



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Análisis facial del sistema lagunar cerrado Laguna Seca, en el Páramo Parque Natural Nacional Chingaza (Colombia) y su vinculación con la variabilidad ambiental**

**Andrea Milena Mayor Amador**

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2023

# **Análisis facial del sistema lagunar cerrado Laguna Seca, en el Páramo Parque Natural Nacional Chingaza (Colombia) y su vinculación con la variabilidad ambiental**

**Andrea Milena Mayor Amador**

Tesis o trabajo de investigación presentada(o) como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ciencias Geología**

Director:

PhD Alexis Jaramillo Justinico

Codirectora:

PhD Clemencia Gómez González

Línea de Investigación:

Clima

Universidad Nacional de Colombia

Facultad, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2023

*A mi familia y amigos*

*En la simpleza de la vida, hay que asirse  
a cada vuelo de felicidad próximo  
para no dejarse caer en ningún agujero del camino.*

*El tiempo no es nada.  
¡Cuánta vida puede caber en un segundo!  
Esa fracción de tiempo puede contener  
un pensamiento cargado de inagotable experiencia,  
lleno de un profundo sentimiento embebido en sueños y deseos...*

*AMJB*

# Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Andrea Mayor Amador

---

Nombre

Andrea Mayor Amador

13/12/2023

# Agradecimientos

En primera medida, agradezco a las instituciones que han financiado y apoyado este proyecto. Los aportes del Programa de Estímulos “Thomas van der Hammen” del Jardín Botánico de Bogotá, en la convocatoria II-2019, y de Hermes a partir de la “convocatoria nacional para el apoyo a proyectos de investigación y creación artística de la Universidad Nacional de Colombia 2017-2018” que dieron sin duda, una importante contribución a los resultados, permitiendo que el proyecto de tesis pudiera continuar hasta lograr su culminación.

Agradezco infinitamente a mi amigo Enrique Ruíz, quien siempre confió en mí y me impulsó para iniciar este proyecto, además de contribuir con buenas ideas desde su conocimiento y experiencia. A mi amiga Natis y Lina por estar siempre muy pendientes de mí, acompañándome en el trayecto, a Gonzalo y Carlos. A todos los colaboradores, los profesores Sergio Gaviria, Jimmy Fernández, a directores de los laboratorios de difracción - fluorescencia y Palinología del Instituto de Ciencias Naturales, los profesores Sarmiento y O. Rangel de la Universidad Nacional, por sus comentarios y sugerencias. A los chicos del grupo de consultoría de estadística y al profesor Jimmy Corzo.

Al profe Alexis Jaramillo, director del trabajo, por sus asesorías, en ocasiones con dedicación exclusiva, siendo la base de construcción de la investigación. A la profesora Clemencia Gómez, por sus consejos y su absoluta confianza en mí, transmitiendo una energía única, que me daba aliento en momentos de mayor dificultad. A la profesora Susana Salazar por incentivar me por este tema de investigación y por cada tiempito que me regaló para ayudarme y sacarme de mil dudas.

Finalmente, agradezco de todo corazón a mi familia: a mi esposo Alejandro, por su esfuerzo de asumir todo mientras terminaba mi trabajo de maestría, porque siempre estuvo ahí para enseñarme, para darme un consejo, para darme calma y apoyo incondicional. A mi hija Valentina, por sus abrazos en las noches tan largas de desvelo, por su comprensión ante el poco tiempo de diversión con ella durante este proceso. Y a mi madre, no solo agradezco, sino dedico este trabajo y todo mi esfuerzo por su voz de apoyo y de nunca decaer, porque siempre estuvo dispuesta a brindarme su mano.

# Resumen

## **Análisis facial del sistema lagunar cerrado Laguna Seca, en el Páramo Parque Natural Nacional Chingaza (Colombia) y su vinculación con la variabilidad ambiental**

El páramo de Chingaza hace parte de uno de los sistemas ecológicos y ambientales exclusivos de la zona neotropical e intra montano Andino de Colombia. La Laguna Seca, es uno de los sistemas heredados lagunares del páramo por eventos glaciares del Pleistoceno Tardío, con una fuente de aporte reducida, permitiendo la conservación del sedimento y un registro continuo desde los 16.329 años cal BP al presente. Este estudio busca identificar condiciones ambientales y cambios relacionados a la evolución del sistema climático a partir de una descripción facial detallada y la suma de análisis mineralógicos, isotópicos y geoquímicos para un sondeo de 414 cm de sedimento recolectado en la Laguna Seca. El análisis permitió diferenciar 8 zonas climáticas relacionadas con condiciones de sequía- humedad, con bajas y altas temperaturas que reflejan en su mayor parte eventos estadiales e interestadiales de talla global reportados en Colombia para el Cuaternario. De esta forma, se evidencia que los cambios sedimentológicos juntos con sus rasgos químicos, son proxies que responden a cambios ambientales, siendo de gran utilidad para estudios paleoambientales de las zonas paramunas de alta montaña.

