de pendientes de la microcuenca Saisay.

La geología glacial del valle de la Quebrada Saisay ha sido descrita previamente por **González y Bezada (2006)**, y la misma consiste principalmente de formas de erosión glacial en su cuenca alta, además de pequeñas morrenas erosionadas de avance o retroceso glacial. Por otra parte, en su cuenca media y baja así como en sus vertientes se pueden observar depósitos de origen fluvioglacial, glaciodeltaicos, glaciolacustrinos, conos de deyección, gelifración y glaciotorrenciales.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

1.1. Morfometria de la microcuenca SaiSay:

La microcuenca de Saisay es una cuenca hidrográfica muy pequeña, con una superficie de 11 Km2 (Tabla 2), siendo el perímetro de la misma de 17 Km, lo cual permite definir una geometría de cuenca de tipo ligeramente elongada. Los parámetros morfométricos definen una cuenca torrentosa con pendiente promedio de hasta un 49% (25,70º), la cual define un tiempo de concentración de las aguas de hasta 0,92 min, la cual se considera un valor elevado, debido a los lechos menores y mayores de escurrimiento.

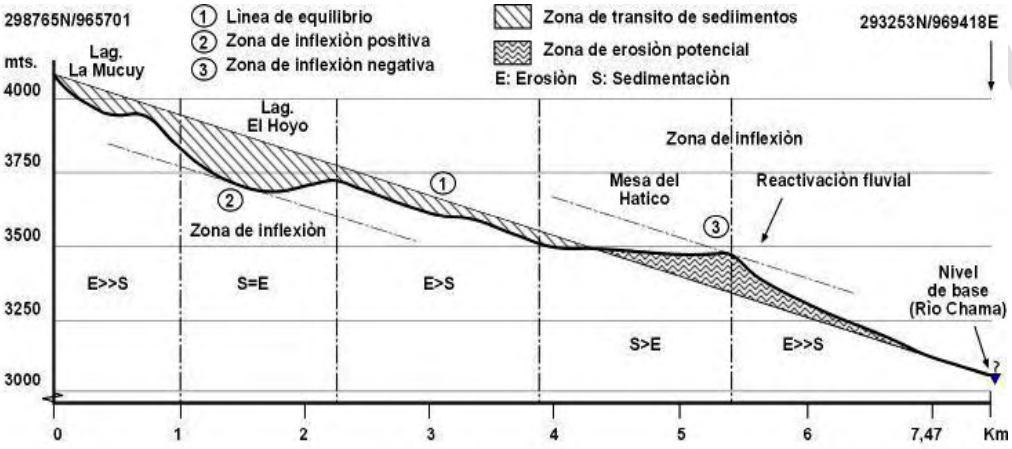
Tabla 2. Datos morfométricos principales de la microcuenca Saisay.

Parámetro	Registro	Unidad	Descripción
CLVRGN	1.00		Cuenca hidrográfica
A_KM2	11.00	Km2	Superficie de cuenca (Muy pequeña)
P_KM	17.00	Km	Perímetro de la cuenca
EM_M	3450.00	msnm	Elevación media
PM_G	25.70	°	Pendiente media (grados)
PM_P	49.00	%	Pendiente media (porcentaje)
KC	1.84		Coeficiente de compacidad (Gravelius)
RCI	0.29		Relación circular
RH	1.09		Relación hipsométrica
LC_KM	12.23	Km	Longitud del eje del río principal
LA_KM	7.50	Km	Longitud directa del río principal
SH	1.26		Coeficiente de sinuosidad hidráulico
EMX_M	3100.00	msnm	Altitud inicial
EMN_M	3450.00	msnm	Altitud media
SC_P	22.28	°	Pendiente promedio del río principal
TC_KIRPICH	0.92	min	Tiempo de concentración Kirpich
TC_CHPW_H	0.93	min	Tiempo de concentración de California Highways and Public Works
Rf	0.20		Índice de forma (Horton)
Re	0.93		Relación de elongación

Estos datos morfométricos definen un perfil de equilibrio fluvial (Figura III.3), que representa un conjunto de zonas deprimidas y de reactivación fluvial, productos de la mezcla de procesos y controles climáticos, estructurales y litológicos, como se describen a continuación:

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

En cuanto al control estructural, podemos señalar que la microcuenca presenta zonas de fallamiento con direcciones de rumbo paralelas y oblicuas a los planos de foliación, permiten la formación de depresiones (ciénagas de fallas) a lo largo del colector principal, forman zonas propicias para la acumulación de humedales tipo espejos de agua como son las lagunas El Hoyo y La Mucuy (Figura III.4), de igual manera los procesos erosivos domina los sedimentarios, sin embargo a la altitud de 3500 msnm, se pueden reconocer zona de inflexión positivas, ocasionadas por efectos de levantamiento de bloques geológicos, los cuales permiten la reactivación del sistema fluvial a lo largo del tramo inferior de la microcuenca Saisay, ocasionando una reactivación de la erosión de sus laderas y la acumulación de importantes depósitos de abanicos de derrubios y abanicos coluvio-fluviales.



PENDIENTE	16% (9,2°)	28% (14,5°)	17,2% (9,6°)	11,3% (6,4°)	4,2% (2,4°)	20% (11,2°)	17,6% (9,9°)	13,9% (7,9°)
LITOLOGIA	COMPLEJO IGLESIAS: DOMINIO ESQUISTOS GNEISICOS				COMPLEJO IGLESIAS: DOMINIO ESQUISTOS GNEISICOS - GRANITOS			
CLIMA	SEMIARIDO FRIO DE MONTAÑA TROPICAL - CON SEIS MESES SECOS Y SEIS HUMEDOS. SUBHUMEDO - MESOTERMICO (PREC. MEDIA: 641 mm/ TEMP MEDIA: 11,3 °C) - HELADAS EN MESES SECOS							
MORFO-GENESIS	ZONA CON DOMINIO DE MORFOGENESIS PERIGLACIAL: MORRENAS-CIRCO GLACIALES. LAGUNAS TECTONO-GLACIAL Y ABANICOS DE DERRUBIOS - GELIFRACTOS				ZONA CON DOMINIO DE MORFOGENESIS FLUVIAL - COLUVIAL: ABANICOS DE DERRUBIOS, DEPOSITOS FLUVIALES Y MORRENAS, DESPRENDIMIENTOS DE BLOQUES Y DESLIZAMIENTOS DE MASA DE SUELO			
HUMEDAL	HUMEDALES DE ESPEJO DE AGUA, TIPO I: LAGUNAS EL HOYO Y LA MUCUY				HUMEDALES DE QUEBRADAS (SAY-SAY) Y HUMEDALES TIPO SEMICOLMATADOS - CESPED (TIPO III) Y COLMATADOS (TIPO IV)			

Figura III.3. Perfil de equilibrio fluvial de la microcuenca Saisay, donde se muestra la interpretación de los controles geomorfológicos dominantes.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

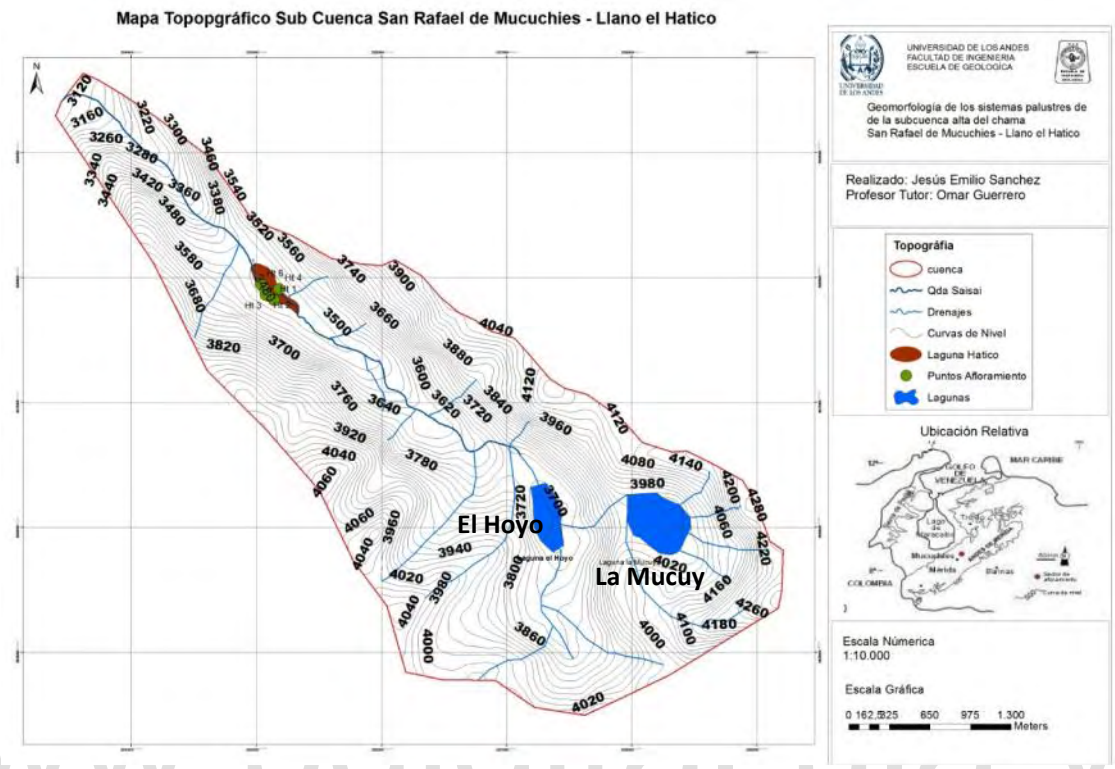


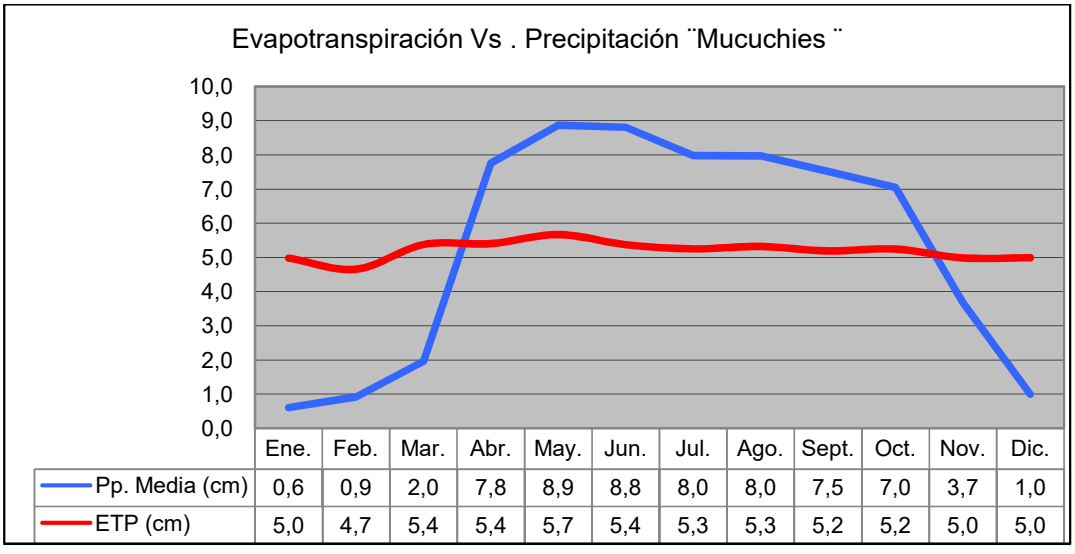
Figura III.4. Mapa ubicación de Humedales, lagunas El Hoyo y La Mucuy.

El control estructural permite la morfodinámica en la microcuenca, ya que los contenidos litológicos y el clima son bastantes homogéneos. La tectónica afecta sustancialmente las variaciones de las pendientes a los largo de la microcuenca permitiendo disminuciones sustanciales de las mismas, en la parte media del fondo del valle fluvial de 4,2% hasta un 49%. Este mecanismo permite mantener un alto porcentaje de sedimentos en tránsito en la zona alta y media de la microcuenca y un tiempo de transito muy bajo en la zona baja de la misma, por tal motivo la tasa de sedimentación y reposo de sedimentos en la parte superiores es mayor y la energía potencial de sedimentos se incrementa sustancialmente, permitiendo elevar la colmatación de los sedimentos y la pérdida de retención de los mismos, siendo un tiempo de concentración estimada de los fluidos de aproximadamente 0,92 min., para un diferencial de 1200 m de altura y una longitud de colector 12,23 Km.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

La litología aflorante en la microcuenca corresponde al dominio de esquistos gnéisicos e intrusiones graníticas, que conforman el Complejo Iglesias (Neo-Proterozoico), sometidos a climas semiáridos fríos de montaña tropical (Figura III.5), en condiciones subhúmedas de micro a mesotérmico, con heladas durante los meses secos, esto permite la acumulación de mantos meteorizados por disgregación de rocas (gelifracción). Esta condición climática permite la formación de dos paisajes geomorfológicos bien característicos; En las cotas 3700 msnm y superiores, se reconocen dominios con morfogénesis periglacial, con geoformas de circos glaciales, lagunas tectono-glacial activas con formación de humedales de espejo de agua (tipo I) y abundantes abanicos de derrubios de gelifractos. Mientras que, en las cotas 3700msnm e inferiores, se reconocen dominios de Geoformas con morfogénesis coluvio-fluvial, canales rectos con barras longitudinales, abanicos de coluviones, morrenas laterales, y deslizamientos de terrenos – derrumbes. La presencia de sistemas palustres es muy escaso, solo se reconocen humedales de palustres tipo III y IV (colmatados con sedimentos gravo-arenosos).

www.bdigital.ula.ve



	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Pp. Media (cm)	0,6	0,9	2,0	7,8	8,9	8,8	8,0	8,0	7,5	7,0	3,7	1,0
ETP (cm)	5,0	4,7	5,4	5,4	5,7	5,4	5,3	5,3	5,2	5,2	5,0	5,0

Figura III.5. Climograma de la estación climatológica de Mucuchíes. Estado Mérida. Nótese los la distribución casi simétrica de periodos secos y húmedos con altos valores de evapotranspiración (ETP).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

En cuanto a los rasgos geomorfológico dominantes podemos reconocer tres grandes geoformas: zonas con geoformas de erosión glacial; zona con geoformas de depósitos glaciales y zona con geoformas de depósitos post-glacial (Figura III.6).