**Palabras clave:** Páramo, Chingaza, análisis facial, zona climática, Pleistoceno, Holoceno, proxies.

# Abstract

## **Facial analysis of the closed lake system Laguna Seca in the Paramo Chingaza National Natural Park (Colombia) and its relationship with environmental variability**

The Chingaza one part of one of the exclusive ecological and environmental systems of the neotropical and intra-montane Andean zone of Colombia. Laguna Seca is one of the lake systems inherited from the paramo by glacial events of the Late Pleistocene, with a reduced source of contribution, allowing the conservation of the sediment and a continuous record from 16,329 cal years BP to the present. This study seeks to identify environmental conditions and changes related to the evolution of the climate system based on a detailed facial description and the addition of mineralogical, isotopic and geochemical analyzes for a survey of 414 cm of sediment collected in Laguna Seca. The analysis allowed us to identify 8 climatic zones under conditions of drought-humidity, cold and heat that mostly represent stadial and interstadial events of global size reported in Colombia for the Quaternary. In this way, it is evident that sedimentological changes, together with their chemical traits, are proxies that respond to environmental changes, being very useful for paleoenvironmental studies of high mountain paramunas areas.

**Keywords:** Paramo, Chingaza, facial analysis, climatic zone, Pleistocene, Holocene, proxy.

# Contenido

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>12</b>
1.1	Localización y características generales	12
1.2	Justificación y objetivos	16
<b>2</b>	<b>Marco teórico</b>	<b>17</b>
2.1	Geología y rasgos morfológicos	17
2.2	Panorama paleo-climático	22
2.2.1	Estadio Fúquene. Pleistoceno tardío años ~20.000 hasta 14.000 BP (para algunos autores hasta 10.000)	25
2.2.2	Inter- estadial Guantiva, años ~14.000 a 10.000 BP	26
2.2.3	Estadio El Abra, años ~11.000 a 8.500 cal BP	27
2.2.4	Mejoramiento del clima en el Holoceno medio, años ~7.500 cal BP	27
2.2.5	Holoceno medio a tardío, años ~7.500 a 3.500 cal BP	28
2.2.6	Holoceno tardío, ~3.500 cal BP al presente	30
2.3	Fundamento teórico de análisis realizados	30
2.3.1	Datación <sup>14</sup> C	31
2.3.2	Descripción sedimentológica	31
2.3.3	Fluorescencia de rayos X (FRX)	32
2.3.4	Difracción de rayos X (DRX)	34
2.3.5	Carbono Orgánico total (TOC)	35
2.3.6	Isótopos	35
<b>3</b>	<b>Metodología</b>	<b>40</b>
3.1	Ajuste de edades y tasa de sedimentación a partir de las edades <sup>14</sup> C	40
3.2	Descripción física sedimentológica	42
3.3	Fluorescencia de rayos X (FRX)	43
3.4	Difracción de rayos X (DRX)	43
3.5	Carbono Orgánico total (TOC)	45
3.6	Isótopos	45
<b>4</b>	<b>Resultados</b>	<b>46</b>
4.1	Datación	46
4.2	Descripción sedimentológica con lupa binocular	47
4.3	Fluorescencia de Rayos X	68

<b>4.4</b>	<b>Difracción de Rayos X</b>	<b>68</b>
<b>4.5</b>	<b>Carbono Orgánico Total (TOC)</b>	<b>71</b>
<b>4.6</b>	<b>Medición de isótopos</b>	<b>72</b>
<b>5</b>	<b><i>Discusión</i></b>	<b>73</b>
<b>5.1</b>	<b>Zonificación facial</b>	<b>73</b>
<b>5.2</b>	<b>Consideraciones adicionales</b>	<b>87</b>
5.2.1	Comportamiento elemental a partir de análisis de fluorescencia	87
5.2.2	Interpretaciones a partir de isótopos	88
5.2.3	Relación temporal y condición climática	89
<b>6</b>	<b><i>Conclusiones</i></b>	<b>93</b>
<b>7</b>	<b><i>Bibliografía</i></b>	<b>96</b>

# Lista de figuras

<i>Figura 1- 1. Distribución de páramos en el mundo</i>	12
<i>Figura 1- 2. Localización Parque Nacional Natural Chingaza y punto de muestreo. Ubicación de la zona de muestreo, Laguna Seca PNNC – Colombia; en la parte inferior se muestran panorámicas de ésta</i>	14
<i>Figura 1- 3. Núcleos de sedimento recolectados</i>	15
<i>Figura 2- 1. Componente estructural de la zona de muestreo</i>	17
<i>Figura 2- 2. Lugar de estudio, ambiente Laguna Seca</i>	18
<i>Figura 2- 3. Morfología de valle en U en vista panorámica al sur de la zona de la laguna</i>	19
<i>Figura 2- 4. Trazo de drenajes en la zona de estudio</i>	20
<i>Figura 2- 5. Perfil regional de la zona de estudio con dirección NW- SE</i>	21
<i>Figura 2- 6. Colmatación de la vegetación y columna de agua en la Laguna Seca</i>	22
<i>Figura 2- 7. Comparación de niveles del lago para ocho zonas de los Andes tropicales a través de reconstrucciones polínicas</i>	23
<i>Figura 2- 8. Señales de análisis químicos en sedimentos del Páramo de Berlín para los últimos 27000 años BP</i>	24
<i>Figura 2- 9. Condiciones climáticas para Colombia y su comparación con fases europeas en el Pleistoceno tardío y Holoceno a partir de la recolección bibliográfica</i>	29
<i>Figura 2- 10. Esquema de obtención de datos para el análisis de fluorescencia de rayos X</i>	32
<i>Figura 2- 11. Diagrama del fundamento teórico de la difracción de rayos X</i>	34
<i>Figura 2- 12. Relación general del comportamiento de los isótopos medidos en este trabajo con los cambios de fase estadal – interestadial en la columna de agua</i>	38
<i>Figura 2- 13. Rangos típicos de C/N vs. <math>\delta^{13}C</math> para las fuentes de materia orgánica</i>	39
<i>Figura 3- 1. Esquema de preparación de muestras analizadas en DRX</i>	44
<i>Figura 4- 1. Diagramas de calibración en los puntos de muestreo, INTCAL 20</i>	46
<i>Figura 4- 2. Tasa de sedimentación obtenida a partir de los dos puntos de datación en la columna</i>	47
<i>Figura 4- 3. Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes</i>	52
<i>Figura 4- 4: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes</i>	56
<i>Figura 4- 5. Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes</i>	59
<i>Figura 4- 6: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes</i>	63
<i>Figura 4- 7: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes</i>	65
<i>Figura 4- 8. Columna del sedimento en Chingaza a partir de la descripción física de sus componentes</i>	66
<i>Figura 4- 9. Distribución de componentes orgánicos a través de la descripción física del sondeo</i>	67
<i>Figura 4- 10. Distribución de componentes minerales a través de la descripción física del sondeo</i>	67
<i>Figura 4- 11. Curvas de la variación elemental a través del sondeo a partir del análisis de fluorescencia de rayos X</i>	69
<i>Figura 4- 12. Difractogramas representativos del sondeo</i>	70
<i>Figura 4- 13. Distribución de carbono orgánico total (TOC) a través de la columna</i>	71