1.2. Formas de erosión glacial

Las formas más prominentes de erosión glacial se localizan en la cuenca alta de la quebrada Saisay en alturas que oscilan entre 3.600 y 4.500 msnm (Figura III.6). Estos rasgos erosiónales están representados por circos compuestos de paredes abruptas y en el fondo de los mismos se encuentran lagunas originadas durante la deglaciación (**González, O., 1995)**. Asociados a estos circos se observan otras formas menores de erosión como picachos, aristas, rocas dentadas y agujas. Del mismo modo, en la cuenca media se observa el valle glacial en forma de U, y sobre el lecho rocoso es frecuente observar la presencia de surcos y acanaladuras, estrías, rocas fracturadas, escalones rocosos, rocas aborregadas y en forma de lomo de ballena.

www.bdigital.ula.ve

1.3. Depósitos glaciales

Dominante en la zona de fondo de valle de la quebrada Saisay, se caracteriza por ser un valle glacial donde no existen depósitos glaciales importantes, a pesar de encontrarse muy cerca de la región de Mucubají – Mesa del Caballo – Mucuchaché, donde se observan arcos morrénicos bien preservados que pertenecen al estadio tardío de la Glaciación Mérida **(Schubert, C., Rinaldi, M., 1987)**. La formación y preservación de morrenas en los Andes venezolanos se ha atribuido a tres factores: el abrigo topográfico, la orientación de las vertientes al sol y la mayor o menor pendiente del perfil longitudinal del desplazamiento del glaciar **(Bezada, M., 1990; González, O., 1995)**. De los factores señalados el último parece ser el más importante, debido a que este valle presenta cambios abruptos en su pendiente longitudinal lo que pudo haber causado un desmantelamiento rápido del glaciar y, como consecuencia

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

de esto, no se formaron morrenas laterales o terminales prominentes. No obstante, otros investigadores sugieren que probablemente este valle estuvo cubierto por una gran capa de hielo, la cual alcanzó las porciones más elevadas de las vertientes montañosas, razón por la cual no existía una alimentación supraglacial de sedimentos para la formación de morrenas **(Bezada, M., 1990; Clapperton, C. M., 1996)** *(*Figura III.6).

Los únicos depósitos glaciales que se presentan en el área se relacionan con pequeños remanentes de morrenas neoglaciales que se localizan a una altura aproximada de 3.651 m snm. El origen de estas morrenas, ha sido relacionado con pequeños avances y retrocesos glaciares producidos durante depresiones climáticas holocénicas **(Mahany, et al., 1996; Royo y Gómez, J., 1959)**. Las morrenas están constituidas por clastos de gneis y esquisto, embutidos dentro de una matriz arenosa de color gris. Los clastos muy angulosos y facetados se presentan ligeramente meteorizados. De acuerdo a los criterios de **Brodzikowski y Van Loon (1991)**, este depósito podría corresponder con un till de ablación cuyo origen se relaciona con mecanismos o procesos asociados a la fusión del hielo en un ambiente glacial continental **(González y Bezada, 2006)**.

www.bdigital.ula.ve

1.4. Depósitos postglaciales

Luego del retiro del glaciar Saisay en la transición Pleistoceno – Holoceno se inició un proceso de relleno del valle longitudinal de la quebrada Saisay, especialmente en la subcuenca media donde se formó una planicie fluvioglaciárica (*outwash plain), (*Figura III.6); mientras que en las vertientes y en la cuenca baja, se acumularon conos de derrubios, de gelifracción y glaciotorrenciales. Los sedimentos postglaciales discutidos en este trabajo se relacionan con los depositados en la planicie fluvioglaciárica (Llano del Hatico), que tiene una extensión de 1,75 km, con una topografía relativamente plana. El proceso de acumulación estuvo condicionado por la formación de una antigua laguna, la cual se originó como consecuencia del represamiento de la quebrada

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Saisay producto de la depositación de un abanico aluvial, desarrollado en la margen izquierda de la quebrada el cual cerró el valle longitudinal. Posteriormente, en la parte distal del abanico aluvial, se produjo una zona de brecha de falla geológica, por donde el agua represada de la laguna comenzó a drenar hasta desaparecer completamente. Esto trajo como consecuencia, que los sedimentos quedaran expuestos y fueran sometidos a la erosión, observándose hoy en día la presencia de sedimentos de naturaleza; fluvioglaciales, glaciodeltáicos y glaciolacustrinos **(González, O., 1995)**. En los sedimentos glaciolacustrinos se obtuvo una edad por termoluminiscencia de 8.000 ± 500 años A.P. (Tartu University, Estonia), en **Gonzalez y Bezada, (2006)**, lo cual sugiere el posible retiro de los glaciares para esa época y el inicio del proceso de sedimentación. Ambientes similares a estos, han sido descritos en otras regiones del páramo andino **(Schubert y Vivas, 1993; Bezada, M., 1990; Mahaney, et al., 1996; Carrillo., 2012).**

www.bdigital.ula.ve

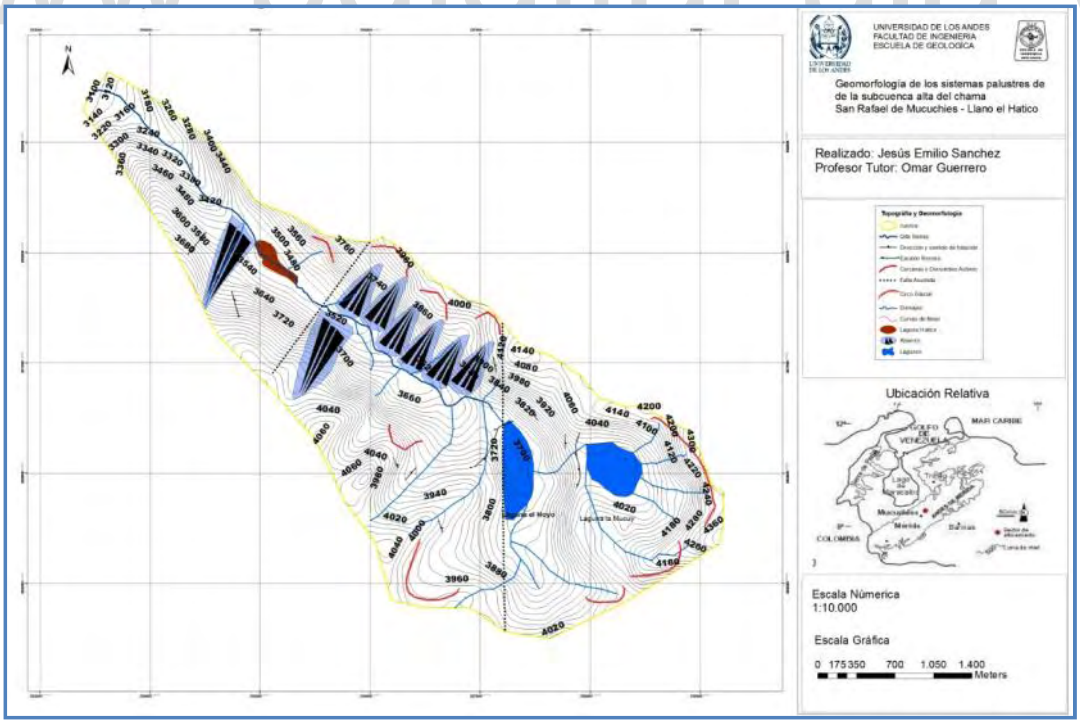


Figura III.6. Distribución de rasgos geomorfológicos mayores de la microcuenca de la Quebrada Saisay.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Capitulo IV

SEDIMENTOLOGIA- PALEOGEOGRAFIA

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

CAPITULO IV
SEDIMENTOLOGIA - PALEOGEOGRAFIA

1. SEDIMENTOLOGIA DE LOS DEPOSITOS DE LLANO DEL HATICO

Se realizo la descripción de siete (7) afloramientos (Figura IV.19) de la antigua secuencia sedimentaria en el sector de Llano del Hatico, denominados H1 hasta H7, distribuidos en dirección SE – NW, en la dirección del flujo actual de la quebrada Saisay, donde se pudieron reconocer las siguientes características:

- El afloramiento H1 (Figura IV.1), es uno de los afloramientos más representativo de toda la secuencia sedimentaria del antiguo sistema palustre proglacial de Llano del Hatico, donde podemos reconocer de base a tope, los siguientes elementos de arquitectura sedimentaria:

www.bdigital.ula.ve

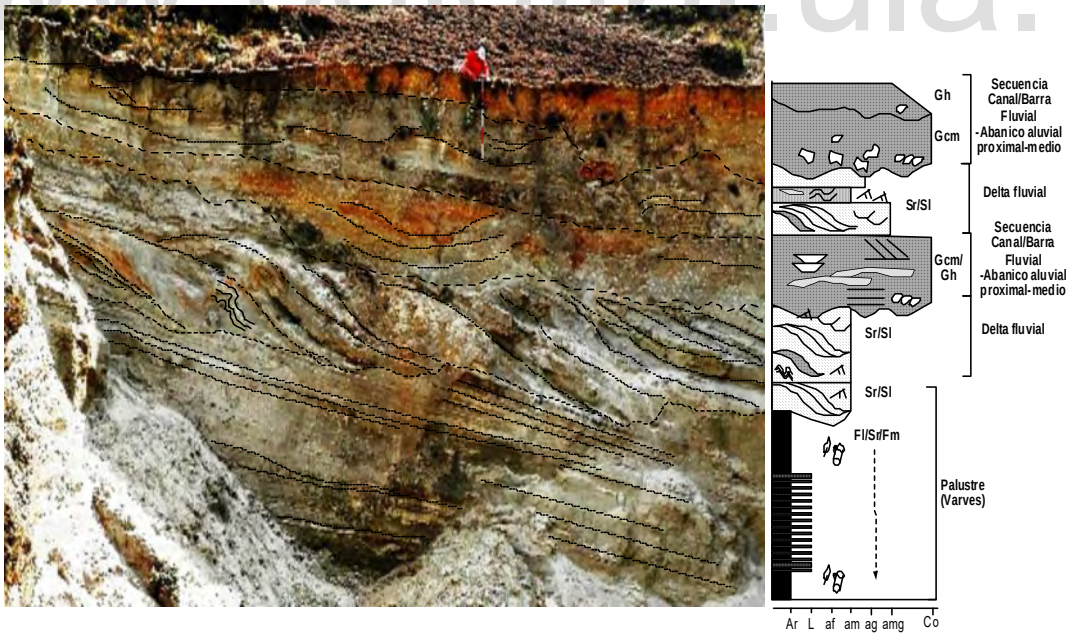


Figura IV.1. Perfil sedimentario característico de la secuencia sedimentaria palustrina, existente en la zona de Llano del Hatico. Donde se reconocen superposiciones de ambientes progracial-palustrino, deltas fluvioglaciales y abanicos aluvioglaciales.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

1) Alternancia rítmica entre estratos y laminas de arcillas arenosas *(Sl/Fl),* los sedimentos son de arenas de grano muy fino y las arcillas arenosa-limosas contienen restos de hojas y tallos (Fr), dispuestos en secuencia horizontal y deformada por el basculamiento debido a tectónica (neotectónica) que afecto uno de los bordes del antiguo depósito lacustre. La secuencia sedimentaria está definida por ciclos agradantes: Fl*/Sr/Sl/Fm/Fr.,* formando estratos rítmicos de 0,5 m superpuestos de varves, que alcanzan hasta 3,35m de espesor.

2) En contacto erosivo, se reconocen secuencias arenosas con lentes de gravas y arcillas de sistemas deltaicos fluviales en posiciones de frentes deltaicos – lacustres, se reconocen un complejo de cuñas progradantes, las facies sedimentarias son de tipo *Sr/Sl,* con pequeños cuerpos de gravas y fangos masivos tipo *Gm y Fm*, con estructuras sedimentarias de estratificaciones cruzadas en surco sigmodales, ripples simétricos y, laminaciones y estratificaciones horizontales.

3) Sobrepuesto, se reconoce un abanico aluvial proximal progradante con abundantes contenidos de gravas clasto soportadas *(Gcm)* y grava matriz soportada *(Gmm),* con abundantes gravas con estratificación horizontal *(Gh),* que conforman barras de ríos trenzados de gravas. Esta secuencia se repite en secuencia rítmica superpuesta con facies de abanico aluvial/deltas fluvial lacustrino, formando una secuencia de tipo *(Sr-Sl)/Gmm-Gh-Gcm/(Sr-Sl)/ Gmm-Gh-Gcm,* se asume que el ultimo evento de abanico aluvial progradante corresponde con el cierre del deposito palustrino.

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- Para el afloramiento H2 , ubicado en la zona de NE de la antigua laguna, Las secuencias sedimentarias del tránsito glaciofluvial – aluvial (Figura IV.2), están definidas por un cambio en las facies sedimentarias, compuesta por asociaciones de facies *Sp/St/Sp/St,* que definen superposición de barras fluviales de arenas de ríos trenzados, erosionados a tope por barras de gravas fluviales de abanicos aluviales proximales (*Gcm-Gmm-Gmm*), limitados por superficies de erosión y evidentes (en este caso) por estructuras de escape – cosísmicos. En la Figura IV.2, podemos reconocer el detalle de una secuencia sedimentaria que contiene facies con alternancia de ciclos sedimentarios fluviales y depósitos de abanicos aluviales en contacto erosivo y con evidentes estructuras de escape, producto de actividad sísmica, además de abundantes contenidos de minerales pesados de óxidos de hierro (magnetita, hematites y goethitas), los cuales permiten reconocer los niveles de óxido-reducción.

www.bdigital.ula.ve

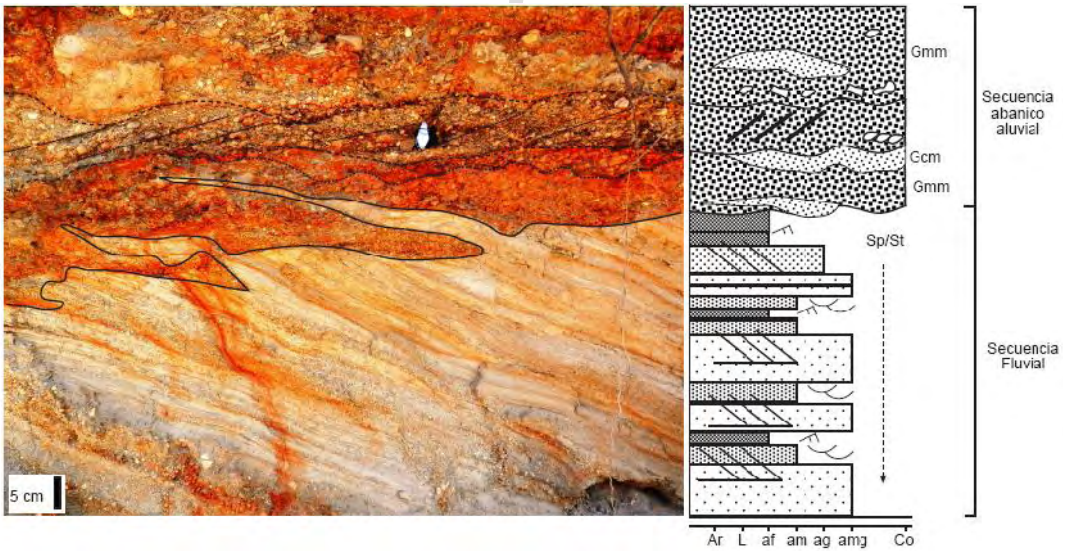


Figura IV.2 Detalle del perfil generalizado, donde se reconocen zona de contacto erosivos y con estructuras de escape entre secuencia de facies fluviales y aluviales.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- En el afloramiento H3, se reconocen facies similares al H2, sin embargo, la complejidad sedimentaria es mayor. Como podemos observar en la Figura IV.3, se pueden reconocer un complejo sedimentario de ambientes deltaico – abanico aluvial y palustrino proglacial, definido de base a tope por una alternancia de arenas de grano medio con estratificación cruzada en surco (*St*) y plana de ángulo alto (*Sp*), en asociaciones del tipo *St/Sp/St,* formando elementos de arquitectura tipo barras fluviales dentro de la secuencia de llanura deltaica inferior poco desarrollado, donde se reconoce escaso contenidos de materia orgánico (déficit de materia orgánica), solo escasas laminas de lutitas negras y grises con restos de plantas. Al tope se reconoce estratos de hasta 1,10 m., de gravas clasto soportada, con lentejones de arenas gravosas y gravas matriz soportadas, con estratificación plana de ángulo bajo (*Gp*) y gravas con estratificación horizontal (*Gh*). Los depósitos de gravas se interrumpen por escasos estratos de hasta 15 cm de arenas de grano medio con ripples asimétricos (*Sr*) y laminaciones (ondulitas, *Sl*) que corresponde a zonas de cola de barras o depósitos interbarras.