<i>Figura 5- 1. Zonas establecidas a partir de la descripción física del sondeo a través del análisis estadístico Coniss</i>	75
<i>Figura 5- 2. Zonas en resultados de fluorescencia a través de la columna</i>	76
<i>Figura 5- 3. Zonación en resultados de la difracción a través de la columna</i>	78
<i>Figura 5- 4. Zonación en resultados de TOC a través de la columna</i>	79
<i>Figura 5- 5. Comportamiento isotópico para cada una de las zonas, a su lado gráfica de relación <math>\delta^{13}C/(C/N)</math></i>	83
<i>Figura 5- 7. Comparación a partir de edades de las zonas climáticas de Chingaza con los eventos estadiales e interestadiales indicados por otros autores</i>	92

## Lista de tablas

<i>Tabla 4- 1. Medidas y valores isotópicos para cada una de las profundidades asociadas</i>	72
--	----

## Lista de anexos

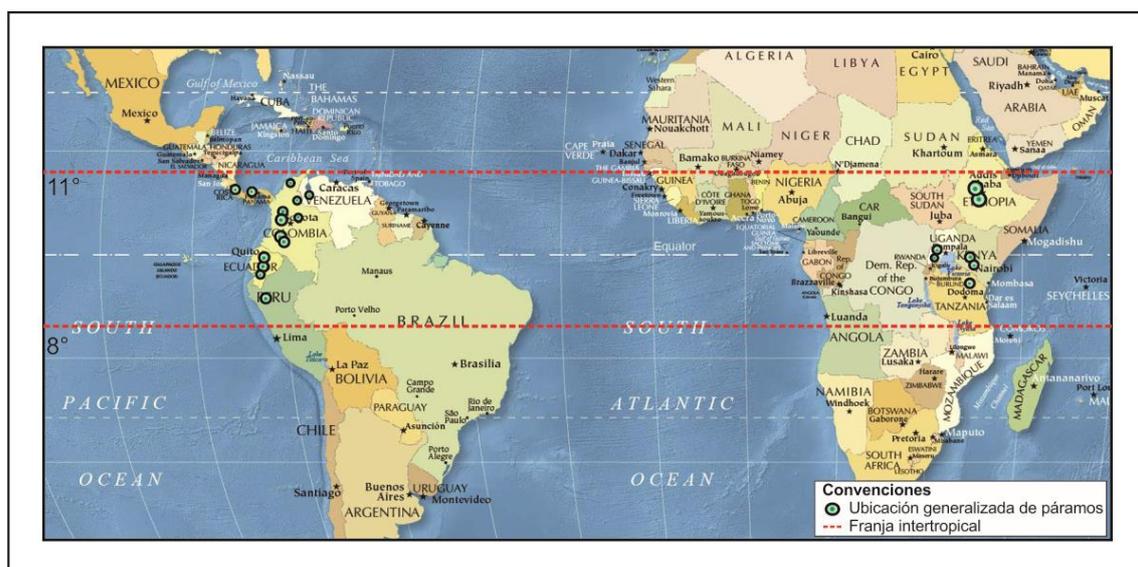
<i>Anexo A. Resultados de datación <math>^{14}C</math></i>	95
<i>Anexo B. Resultados descripción física sedimentológica</i>	95
<i>Anexo C. Resultados de fluorescencia de rayos X</i>	95
<i>Anexo D. Resultados de difracción de rayos X</i>	95
<i>Anexo E. Resultados de carbono orgánico total (TOC)</i>	95
<i>Anexo F. Resultados de isótopos</i>	95
<i>Anexo G. Análisis estadísticos de Análisis de componentes funcionales y multivariado</i>	95

# 1 Introducción

## 1.1 Localización y características generales

Uno de los ecosistemas con mayor diversidad en Colombia y en Suramérica septentrional es el Parque Natural Nacional Chingaza (PNNC), hace parte del conjunto de páramos de alta montaña tropicales del mundo, concentrados predominantemente en Colombia, Venezuela, Ecuador y norte de Perú, con algunas extensiones en Costa Rica y Panamá (*Páramos de Colombia*, 2001). Mientras en países como África central, desarrollan un ambiente equivalente denominado “ecosistema afro – alpino”, con una distribución en Etiopía, Uganda, Kenia y Tanzania (Llambí et al., 2012). Estos ambientes se encuentran en la llamada franja intertropical, que se extiende desde los 11° norte hasta 8° sur del globo terrestre (Rojas Rojas et al., 2018) (Figura 1- 1).

Figura 1- 1. Distribución de páramos en el mundo



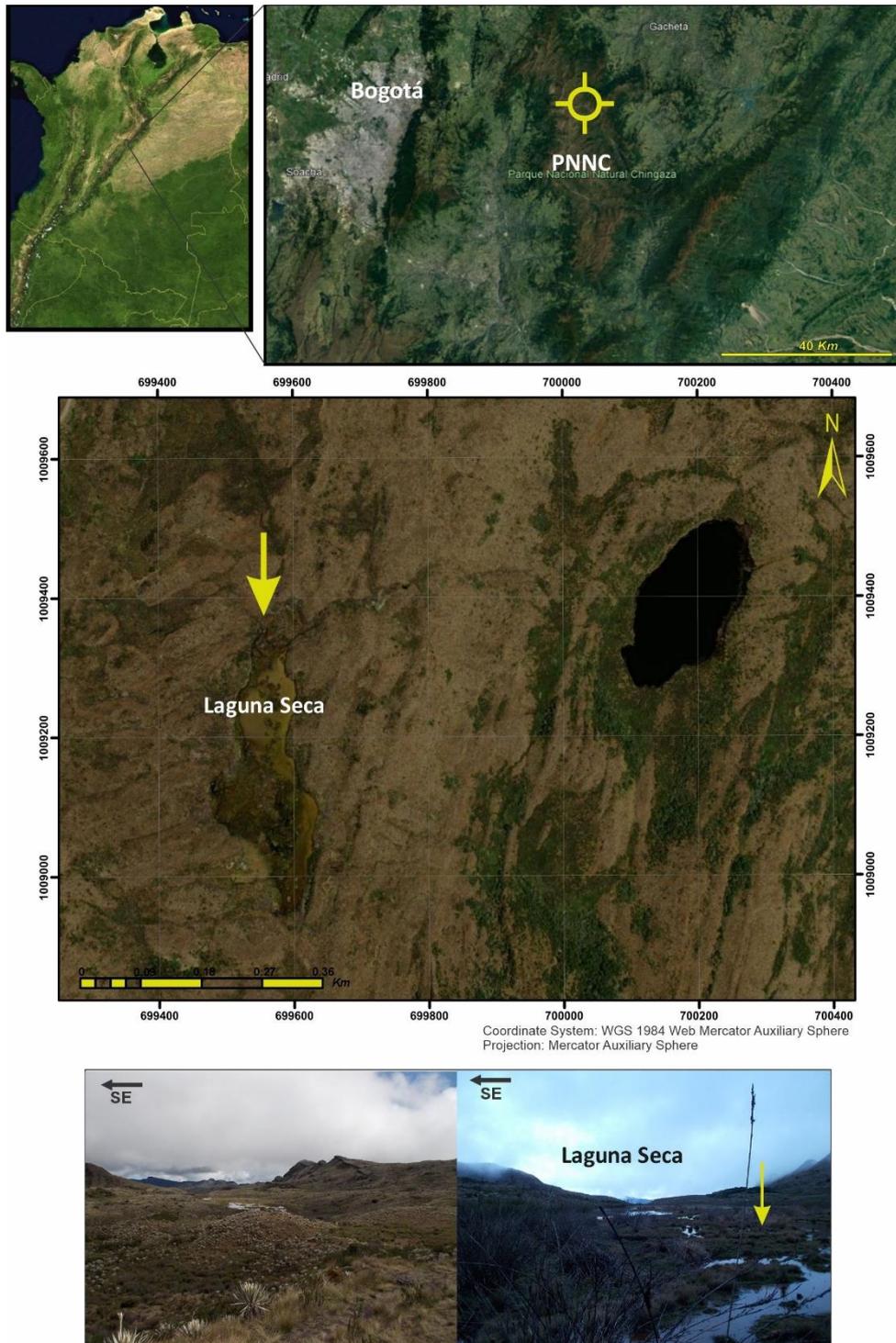
Fuente: Modificado a partir de Nations Online Project, n.d.

La cadena montañosa de los Andes constituye el mayor rasgo topográfico para Suramérica y dada sus variaciones morfológicas expone una amplia gama de conjuntos climáticos, controlados por los efectos de precipitación y temperatura para las regiones comprendidas en toda su extensión. La posición latitudinal de su parte más norte presenta rasgos climáticos únicos, al verse influenciada además por la zona intertropical, en donde ocurre una constante exposición a la radiación solar.

El PNNC, en la cordillera Oriental colombiana, hace parte del gran Sistema Andino Suramericano. Para Morello (2002) pertenece al Subsistema Andino – Atlántico, zona caracterizada por una alta humedad transportada por el océano Atlántico, la Orinoquía y la Amazonía. El páramo de Chingaza está influenciado por descargas de humedad, traídas desde el oriente del país en forma de precipitaciones, con valores anuales de 2.445 mm, reportado en el extremo norte del embalse de Chuza (Rangel-Ch., 2000). La precipitación es el factor climático más variable, dentro de un régimen isotérmico anual y una alternancia térmica diaria por debajo de cero grados, generando fuertes heladas, principalmente en épocas secas (Vargas Ríos y Pedraza, 2004). El área está comprendida entre los departamentos de Cundinamarca y Meta, al sureste de la ciudad de Bogotá, plancha 228-Bogotá (Corredor y Terraza Melo, 2015), abarca las poblaciones de Choachí, Fómeque, Cáqueza, Monterredondo, Mangón Grande y Piedras Gordas y hace parte de una de las más importantes reservas naturales del país desde el año 1977 (Vargas Ríos y Pedraza, 2004).