www.bdigital.ula.ve

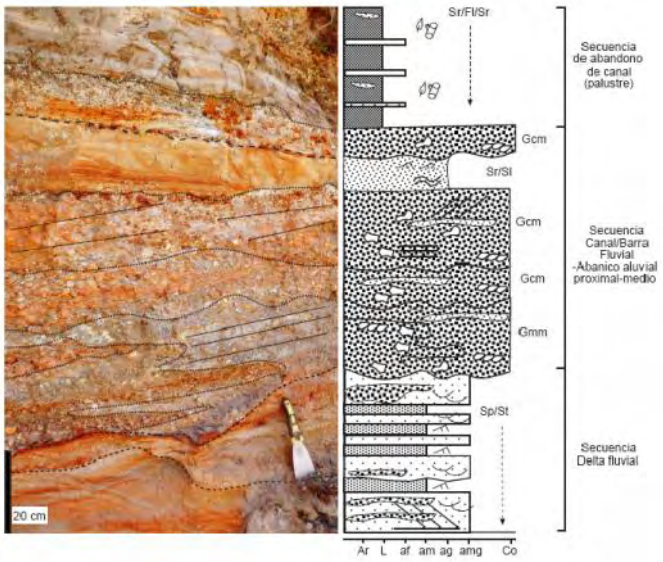


Figura IV.3. Secuencia compleja de deltas– fluvio-aluvial – lacustrino, donde se muestra los cambios de facies sedimentarias de base a tope dentro del sistema lacustrino de Llano del Hatico.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Esta facies forma parte de una terraza fluvioglacial cuyo espesor varía entre 6 y 8 m y en el tope de las secciones se observan estratos de suelo de color marrón oscuro, que tiene un espesor variable aproximado de 0,70m. Este depósito, está constituido por conglomerados de guijarros y cantos masivos estratificados. Los clastos son soportados por una matriz arenosa (*Gcm*) y en ocasiones por gravillas; algunos de estos clastos presentan imbricación que varía entre 20° y 25° de inclinación. La composición del depósito es bastante homogénea, con un claro predominio de esquistos y cuarcitas de la Asociación Sierra Nevada y clastos de granitos. Relacionado a esta acumulación es frecuente observar estructuras de derrumbe (*Slump estructures*) (Figura IV.4). El origen de esta secuencia, quizás se relaciona con caudales altos y bajos del río con el transporte de grava durante los flujos altos. En el valle de la quebrada los Zerpa en la cuenca alta del río Santo Domingo, un depósito similar fue interpretado como el resultado de un relleno fluvioglacial o aluvial posterior al retiro de los glaciares **(Carrillo, 2012).**

www.bdigital.ula.ve

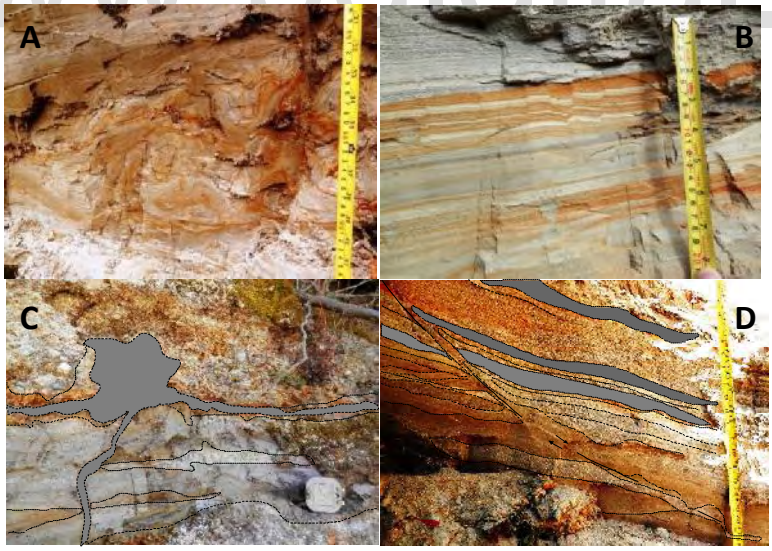


Figura IV.4. Estructuras sedimentarias postdepositacionales – deformacionales producto de actividad sísmica reciente. (A) estructura sedimentaria deformacional tipo *slump* en secuencia sedimentaria palustre, (B) secuencia de depósitos de varves con microfallamiento formando grabenes, por fallamiento normal (distensivo). (C) Estructura sedimentaria postdepositacional de escape (en llama) y (D) fallamiento listrico (sindepositacional).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

- Los depósitos descritos anteriormente, pasan lateralmente hacia facies arenosas más finas, que corresponde al afloramiento H4 y H5, Esta secuencia H4 tiene un espesor entre 6 y 14 m y consiste en capas de arenas gruesa a media, de color blanco amarillento y moteados rojizos relacionados posiblemente con cambios en la fluctuación del nivel de la laguna o con intervalos de no - sedimentación. La composición de estas arenas es fundamentalmente de cuarzo, mica moscovita y feldespato. Verticalmente, la secuencia arenosa pasa a facies conglomeráticas y a facies limo – arcillosas laminares de color gris a verde oliva, pasando nuevamente hacia la facies conglomerática en el tope de la sección (Figura IV.5). Las estructuras sedimentarias observadas son típicas de depósitos deltaicos y entre ellas se encuentran la estratificación cruzada plana, estratificación horizontal, estructuras de erosión-relleno y estructuras de derrumbe. La inclinación de los estratos (*foresets*), es entre 22° y 25° hacia el norte. Los mecanismos de depositación sugeridos se relacionan con procesos de avalancha, que empujan los sedimentos hacia abajo (progradación) por las corrientes de agua generando estratificación y laminación repetida. Estas repeticiones o ciclos, probablemente se relacionan con pequeñas fluctuaciones del agua suplida durante las inundaciones.

www.bdigital.ula.ve

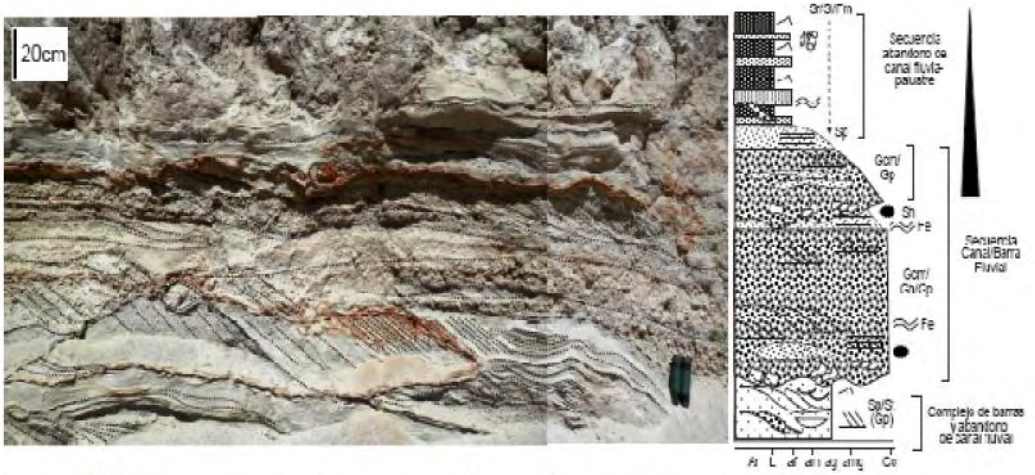


Figura IV.5 Secuencia de avance de sedimentación fluvial (canal y barras de grava y arena) con geometría de cuerpos sedimentarios forzados tipo avalancha, Nótese el *foreset* de estratificación cruzada plana de ángulo alto y deformado.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Esta facies está compuesta por los sedimentos de fondo (*bottomsets*) y se ubican entre la facies glaciodeltaica anterior y los depósitos glaciolacustrinos. Estos sedimentos se disponen en capas alternas de limo gris claro y arena muy fina clara, con una ligera inclinación de 7°. Ocasionalmente, estos depósitos se alternan con capas lenticulares conglomeráticas que representan estructuras de erosión y relleno. También es frecuente observar estructuras de derrumbe y pequeñas fallas sindeposicionales - lìstrica (Figura IV.5). El origen de estas estructuras se ha atribuido a procesos de licuación o asentamiento de los sedimentos. El mecanismo de sedimentación sugerido es decantación o suspensión de partículas en aguas tranquilas y movimientos en masa inducidos por gravedad. Otras interpretaciones, sugieren la posibilidad de que corrientes discretas de turbidez puedan dar origen a estas capas alternas (laminitas o ritmitas), como consecuencia de la actividad tectónica. Finalmente, en estos depósitos se encuentra una gran cantidad de mica moscovita, lo cual indica condiciones de suspensión, y su combinación con arena fina ha sido considerada por algunos investigadores como el resultado de la alta velocidad de la corriente y la baja profundidad (Miall,1985).

www.bdigital.ula.ve

- Finalmente, las secuencias sedimentarias de los afloramientos H6 y H7, corresponden a depósitos de deltas de abanicos proglaciales, que interrumpen la sedimentación palustrina (varves) formando secuencias rítmicas de arenas de grano muy fino, limos y arcillas laminadas y gravas clasto y matriz soportadas, con evidentes niveles de somerización, expresados por los estratos con óxidos de hierro (hematites – magnetitas), que caracterizan estratos hiperpicnicos (densidad alta), provenientes de los sistemas de abanicos aluviales y fluviales (extracuenca) que se intercalan con los sedimentos de grano fino (arenas muy finas-limos y arcillas) de la intracuenca palustre proglacial.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

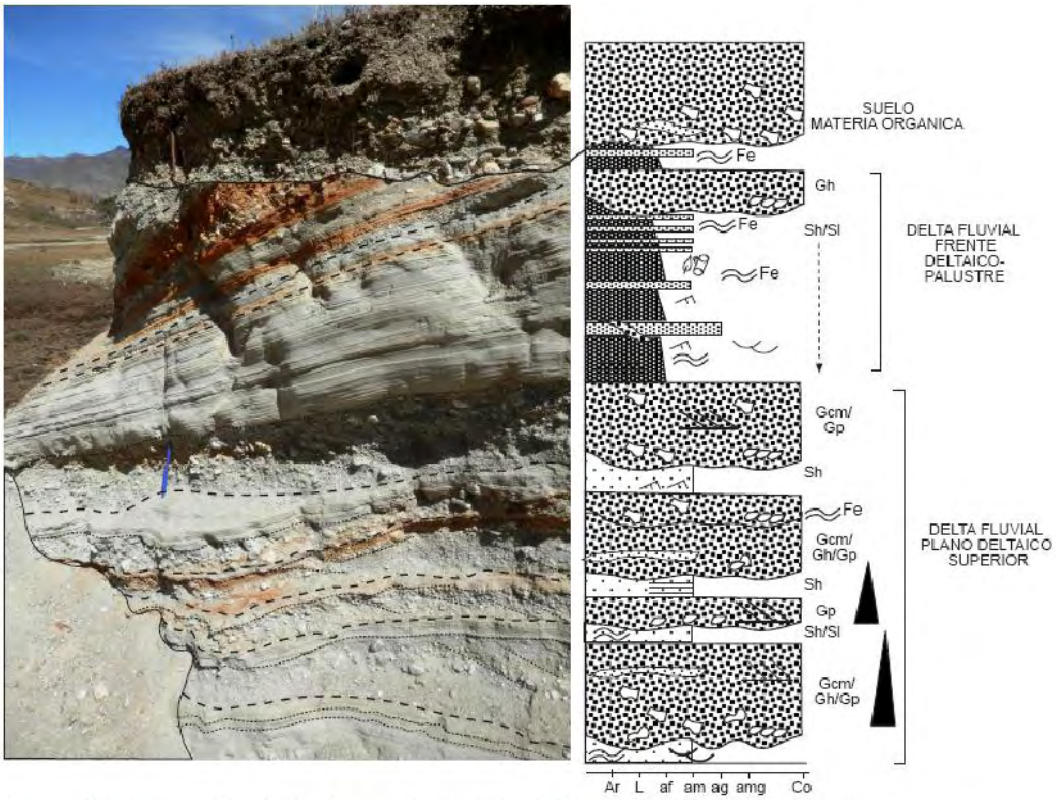


Figura IV.6. Detalle del afloramiento de deltas de abanico, donde se reconocen alternancia de gravas matriz soportada, arenas medio masivas y arenas de grano medio a grueso con estratificación horizontal (extracuenca), intercalada con arenas de grano fino – limo y arcillas (depósitos de intracuenca).

Esta facies sedimentarias H6 (Figura IV.6), se localiza en la parte distal de la antigua laguna y básicamente está constituida, por arcillas laminares muy finas de color amarillo claro que forman estratos entre 40 cm y 1 m de espesor. Estos lechos arcillosos, en algunos casos entran en contacto con estratos de material arenoso y conglomerático producto del asentamiento o compactación de los estratos; este proceso ha dado origen a fallas normales sindeposicionales - listricas (*syndepositional faults*). En algunos casos también, las capas arcillosas se han inclinado hacia el sur en sentido contrario a la dirección de la quebrada, producto quizás del proceso señalado anteriormente. El mecanismo de sedimentación propuesto para esta facies, es similar al discutido en el depósito anterior, aunque por sus características la laminación, pudo desarrollarse bajo condiciones de suspensión.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Finalmente, hay que señalar que el ambiente de sedimentación discutido parece corresponder a los llamados deltas fluviales progradantes (Figura IV.7) con desarrollo de canales fluviales y distributarios de arenas y abanicos de deltas con dominio de sistemas de distributarios con abundantes gravas., los cuales se forman por la progradación de un sistema de planicie glaciofluvial y glacioaluvial que avanzan sobre un cuerpo de agua estancado (palustre). Según **Mc Pherson et al. (1987)**, los abanicos de deltas y/o deltas bifurcados, son una característica común de los valles y planicies fluvioglaciáricas del Pleistoceno y otros períodos glaciales, mientras que los deltas fluviales son característicos de secuencias sedimentarias de llanura aluvial con formación de canales distributarios arenosos, que forman cuñas progradantes dentro del medio acuoso.

Figura IV.7. Detalles de los depósitos de arenas con laminación y estratificación horizontal (Sh/Sl), en secuencia rítmica de zonas de prodelta palustre (izq), las facies de arenas de grano medio a grueso con laminas de arcillas limosas de color ocre oscuro (Sr/Sh/Sl) (centro) y deformación por tectónica con formación de *slump* (der).

2. ANALISIS GRANULOMETRICO DE LOS DEPOSITOS

El análisis de los resultados de las granulometrías obtenidas de los diferentes afloramientos muestreados en Llano del Hatico, refleja diferentes dinámicas

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

hidrosedimentarias, dentro de los subambientes de la zona de acumulación palustre proglacial, descritos a continuación:

1) Secuencia de sedimentos de gravas finas (gravilla) asociada a sedimentos de mezcla areno-lodo-gravosas (Figura IV.8), que representan sedimentos gruesos de los subambientes continentales (abanicos aluviales y fluviales), que progradan dentro de la acumulación palustrina poglacial.

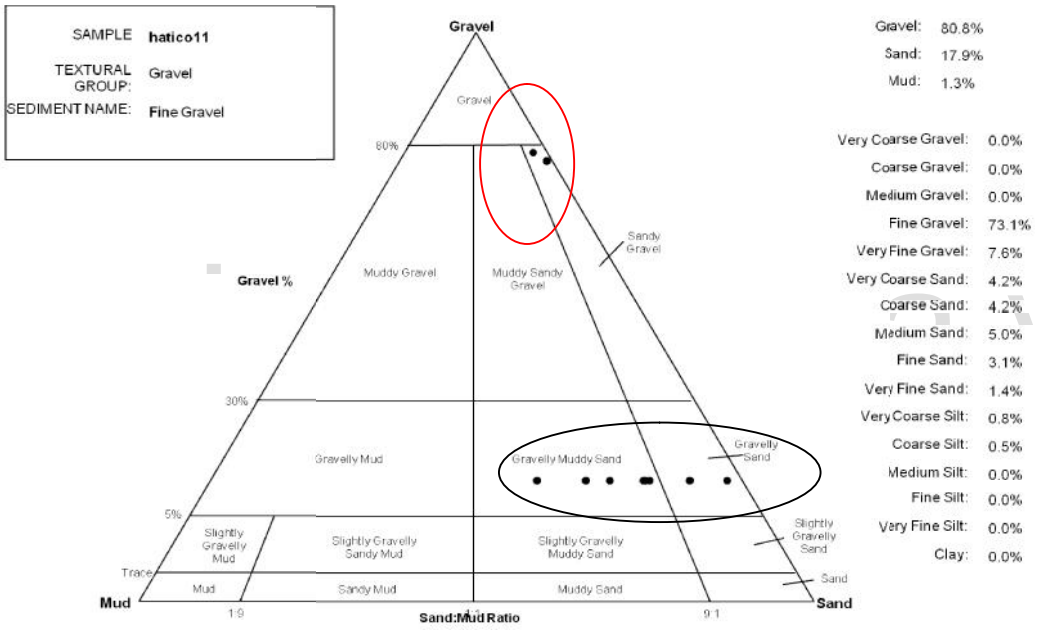


Figura IV.8. Distribución granulométrica del afloramiento H1, que muestra la presencia de sedimentos de gravas (circo rojo) y granulometría de arenas gravosas que migran hacia arenas lodo-gravosas.

2) La distribución granulométrica mas dispersa se reconoce en la zona de afloramiento H2, la cual corresponde con secuencias sedimentarias más complejas donde se presentan de base a tope depósitos palustrino proglacial, depósitos fluviales de deltas – llanura deltaica y abanicos de deltas y aluviales (Figura IV.9).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

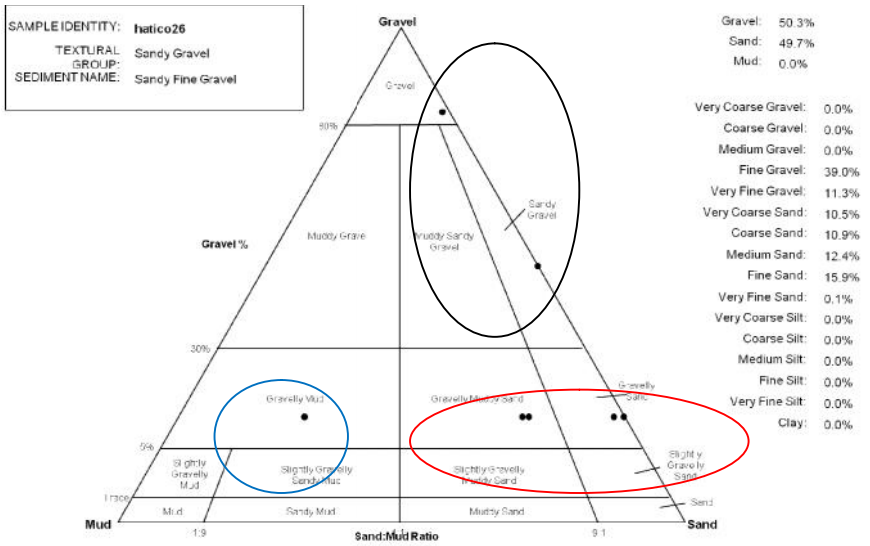


Figura IV.9. Muestras obtenidas en la columna H2, donde se reconocen sedimentos distribuidos entre gravas – grava arenosa (abanicos aluviales, circulo negro), arena gravosa y areno arcillo-gravosa (canales y barras fluviales, circulo rojo) y lodo gravosos (depósitos hiperpicnicos de los deltas de abanico, circulo azul).

www.bdigital.ula.ve

3) La secuencia sedimentaria que representa la columna H3, es esencialmente de naturaleza fluvial – eólico, donde se reconocen granulometrías de arena muy fina con limos gruesos con clastos de gravilla muy fina. Los sedimentos están muy bien escogidos y se reconocen masividad en la textura del depósito (Figura IV.10).

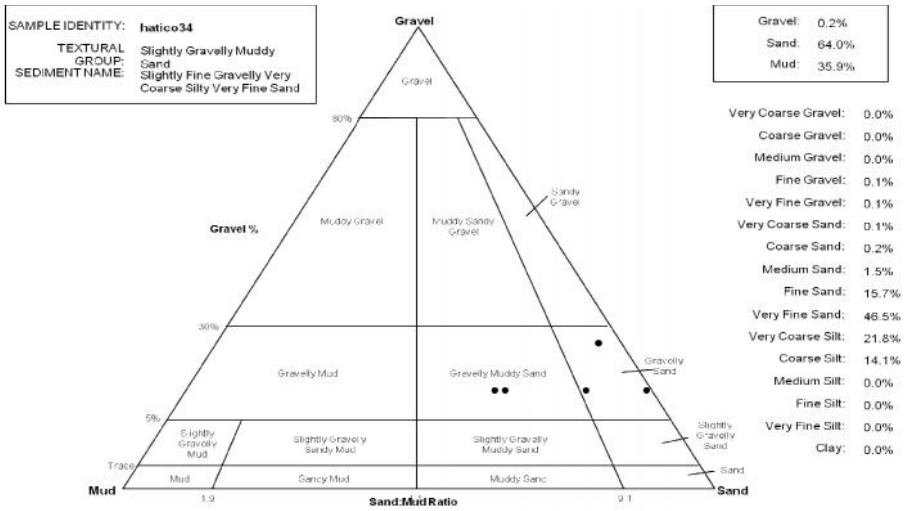


Figura IV.10. Distribución granulométrica de los depósitos del afloramiento H3. Constituyen acumulaciones arenosas-arcillo-gravosas.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

4) La secuencia sedimentaria del afloramiento H4, refleja el incremento de la fracción gruesa dentro del deposito palustrino, donde se reconocen un importante contenido de gravas (77,9%), formando una acumulación de tipo grava fina arenosa que corresponde a secuencias de abanico aluvial del tope de la secuencia de relleno del sistema palustre de Llano del Hatico (Figura IV.11).

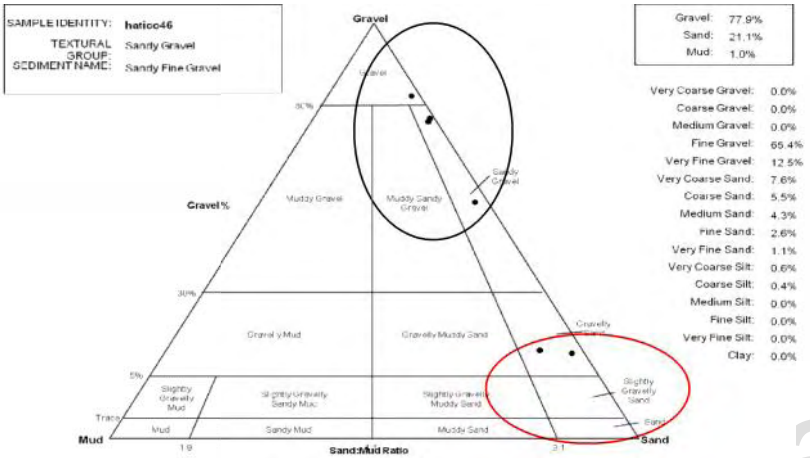


Figura IV.11. Distribución de mezcla de gravas y arena de la secuencia H4

www.bibliotecaula.ve

5) La secuencia del afloramiento H5, se caracteriza por contener sedimentos palustrino de tipo arena muy fina y limo con escasos contenidos de grava. La fracción fina (limo-arcilla) alcanza hasta un 19,5%. Se considera que la secuencia de varves corresponde con una alternancia rítmica de de arena-limo gravosa de grano medio a muy fino.

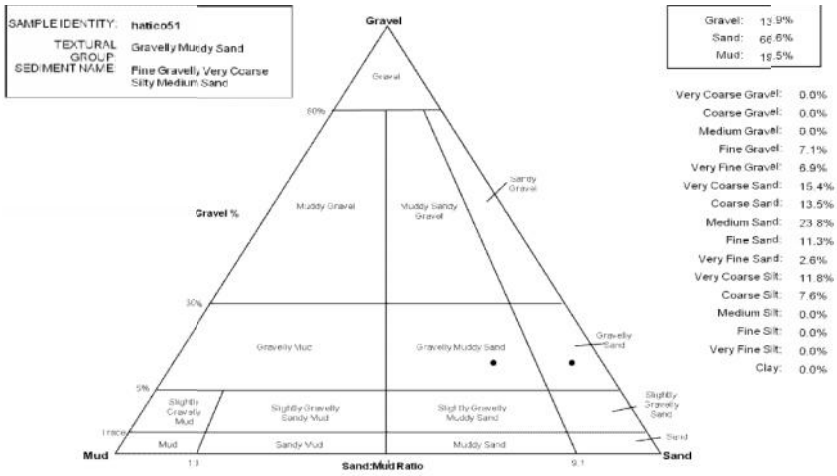


Figura IV.12. Distribución de la secuencia H5, esencialmente areno-arcillosa de los depósitos de varves palustrino proglacial.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

6) La secuencia sedimentaria de los afloramientos H6 y H7 corresponde con depósitos de abanico de deltas que presentan altos contenidos de arena (82%) muy bien escogidas, formando estratos de hasta 12 cm de espesor de la mezcla de arena fina – limo grueso y grava fina (gravilla) (Figura IV.13).

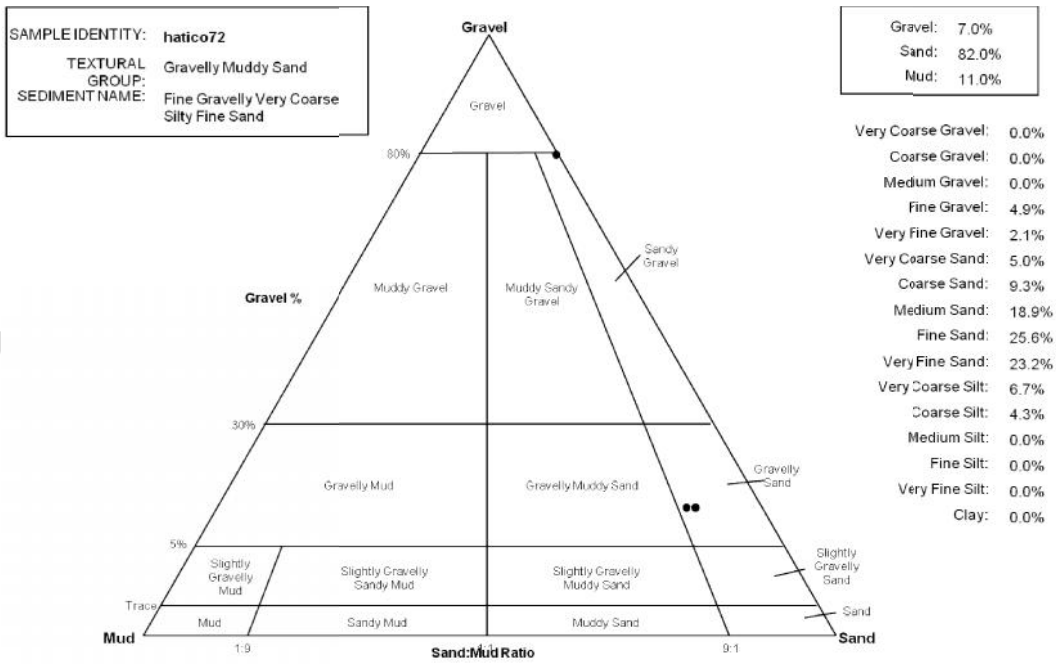


Figura IV.13. Depósitos de abanicos de deltas con mezcla de gravas y arenas muy finas limosas. Representan las secuencias H6 y H7.

En cuanto a la distribución de las fracciones de arenas y finos dentro de los depósitos analizados, podemos observar porcentajes importantes de la fracción limo en los afloramientos H3 y H4, y H2, los cuales corresponden con depósitos de deltas lacustrinos progracial y disminuyen en los depósitos de abanicos aluviales y abanicos de delta, además podemos reconocer escasos contenidos de arcillas provenientes de la descomposición de los feldespatos (Figura IV.14).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

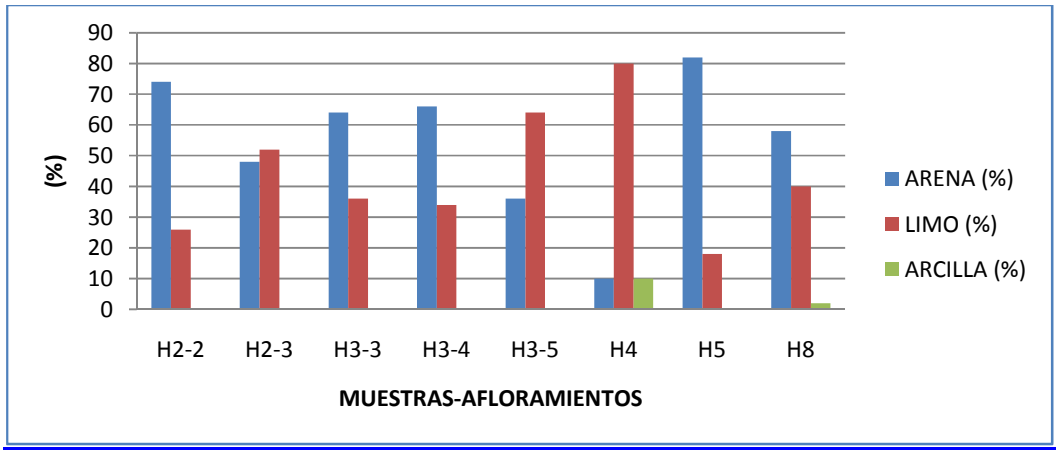


Figura IV.14. Distribución granulométrica de la fracción arenas y finos dentro de los depósitos del sector Llano del Hatico.