El punto de muestreo se encuentra ubicado en las coordenadas 4° 40,72 N y 73° 47,24 W, a una altura de 3.627 m.s.n.m., en la zona denominada Laguna Seca, al norte del embalse de Chuza, correspondiente al sector alto de la cuenca del río con el mismo nombre (Vargas Ríos y Pedraza, 2004) (Figura 1- 2). A 300 m de la laguna en un ambiente pantanoso, usando una sonda de perforación tipo rusa, se obtuvo un registro de material continuo, compuesto de 6 secciones que suman un espesor de 410 cm. Para su preservación y almacenamiento durante su transporte hasta los laboratorios, se usaron canaletas de PVC, dispuestas en cajas estándar para ello (Figura 1- 3). Una datación <sup>14</sup>C hecha a la base del sondeo indica que la laguna registra sedimentación desde hace 16.329 años cal BP, correspondiendo al Pleistoceno tardío y Holoceno. Las características altitudinales y latitudinales permiten caracterizar a la Laguna Seca, como un lago tropical de alta montaña de condiciones ambientales relativamente constantes a lo largo del año. La forma de cubeta sobre la que se desarrolla es un rasgo remanente de los procesos de glaciación ocurridos a finales del Pleistoceno por socavamiento, arrastre de materiales, retroceso y construcción de morrenas (Vargas Ríos y Pedraza, 2004).

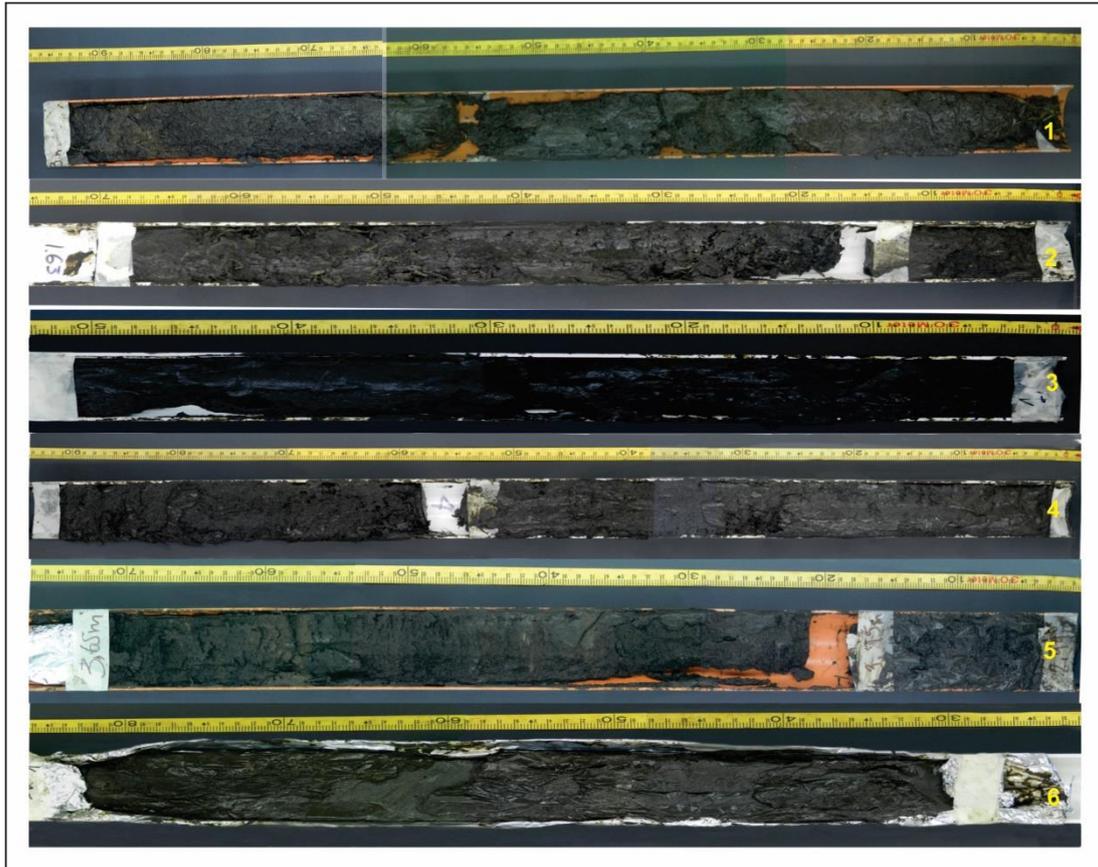
Figura 1- 2. Localización Parque Nacional Natural Chingaza y punto de muestreo. Ubicación de la zona de muestreo, Laguna Seca PNNC – Colombia; en la parte inferior se muestran panorámicas de ésta



Algunas diferencias preliminares en color son identificadas a través de todo el sondeo (Figura 1-3). Se reconocen al menos tres segmentos distintivos, sobresaliendo aquel de color más oscuro y negro en la parte media, reflejando su dominio en composición de materia orgánica en relación

con los demás segmentos. La limitación de material orgánico es visible en coloraciones grisáceas más claras, que representan las demás particiones.

Figura 1- 3. Núcleos de sedimento recolectados



Los análisis faciales en los registros sedimentarios han sido de gran utilidad para la identificación de ambientes de depositación y su variabilidad en el área de estudio. En Colombia, los registros lagunares continuos y sin perturbación, como Fúquene (Bogotá-A et al., 2011; Sarmiento et al., 2008; van der Hammen & Hooghiemstra, 2003; Van Geel & van der Hammen, 1973; Vélez et al., 2003; Vriend et al., 2012), Páramo de Frontino (Muñoz et al., 2017; Velásquez - R & Hooghiemstra, 2013), Sábana de Bogotá (Dueñas, 1986; Hooghiemstra y Flantua, 2019; Torres, 1996; Thomas van der Hammen y González, 1959b), El Piñal (Hooghiemstra & Flantua, 2019) , en el Amazonas más al sur (González-Carranza et al., 2012) entre otros, han despertado un fuerte interés para el reconocimiento de cambios climáticos del Neógeno y principalmente, del Cuaternario. La bibliografía refleja que la palinología ha sido la herramienta más usada, apoyada alternativamente por análisis sedimentológicos y químicos (Torres, 2006; Torres et al., 2005). En Funza, se realizó un trabajo detallado de variabilidad de tamaño de grano y con ello una descripción facial, método que

llevó a reconocer fluctuaciones del nivel del paleolago y que asociado a palinomorfos e isótopos  $\delta^{18}\text{O}$ , sirvieron para interpretar la evolución de sedimentación para el Plio – Pleistoceno de la laguna. Así mismo, se destacan trabajos más recientes, en donde los análisis isotópicos han aportado interpretaciones paleoecológicas y paleoambientales en sistemas paramunos de Colombia y Costa Rica (Liu et al., 2019; Wu & Porinchi, 2020).

## 1.2 Justificación y objetivos

Los páramos andinos son ecosistemas altamente sensibles, su ubicación en el trópico y su altitud los hace sistemas bióticos y abióticos exclusivos, por su biodiversidad y condiciones abióticas reinantes, con registros sedimentarios únicos que reflejan cambios climáticos del pasado a nivel glacial e interglacial y más aún, estadal e interestadial. Este trabajo es pionero en el uso de la sedimentología, mineralogía y análisis químicos como determinantes de cambios climáticos en un sistema paramuno de alta montaña, aportando información clave en el entendimiento de la dinámica de este tipo de sistemas y de su respuesta ante los cambios climáticos de los últimos 16329 años BP.

El desarrollo del trabajo se plantea teniendo como objetivo principal determinar la relación entre el tipo y composición de sedimento con la variabilidad climática durante el Holoceno, partiendo de la hipótesis de que las asociaciones composicionales zonificadas tengan un vínculo con el comportamiento ambiental y los procesos de sedimentación de la laguna.

Los objetivos específicos planteados son: 1) realizar análisis de descripción sedimentológica detallada, difracción y fluorescencia de rayos X, contenido de materia orgánica e isótopos (N, C,  $\delta^{15}\text{N}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\text{pCO}_2$ ) a través del sedimento que representa la columna; 2) identificar puntos de cambio significativo en la presencia de material orgánico y mineral en los sedimentos de la columna, permitiendo así el reconocimiento de conjuntos faciales diferenciales y 3) asociar cambios en los análisis mineralógicos y químicos, comparándolos frente a la respuesta sedimentológica del sondeo.

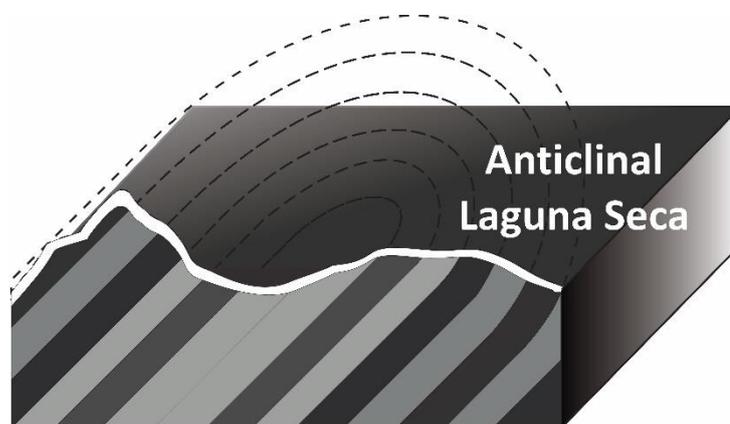
## 2 Marco teórico

### 2.1 Geología y rasgos morfológicos

El Parque Natural Nacional Chingaza (PPNC) está constituido de suelos generados a través de la desintegración de rocas de alto contenido orgánico, tratándose de la sucesión sedimentaria Cretácica Inferior, representando el periodo de transgresión marina para Colombia (Bürgl, 1961), suprayacidas por unidades fluviales y lagunares del Paleógeno, Neógeno y finalmente, del Cuaternario (Corredor y Terraza Melo, 2015).