Dentro de la fracción arena, se pueden reconocer importantes contenidos de arena finas y muy finas, que dominan sobre las acumulaciones de las otras tallas, dentro de los depósitos lacustrinos esencialmente, asi como de las zonas de prodelta del sistema deltacio palustrino. Sin embargo se obtienen fracción de arena media en depósitos de abanicos de deltas, que pueden corresponder con láminas de sedimentos de densidad alta, que penetran los sedimentos finos de varves lacustrinos (Figura IV.15).

www.bdigital.ula.ve

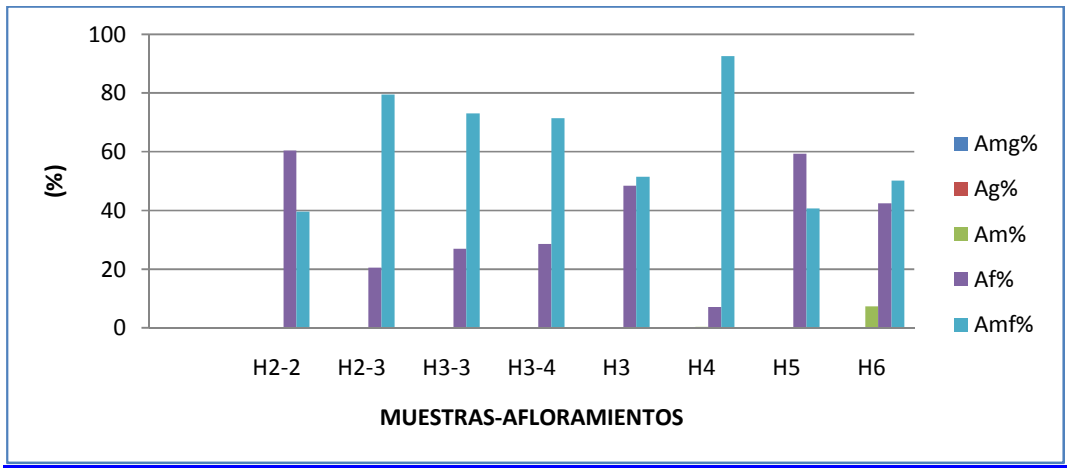


Figura IV.15. Distribución granulométrica de la fracción arena dentro de los depósitos sedimentarios de Llano del Hatico.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

3. MORFOLOGIA Y MINERALOGIA DE LOS SEDIMENTOS

La morfología de las muestras de sedimentos más representativas de las secuencias sedimentarias de los depósitos de Llano del Hatico, presentan relaciones de forma según **Pettijohn, et al., (1973)** de tipos angular predominante y subangular (Figura IV.16) y la esfericidad en todos los casos es baja, como debería esperarse de sedimentación glacio-fluvial y glacio-aluvial, sin embargo la presencia morfologías subredondeadas corresponde con sedimentos que han sufrido al menos dos ciclos sedimentarios y corresponde con sedimentos provenientes de ambientes deltaicos - lacustre (frente deltaico) y estratos de granos bien escogidos de ambiente eólicos.

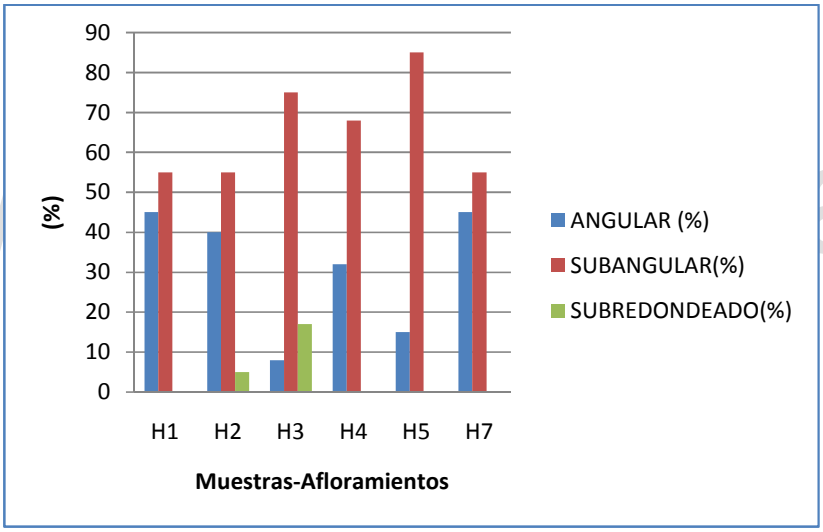


Figura IV.16. Morfología dominantes de los sedimentos obtenidos en los afloramientos de Llano del Hatico.

Por otra parte, las variaciones de morfologías angulares entre los sedimentos de los diferentes afloramientos, se debe a los cambios de los subambientes observados a lo largo y ancho de la antigua laguna de Llano del Hatico, la morfología subredondeadas se localizan en los afloramientos H2 y H3, dominadas por sedimentación fluvio-deltaico, y disminuye significativamente hacia las secuencias de dominio pro-lacustre, mientras que las facies con dominio de abanico aluvial (H1 – H4) y abanico de deltas (H5- H7).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Estas morfología y esfericidad del grano, también son el producto de una mineralogía dominada por litología de cuarzo, micas biotita y moscovita (Figura IV.17), provenientes de fuentes muy cercanas, sin embargo las formas subredondeadas observadas en los granos (H2 – H3) resultan de la mezcla de ciclos sedimentarios glaciales (antiguas morrenas) y post-glaciales deltas y abanicos fluvio-aluviales glaciaricas, así como de minerales feldespáticos.

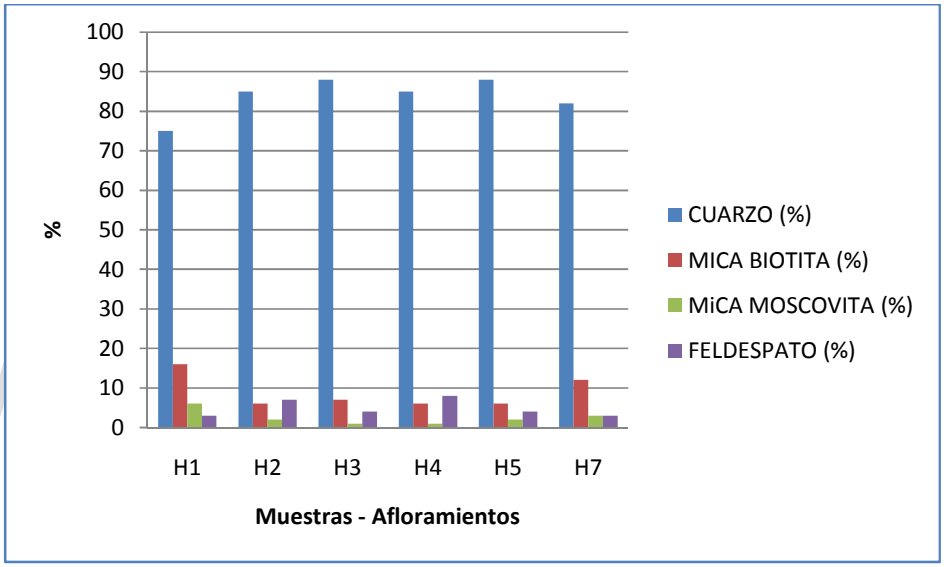


Figura IV.17. Distribución porcentual de los componentes mineralógicos dominantes en los afloramientos de Llano del Hatico.

La relaciones de forma según **Zingg (1935)** modificadas por Krumbein **(1941, en Spalleti, 2007)**, permiten reconocer una variedad de morfologías de la fracción grava de composición generalmente esquistos gnéisicos y granitos, presentan morfologías (Figura IV.18) de tipo discoidal esencialmente en muestras obtenidas en los depósitos fluviales y deltas lacustrino (H1, H2 y H4), mientras que en los depósitos de abanicos de deltas y abanicos aluviales las tendencias presentan un comportamiento bimodal discoidalo o cilíndrico con alguna población de sedimentos esféricos(H5 y H7), debido al retrabajo de los clastos dentro del sistema lacustre.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

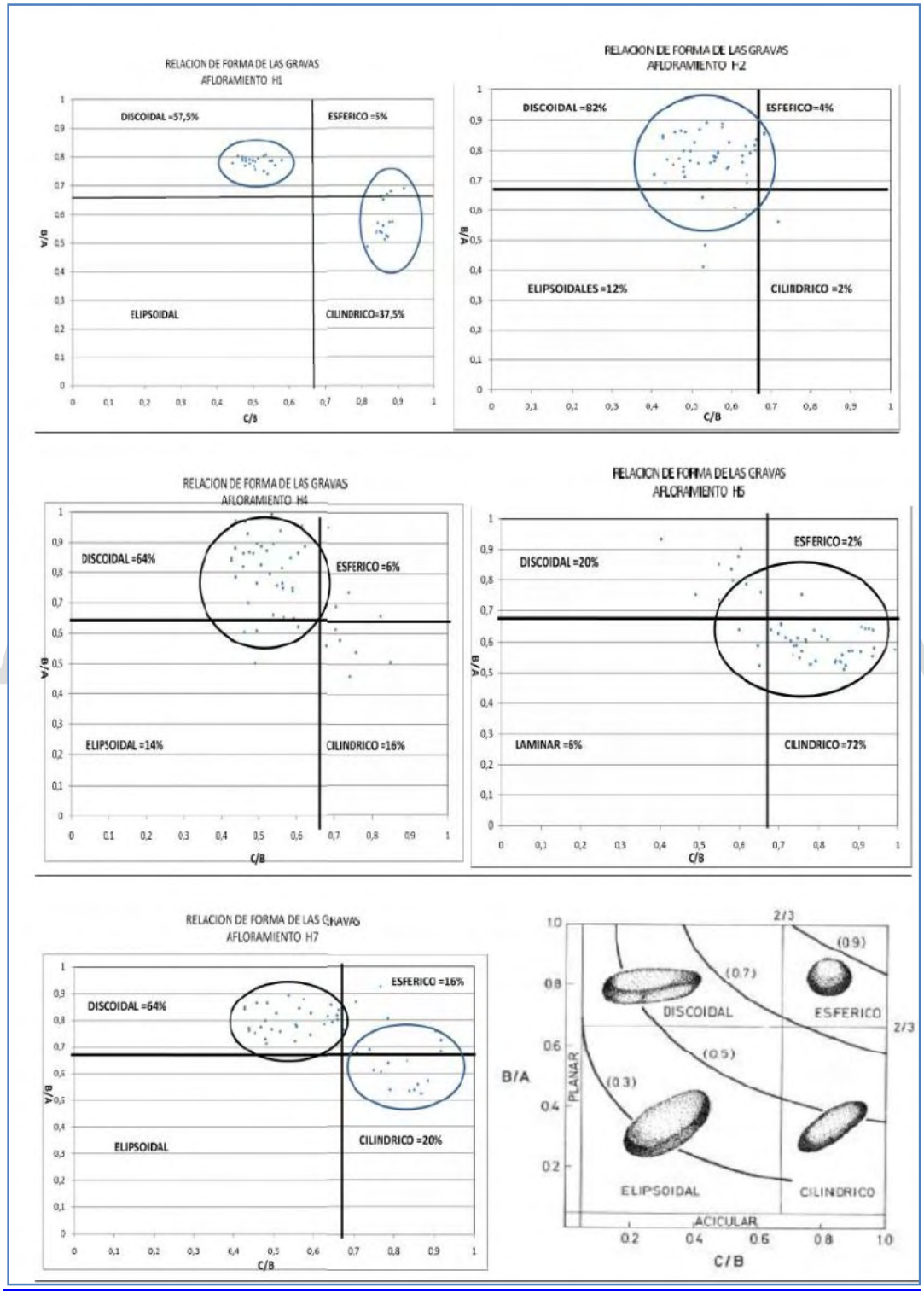


Figura IV.18. Distribución de las morfologías de las granulometría gruesas (gravas), según zingg (1935), modificado por Krumbein, (1941), en Espaletti, (2006).

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

4. DISTRIBUCION DE LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS EN LLANO DEL HATICO

La distribución de las secuencias sedimentarias estudiadas en el sector Llano del Hatico, reflejan una variación importante de las facies sedimentarias a lo largo del borde de la antigua laguna del Hatico (zonas preservadas y aflorantes), las cuales permite reconocer hacia la zona SW una complejo de deltas fluviales progradantes sobre los depósitos palustrinos proglaciales (varves), los cuales inician el proceso de colmatación de dicho sistema palustre (Afloramientos H1,H2 y H3, Figura IV.19), posteriormente se inicia un avance de los sistemas de abanicos glacio-fluviales y aluviales que afectan las márgenes N y S del sistema palustre introduciendo sedimentos de arenas y gravas, y en ocasiones abundantes contenidos de sedimentos hiperpicnicos (Afloramientos H6 y H7), los cuales colmatan de sedimentos de granulometría gruesa, el hipocentro de la antigua laguna. Se considera que la dinámica tectónica que afecta la zona permitió el avance de estos sistemas de abanicos, así como la deformación sin sedimentaria de los depósitos, los cuales se presentan con estructuras sedimentarias deformacionales tipo *slump*, convolutas y microgaben, los cuales afectan y se preservan en estratos de sedimentos de granulometría fina de los depósitos de varves.

Se reconocen sub ambientes sedimentarios complejos que pasan de palustrinos a deltas fluviales, donde se reconocen secuencia de prodelta y frente deltaico, asi como fluviales de ríos trenzados arenosos y gravosos, y finalmente abanicos aluvio-glaciales y fluvio-glaciales y en las zonas ubicadas más hacia el NE, se pueden reconocer abundantes depósitos de abanicos de deltas con desarrollo de buenos espesores de estratos de depósitos de densidad alta, compuestos por gravas clasto y matriz soportados, intercalados con estratos y laminas de grano fino.

Los depósitos de abanicos glacioaluviales son más abundantes hacia el Este de la laguna y ocurren en las etapas terminales de la colmatación del sistema

www.bdigital.ula.ve
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

palustre. Mientras que los sistemas fluviales avanzan sobre los depósitos de deltas fluviales progradantes y abanicos glacio-aluviales, los cuales presentan una granulometría muy gruesa y con morfologías angulosas y subangulosas, que señalan que estos sedimentos provienen de los antiguos depósitos de morrenas laterales y de fondo que existieron en esta cuenca hidrográfica, ya que en la actualidad no se reconocen depósitos de esta naturaleza en esta localidad. Igualmente se pudieron reconocer espesores decimétricos de arenas finas muy bien escogidas, relacionadas con los depósitos de abanicos fluviales, con características de ambientes eólicos, las mismas contenían morfologías redondeadas a subredondeadas y excelente escogimiento.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

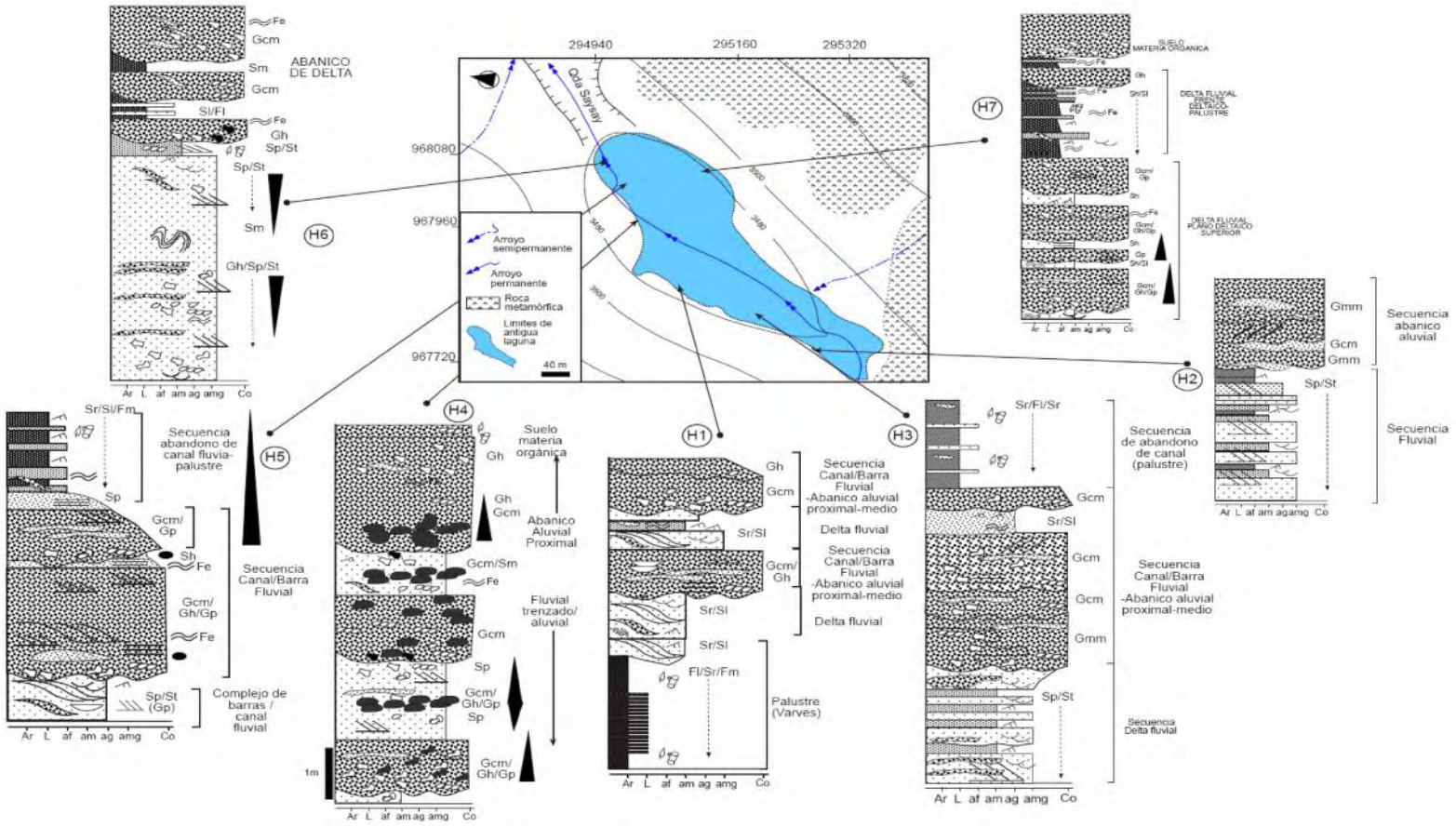


Figura IV.19 . Distribución de las secuencias sedimentarias H1 hasta H7 estudiadas en la sección de Llano del Hatico

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

5. PALEOGEOGRAFIA DE LLANO DEL HATICO

El sector de Llano del Hatico esta actualmente compuesto por un complejo de sedimentos provenientes de la meteorización mecánica, debido a la desagregación de las rocas ígneo y metamórficas del Complejo Iglesias, las cuales son sometidas a procesos de gelifracción, estos son arrastrados pendiente abajo por mecanismos de carga de tracción y gravitatorios, los cuales forman importante acumulaciones de abanicos glacio-fluviales y de derrubios en el fondo de valle y en sus vertientes. De igual manera, se reconocen zonas de fallas geológicas, las cuales forman acumulaciones de material brechoide (cataclástico), que contribuyen a modelar las geoformas del esta sección media de la microcuenca de la Quebrada Saisay. En la Figura IV.20, se puede reconocer los lìmites aproximados de la antigua laguna del Hatico, la cual fue medida a través de la reconstrucción de los depósitos palustrinos antiguos y empleando GPS diferenciales (coordenadas REGVEN),

www.bdigital.ula.ve

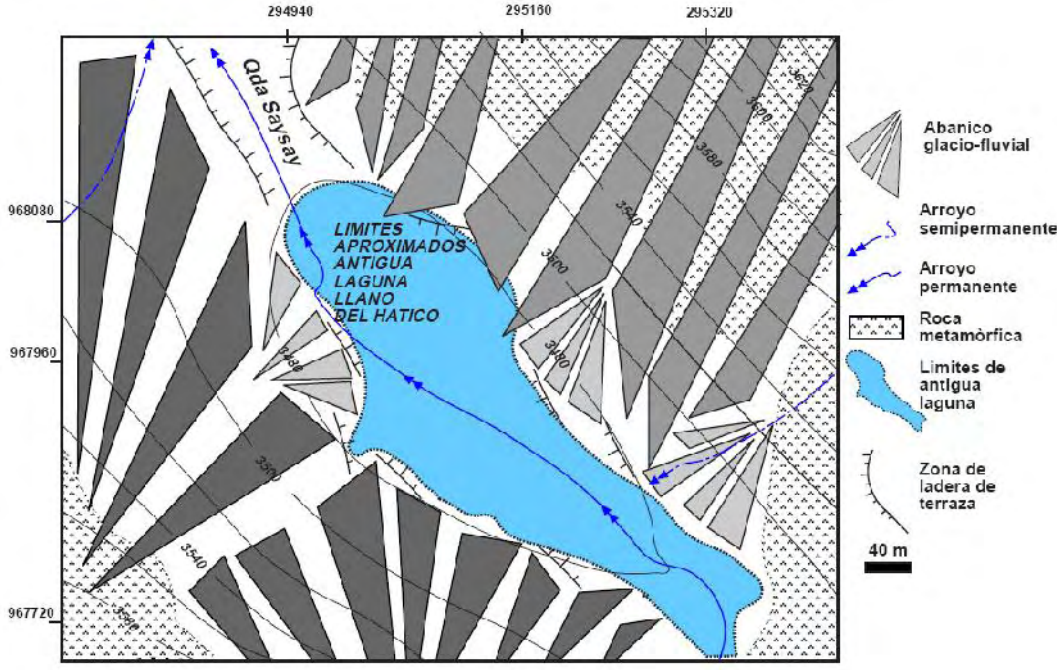


Figura IV.20. Situación geomorfológica actual generalizada del sector de Llano del Hatico.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Actualmente, esta localidad se encuentra conformada por un conjunto de zonas de terrazas, producto de la erosión lateral y vertical que produce la quebrada Saisay, esto permitió el afloramiento de la sedimentación de relleno palustrino proglacial. Pudiendo establecer las relaciones de facies sedimentarias que se presentan en la Figura IV.21, que definen de manera general una acumulación de base a tope de depósitos glaciopalustres (varves), delta fluviales proglacial, abanicos de deltas, abanicos aluviales, depósitos fluviales y escasos depósitos eólicos.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

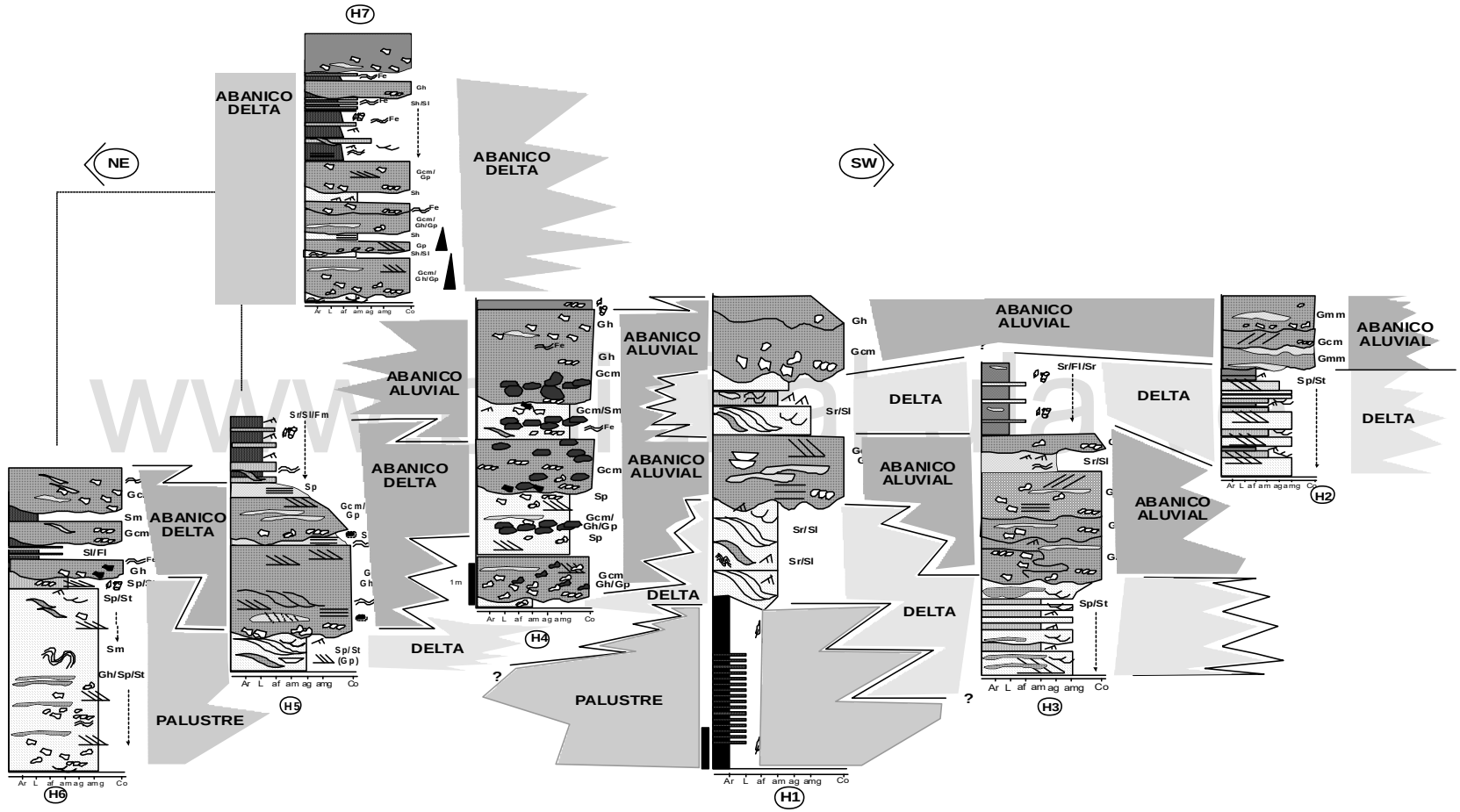


Figura IV.21. Relaciones laterales de facies sedimentarias y ambientes interpretados en la secuencia palustre de Llano del Hatico.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

La paleogeografía de este sector que se estima se desarrolla desde al menos 8.000 ± 500 años A.P, (Figura IV.22) donde existía un sistema palustre de varias decenas de metros de ancho con depocentros de hasta 8,50 m., bordeados por un sistemas de abanicos proglaciales, morrenas de escaso desarrollo, sistema fluvial que alimentaba a la laguna y fallas geológicas que permitieron mantener una zona de inflexión, que produjeron subsidencia en el sector para generar espacio disponible para la acumulación de agua y sedimentos.

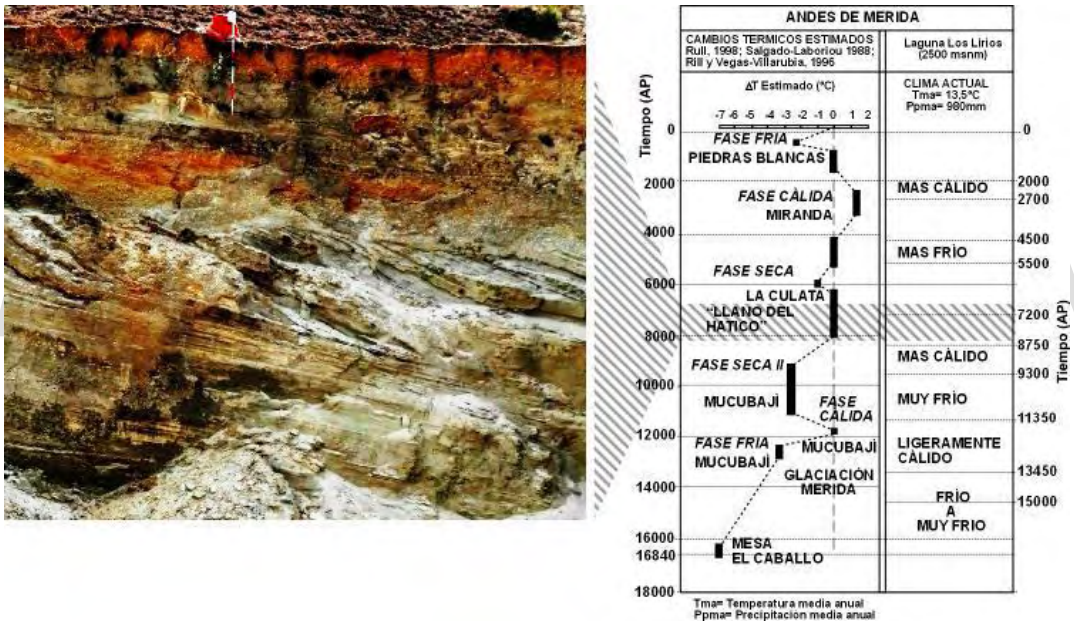


Figura IV.22. Cambios térmicos estimados para el sector de Llano del Hatico. Fuente: Imagen modificada de Rull., (1998); Salgado-Laboriou., (1988); Rull y Vegas-Villarubia., (1996).