Las rocas del Cretácico registran sedimentos desde el Hauteriviano (132.6 Ma.) hasta el Cenomaniano (100.5 Ma.), que en orden cronológico corresponden a la Formación Las Juntas, Grupo Villeta (formaciones Fómeque, Une y Chipaque), Grupo Guadalupe (formaciones Arenisca Dura, Plaeners, Arenisca de Labor y Arenisca Tierna) y Formación Guaduas (Corredor y Terraza Melo, 2015). En términos generales se trata de una sucesión de capas gruesas a delgadas, con un dominio de cuarzoarenitas de las formaciones Las Juntas y Une, desarrollando altos topográficos y pendientes sobresalientes (Hubach, 1957), intercaladas con lodolitas y arcillolitas de las formaciones Fómeque y Chipaque, con exposiciones menos competentes y de colinas poco pronunciadas, como los anticlinales de Chingaza y Laguna Seca (Figura 2- 1) (Corredor y Terraza Melo, 2015; Etayo Serna, 1964). Por su parte, el Grupo Guadalupe, es considerado por Julivert (1961), como la parte arenosa del Cretácico Superior (100.5-66 Ma.), rocas con muy buena exposición en el PNNC, como lo es el Anticlinal de Chingaza; finalmente, la Formación Guaduas representa el tope de la sucesión cretácica y marca el proceso de la regresión marina para la región (Corredor y Terraza Melo, 2015).

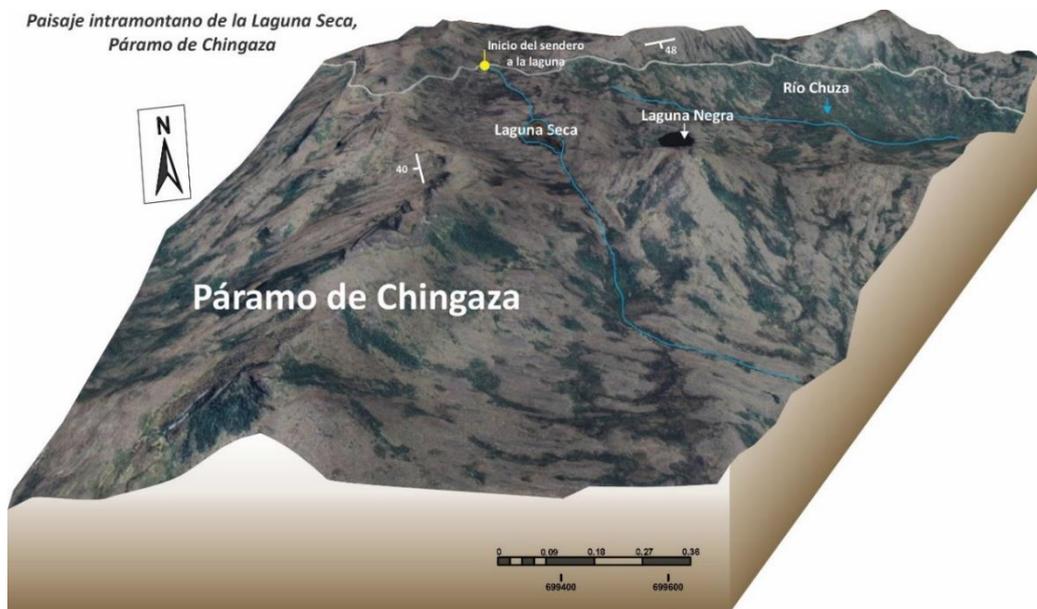
Figura 2- 1. Componente estructural de la zona de muestreo



Fuente: Autoría

Depósitos más recientes del Cenozoico (66 Ma. al presente) dibujan en el paisaje morfologías suavizadas, resaltando rasgos de un ambiente glaciario heredado del Pleistoceno tardío (0.129 – 0.0117 Ma.; Figura 2- 2) (Vargas Ríos y Pedraza, 2004). Rocas del Paleógeno (66-23 Ma.), son representadas por las formaciones Cacho, Bogotá y Regadera, unidades que muestran una variación entre areniscas de grano fino y grueso, intercaladas con lodolitas y arcillas de geomorfologías suaves para el caso de la Formación Bogotá (Corredor y Terraza Melo, 2015). En el Neógeno (23-2.58 Ma), los depósitos son reconocidos como de origen fluvio lacustre, haciendo parte de flujos torrenciales, material de flujo gravitacional, marcando formas de abanicos explayados en pendientes suaves y colinas redondeadas de las formaciones Marichuela y Tilatá, en ocasiones con límites discordantes sobre las unidades paleógenas.

Figura 2- 2. Lugar de estudio, ambiente Laguna Seca



Fuente: Render a partir de imágenes satelitales de Google Earth

Finalmente, los depósitos más recientes, representan el Cuaternario (2.58 Ma. al presente) con las formaciones Subachoque, Sabana, Río Siecha, Río Tunjuelito y Chía, unidades con un registro desde Pleistoceno temprano al Holoceno. Se trata de arcillas arenosas, entre fragmentos subangulares con contenido de materia carbonosa y turba, en terrazas fluviales, desarrollándose procesos de gelifracción y solifluxión en depósitos fluvio glaciares y periglaciares (Corredor y Terraza Melo, 2015; T van der Hammen et al., 1973).

La Laguna Seca se halla en la Cordillera Oriental colombiana, en el área de influencia del PNN de Chingaza, constituye un sistema lagunar con un eje mayor de dirección N-S de 460 m aproximadamente, con un ancho entre 68 150 m; su perímetro está alrededor de 1 147 m con

una extensión estimada de 36 503 m<sup>2</sup>, correspondiendo 15 263 m<sup>2</sup> (~43 %) a espejo de agua y 21 240 m<sup>2</sup> (~57 %) a zonas actualmente colonizadas por vegetación.