El avance progresivo de los sedimentos provenientes del sistema fluvial (Quebrada Saisay), asi como los depósitos glacio-fluviales y aluviales aportados en las zonas laterales a dicho depocentro palustre, fueron progresivamente colmatando la cuenca (Figura IV.23), hasta el momento en que la misma, debido a mecanismos tectónicos y posibles eventos co-sismicos, vaciaron la laguna, permitiendo la pérdida del sistema palustre.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

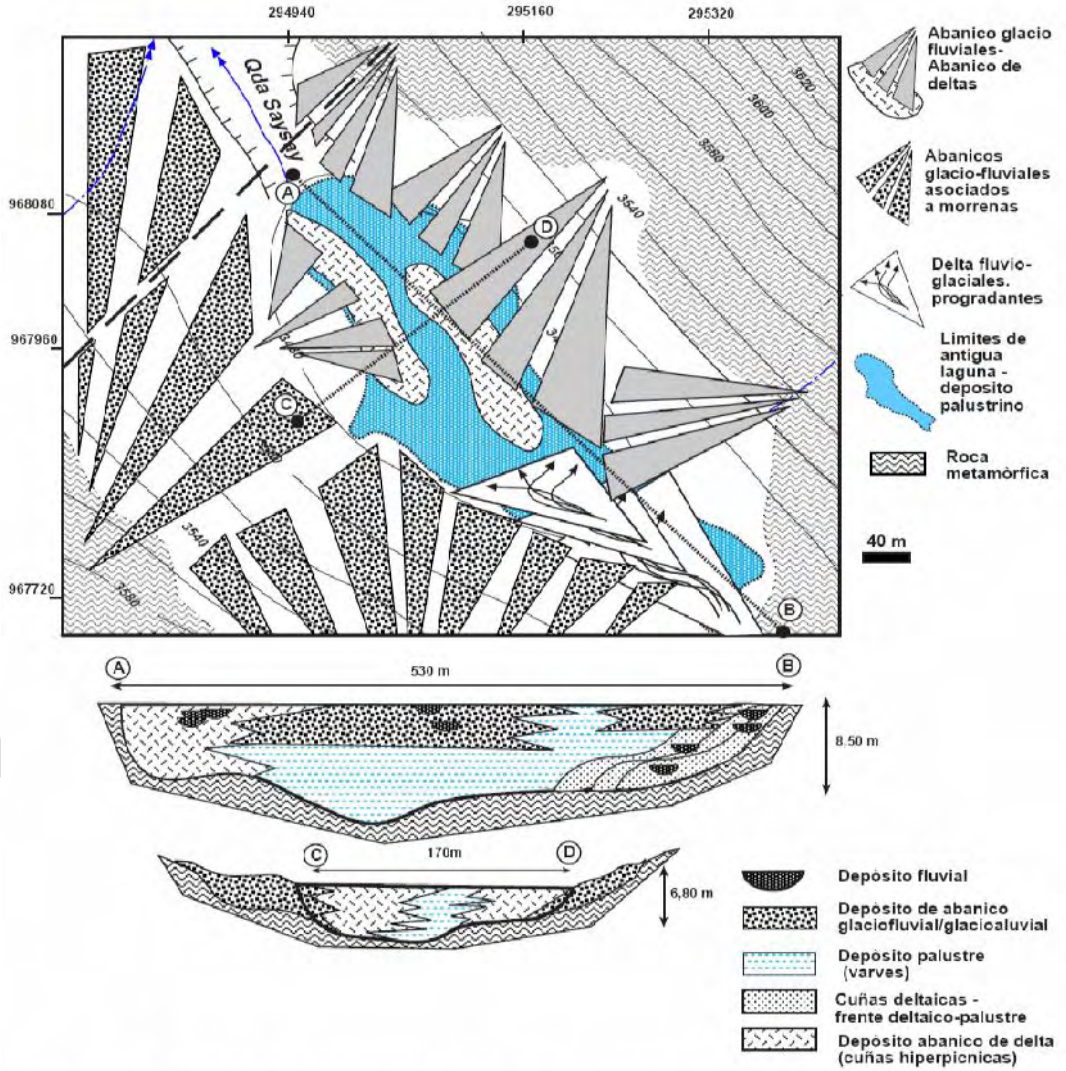


Figura IV.23. Modelo paleogeográfico para interpretar la dinámica sedimentaria y colmatación ocurrida en el sector Laguna del Hatico.

Según el modelo propuesto, se interpreta un avance progresivo de los sistemas glaciodeltaicos, y fluviales, los cuales erosionaron los sedimentos del till morrénicos predepositados, debido a las evidencias de morfologías redondeadas observado en los granos clásticos de cuarzo que permite reconocer varios ciclos sedimentarios producto del retrabajo. Posteriormente y según, la disposición estratigráfica observados en las columnas (H1 y H5), se puede concluir que los sedimentos de fondo de tipo varves, fueron afectados y erosionados por cuñas de deltas glaciares progradantes, posteriormente los

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

sistemas fluviales de la zonas de plano deltaico, avanzan y depositas canales y barras sobre los sistemas deltaicos (prodeltas) y finalmente se reconocen interdigitaciones de sedimentación palustrina muy somera con depósitos de gravas matriz y clasto soportadas de los abanicos glacio-aluviales. Sin embargo hacia el borde sur y norte de la antigua Laguna del Hatico, se reconocen (columna H6 y H7) acumulaciones de gravas/arenas interdigitadas con sedimentos finos tipo varves palustrinos, lo cual permite interpretar que los sistemas de abanicos glacio-aluviales progradaron mas rápidamente, producto de actividad sísmica continua, los cuales aportaron abundantes sedimentos gruesos al depocentro palustre.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

CAPITULO V
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

La morfología glacial que caracteriza al valle de la quebrada Saisay se relaciona con formas de erosión glacial sobre todo hacia su cuenca alta y entre ellas se pueden señalar la presencia de circos, lagunas glaciales, rocas aborregadas, escalones rocosos, estrías, aristas y surcos.

Existen escasas formas de acumulación glacial, las cuales se relacionan con remanentes de morrenas neoglaciales, originadas durante el Holoceno. El material que compone estos depósitos es el till de ablación, el cual se originó en un ambiente sedimentario glacial alpino asociado a procesos de fusión del hielo.

www.bdigital.ula.ve

La ausencia de morrenas laterales y terminales, como las que se encuentran en los valles adyacentes a la quebrada Saisay, se atribuye a dos factores: la fusión o desmantelamiento rápido del glaciar Saisay, lo que impidió la formación de morrenas prominentes o, el valle estuvo cubierto totalmente por una capa de hielo, por lo que no hubo alimentación supraglacial que contribuyera a la formación de morrenas mayores.

Con relación a los depósitos sedimentarios de origen postglacial, estos están constituidos por varias facies que varían fundamentalmente en sentido lateral, pasando de facies conglomeráticas de origen fluvioglacial hacia facies arenosas glaciodeltaicas y facies arcillosas glaciolacustrinas. En las distintas secuencias también se observan variaciones verticales.

El modelo de sedimentación se relaciona con un ambiente sedimentario complejo de abanicos aluviales proglacial, deltas fluvioglaciales, abanicos de deltas, palustres tipo varves, fluvioglacial y escasos depósitos eólicos, que

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

progradaron en la antigua laguna existente en ese valle glacial durante el Holoceno.

Una edad mínima de 8.000 ± 500 años A.P., indica que todo este proceso sedimentario pudo haberse iniciado a principios del Holoceno, cuando se produjo el retroceso de los glaciares para toda esa región.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

RECOMENDACIONES

Realizar estudios de paleosismicidad en los sedimentos de la antigua laguna de Llano del Hatico, ya que se han observado registros geológicos de buena calidad en nuestros estudios, los cuales pueden ayudar a detectar terremotos en el pasado, los cuales son anteriores a la sismicidad histórica.

Es de gran importancia complementar el estudio con la perforación y toma de muestras de núcleos en la zona de estudio, específicamente en la laguna antigua de Llano del Hatico, para así completar el registro geológico de estos sedimentos.

Se recomienda continuar con la línea de investigación en valles cercanos específicamente al Sur-Oeste de la zona de estudio donde se encuentran las lagunas de Michurao.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

REFERENCIAS

Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. *Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction*. Tectonophysics 345, 299– 327.

Bellizia, et al., 1976**.** *Mapa geológico estructural de Venezuela. Ministerio de Energía y Minas, Ediciones Foninves, Caracas.*

Bezada, M., 1990. *Geología glacial del Cuaternarío de la región de Santo Domingo – Pueblo Llano – Las Mesitas (Estados Mérida y Trujillo)*. Caracas Venezuela. 12 -40.

Bezada, et al., *2007. Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe-Suramérica: Un enfoque integrado, IX Venezuelan Geological Conf., Caracas, Venezuela.*

Brodzikowski, K y Van Loon, A., 1991. *Glacienic Sediments*. Elsevier Science Publishers. 19-57, 363-421.

Carrero, M. y Valero, C., 1991**.** *"Inventarío de áreas agrícolas afectadas por procesos de erosión concentrada, movimientos de masa y eventos torrenciales para las cuencas de los ríos Mocotíes, Mucujún y Cuenca Alta del Río Chama"*. Proyecto MARNR – Mérida- Venezuela.

Carrillo, E., 2010. La Paleosismologia lacustre: Una nueva técnica en la evolución del peligro sísmico. Revista de la Academia de Cienciasw Fisicas, Matematcas y Naturales de Venezuela, vol LXIX.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Carrillo, E., 2012. Disentangling Late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubaji sedimentation (Merida Andes, Venezuela). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. Vol 259, 284-300.

Dirección de Cartografía Nacional del Ministerio de Obras Públicas, 1952**.** *Mapa topográfico hoja 6042-III-SE, III-SO, III-NO, III-NE* . Caracas, Venezuela.

Fonseca, et al, 2011. Caracterización Sedimentologica de los Humedales de la Quebrada Mixteque en el Municipio Rangel, Estado Mérida Venezuela. Revista Geominas. Vol 39, Num 54, pag 13-20.

González, O. 1995. Comparación de la geología glacial del Cuaternario de las quebradas Mucuchache, Saisay y Muchuruao (Andes Centrales Venezolanos). Estado Mérida. MSc, tesis inédita. Universidad Pedagógica Experimental Libertador – Instituto Pedagógico de Caracas: 242.

www.bdigital.ula.ve

Gonzalez y Bezada, 2001. Pedología y cronología relativa de los depósitos cuaternarios en tres cuencas de Loa Andes Centrales Venezolanos (edo. Merida). Acta Cientifica Venezolana. Vol 52: pag 210-219.

González y Bezada, M., 2006. *Geología glacial y postglacial del valle de la quebrada Saisay, Andes Centrales Venezolanos* (Estado Mérida) Acta Científica Venezolana, 57 (4). Caracas Venezuela. 3-7.

González de Juana, et al., 1980. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves, 1: 414.

Grauch, R., 1975. *Geología de la Sierra Nevada al sur de Mucuchíes, Andes Venezolanos: Una Región Metamórfica de Aluminosilicatos*. Boletín de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología. Caracas, Venezuela. Volumen XII, Número 23, 338-441.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Giegenganck & Grauch, 1976. Late-Cenozoic climatic stratigraphy of the Venezuelan andes: Bol. Geol., Publ. Esp. No. 7, 2: 1189-1200.

Guerrero O., 2005. *Guía de Sedimentología*. *Petrología y Estructuras Sedimentarias*, Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica, Mérida, Venezuela. 1 – 45

Llamas, J., 1993**.** *Hidrología general*. Universidad del Estado de México. Toluca. México 627 – 640.

Mahany, et al., 1996. Field Guide for the International Conference on Quaternary Glaciation and Paleoclimate in the Andes Mountains. Quaternary Surveys, Toronto, 79 pp.

www.bdigital.ula.ve

Mahany, et al., 2000. Stratotype for the Merida Glaciation at Pueblo Llano in the northern Venezuelan Andes. J. S. Am. Earth Sci. 13, 761–774.

Mahany, et al., 2004. Quartz microtextures and microstructures owing to deformation of glaciolacustrine sediments in the Northern Venezuelan Andes. J. Quatern. Sci. 19, 23–33.

Mahany, et al., 2007a. Soil stratigraphy and plant–soil interactions on a Late Glacial–Holocene terrace sequence, Sierra Nevada National Park, northern Venezuelan Andes. J. S. Am. Earth Sci. 23, 46–60.

Mavo y Payares, 2013. Elementos petrologicos de las unidades metamorficas aflorantes en el flanco norte del Pico Bompland. Estado Merida, Venezuela. TEG. Escuela de Ingeniería Geologica, ULA 112 p.

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Miall, A. 1985. Arquitecture – Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Review, 22: 261 – 308.

Miall, A., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer. Germany. 13-55, 75-190, 229-249.

Pindell, et al., 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. Soc. Sed. Geol., Special Publ. 58, 45–86.

Scasso, A. y Limarino, C., 1997. *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Publicación Especial Nº 1 de la Asociación Argentina de Sedimentología. 29-48.

Royo y Gómez, J., 1959. El glaciarismo Pleistoceno en Venezuela. Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo (1): 332 – 357.

Schubert, C., 1972. *Cronología glacial tardía y evidencias neotectónicas en los Andes Venezolanos Nororientales*. Act. Cient. Caracas Venezuela. 40 -70.

Schubert, 1980. Contribución de Venezuela al inventario mundial de glaciares. Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales. 34, 267–279.

Schubert, C., Rinaldi, M., 1987. Nuevos datos sobre la cronología del estadio tardío de la Glaciación Mérida, Andes Venezolanos. Act. Cient. Venezolana, 38: 135 –136.

Schubert, C. y Vivas, L., 1993**.** *El Cuaternario de la Cordillera de Mérida*. Universidad de Los Andes – Fundación Polar. 145-169.

www.bdigital.ula.ve

Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

Strahler, A., 1974**.** *Geografía Física*. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España. 521-542.

Tricart, J. y Michel, M. 1975. *Geomorfología del área de Mucuchíes.* Revista Geográfica 7 – 16

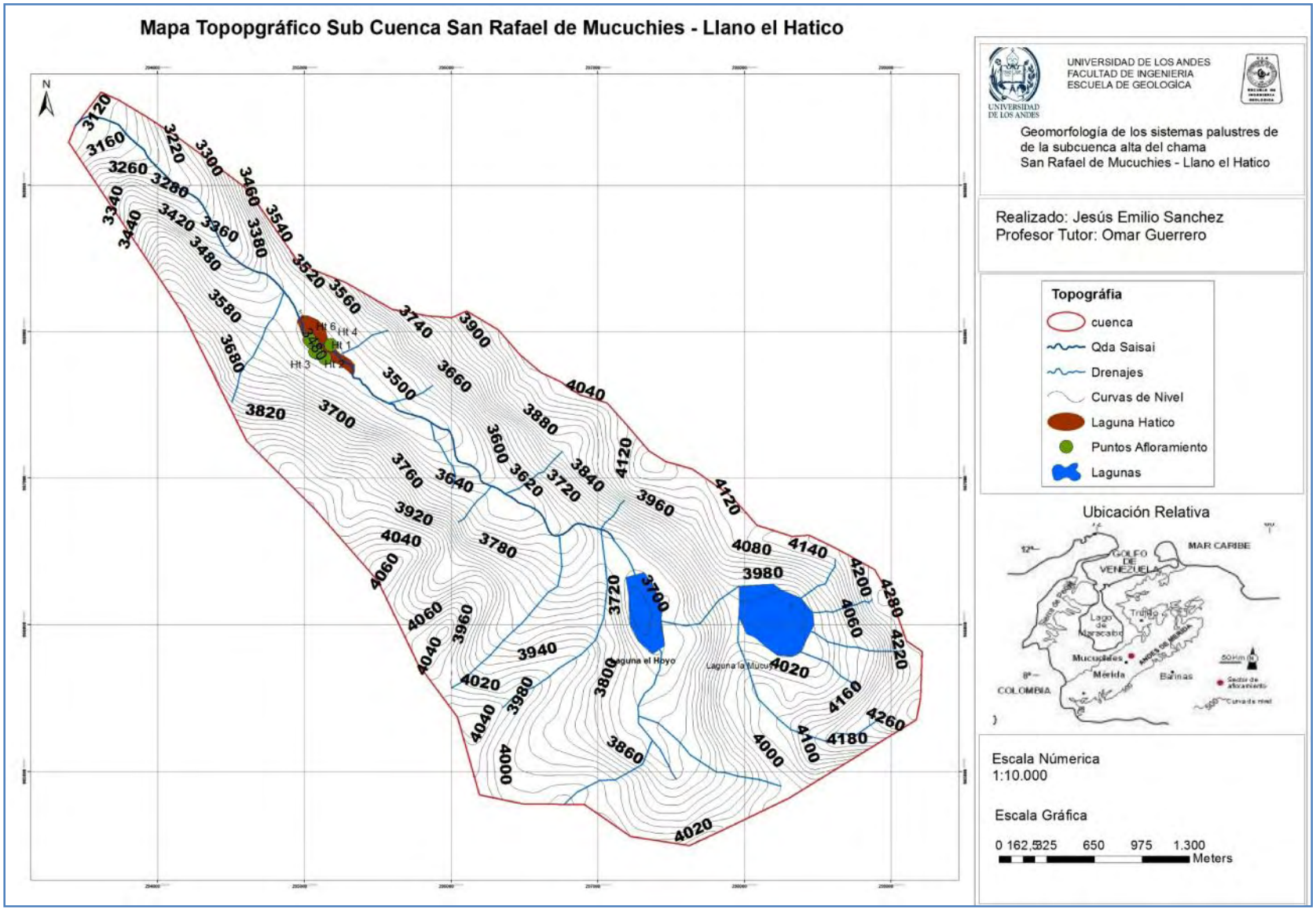
Zavala, C., 2008. *Geología de Cuencas Sedimentarias*. *Curso de Especialización sobre Sistemas Hiperpícnicos*. Schlumberger-PDVSA. Maracaibo: Venezuela. 2-13, 89, 97- 98, 124.

www.bdigital.ula.ve

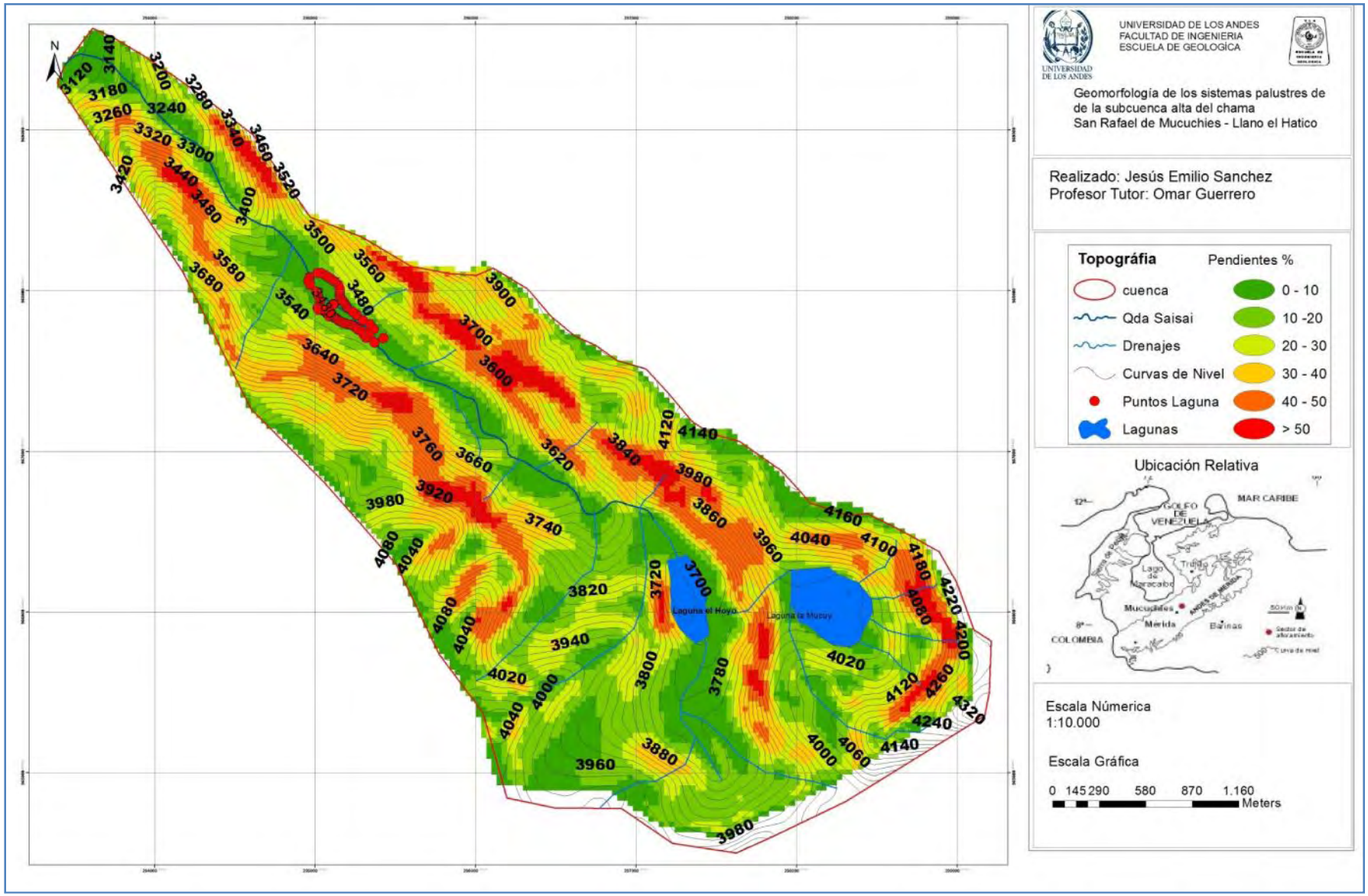
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual

ANEXOS

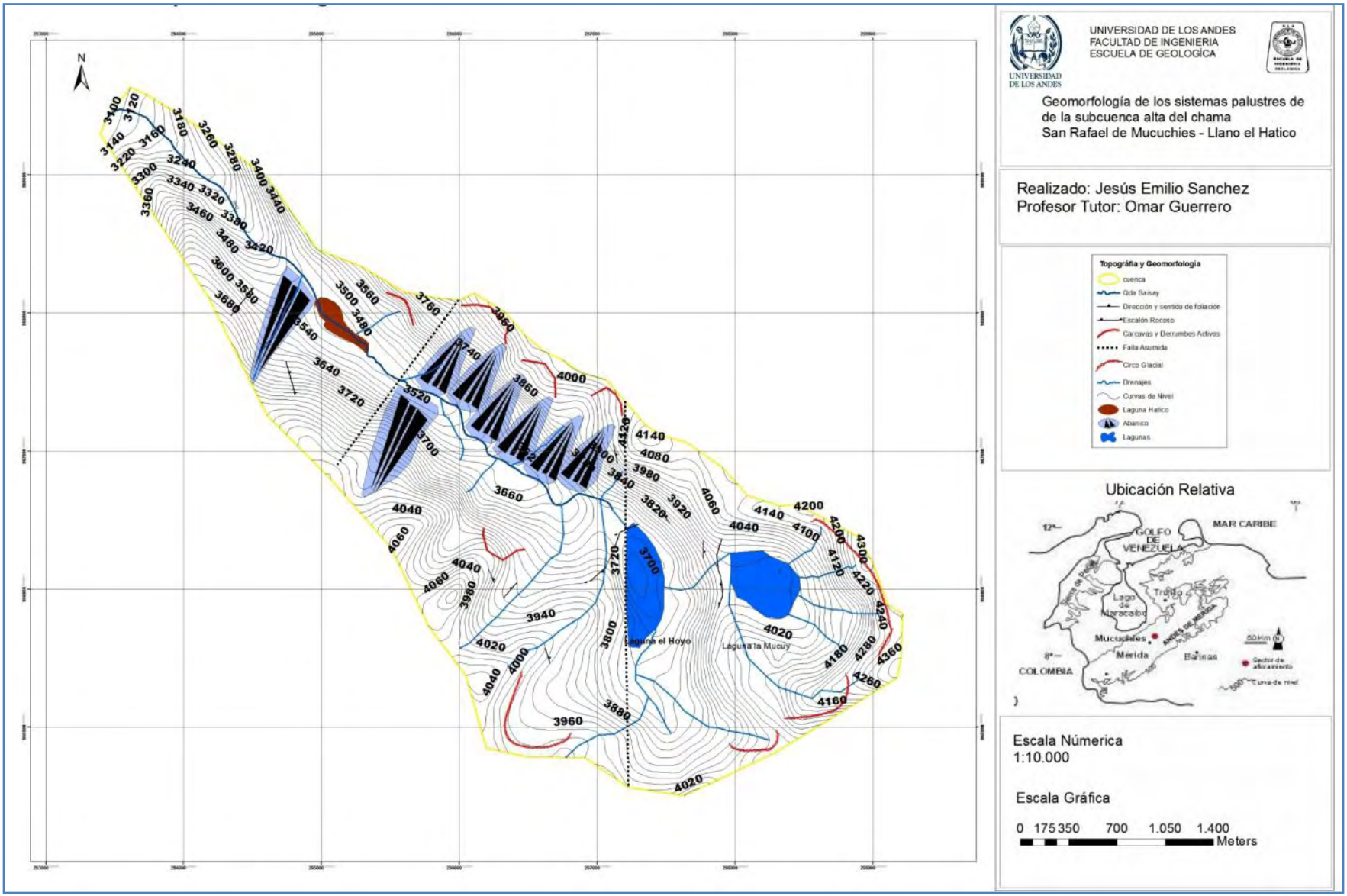
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual



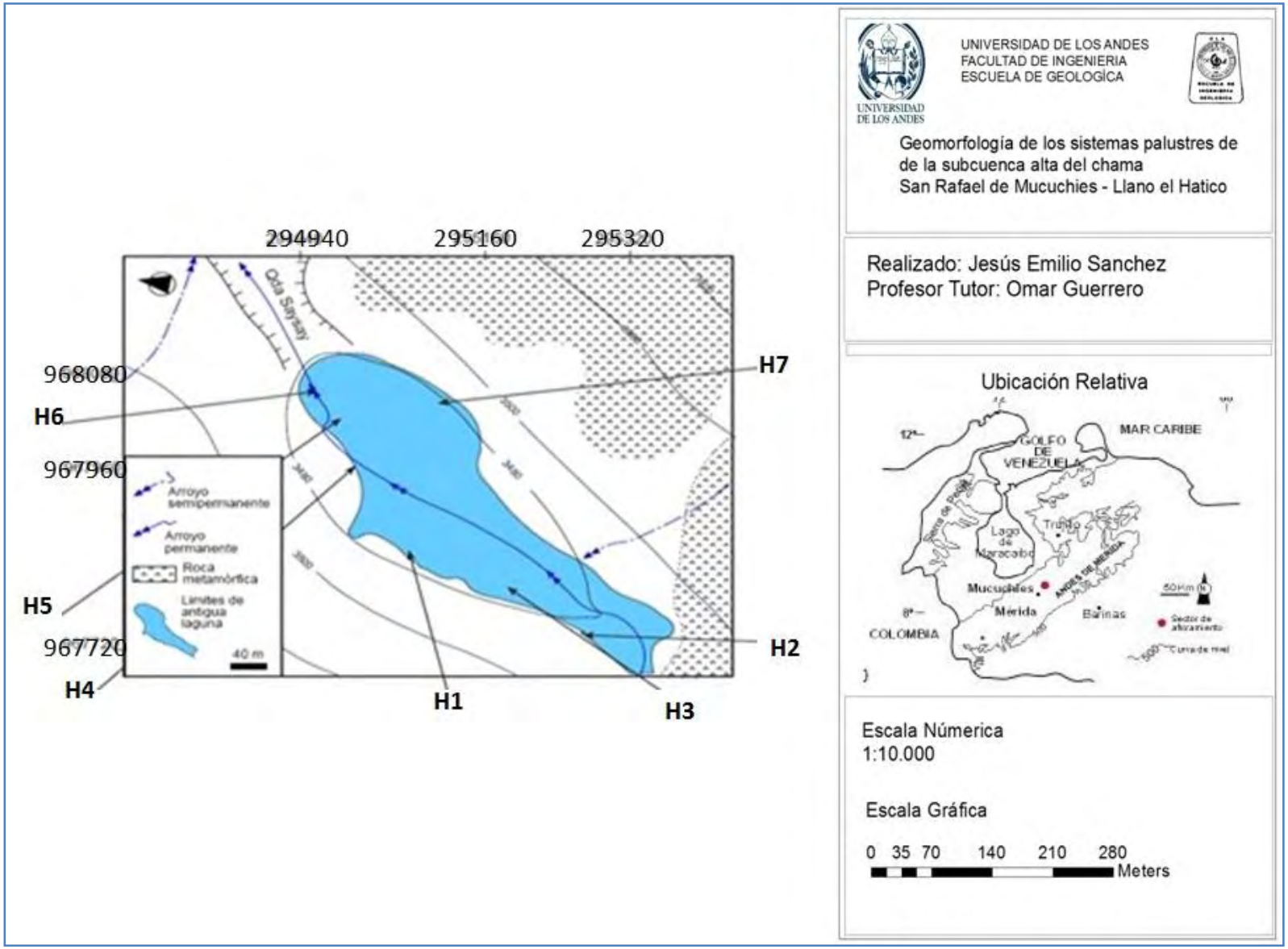
Reconocimiento-No comercial-Compartir igual



Reconocimiento-No comercial-Compartir igual



Reconocimiento-No comercial-Compartir igual



Reconocimiento-No comercial-Compartir igual