Como un sistema lacustre continental de alta montaña, Laguna Seca se ubica en las cabeceras del río Chuza quien da origen al embalse del mismo nombre. Corresponde a un cuerpo de agua cercano a la divisoria de aguas a nivel local en la zona. En una vista panorámica de norte-sur se identifican rasgos propios de la dinámica glaciar en el pasado, como lo son valles en U, circos, morrenas de fondo con morfologías suavizadas y redondeados, morrenas laterales como zonas de ruptura de pendientes y estrías en la roca que no son concordantes con la estratificación natural de las rocas circundantes (Figura 2- 3).

La laguna constituye así uno de los elementos paisajísticos heredados del paso glaciar en los sistemas andinos durante el Cuaternario, como producto del momento de su deglaciación en forma distintiva de estanque de agua pequeño y aislado en zonas altas de la cordillera.

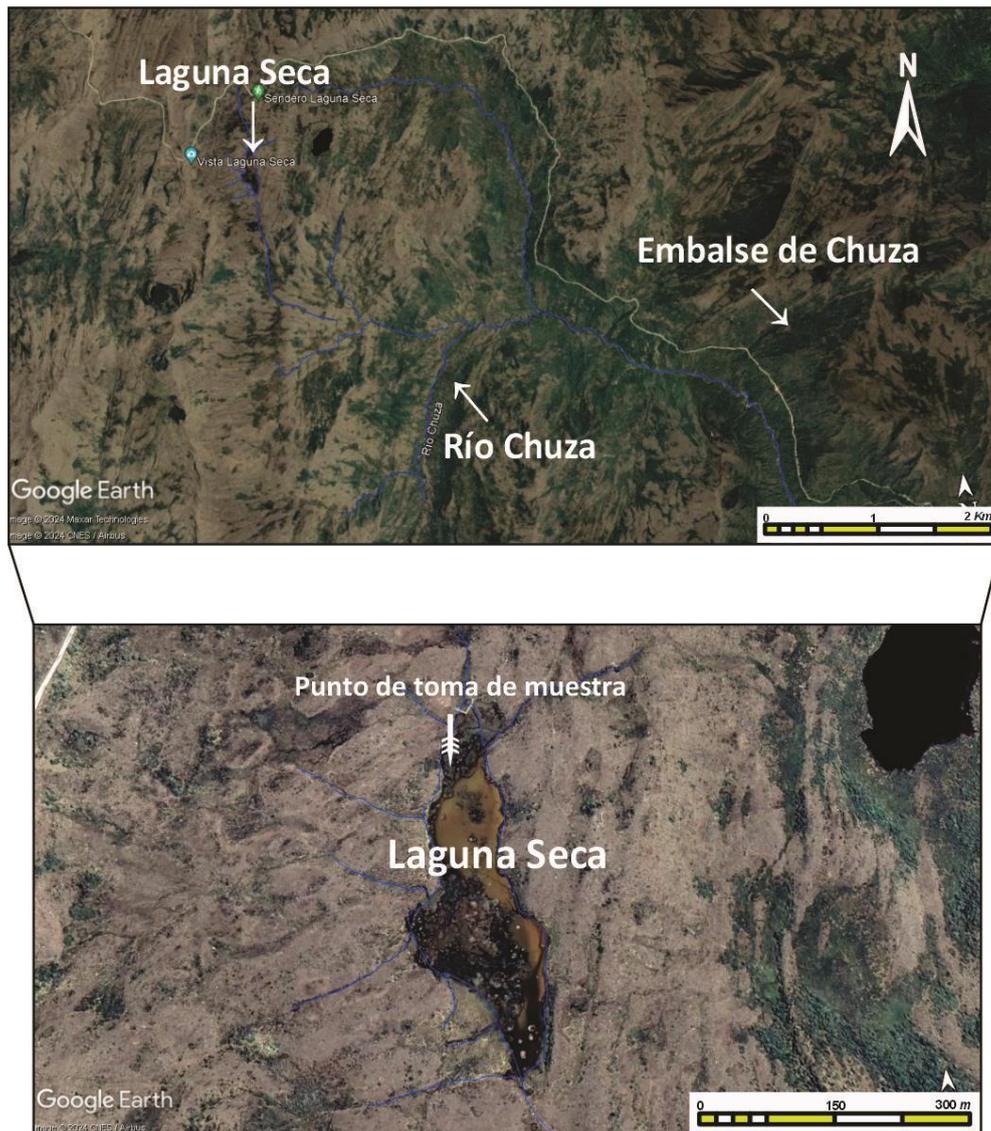
La toma del sondeo corresponde a uno de los puntos más elevados con relación a las geoformas de su entorno y las vertientes hídricas corresponden a niveles 1 y 2, siguiendo a Horton y Horton-Statler, llevando limitadas cantidades de agua de escorrentía, a través de una dinámica de energía baja, dadas las suaves pendientes y limitadas coberturas vegetales (Figura 2- 4). Estas características reflejan así la formación de ésta como sistema de aporte cerrado, por lo que se le atribuyen variables locales de sedimentación constantes con un escaso aporte externo.

*Figura 2- 3. Morfología de valle en U en vista panorámica al sur de la zona de la laguna*



*Fuente: Imagen satelital del punto de sondeo tomada de Google Earth*

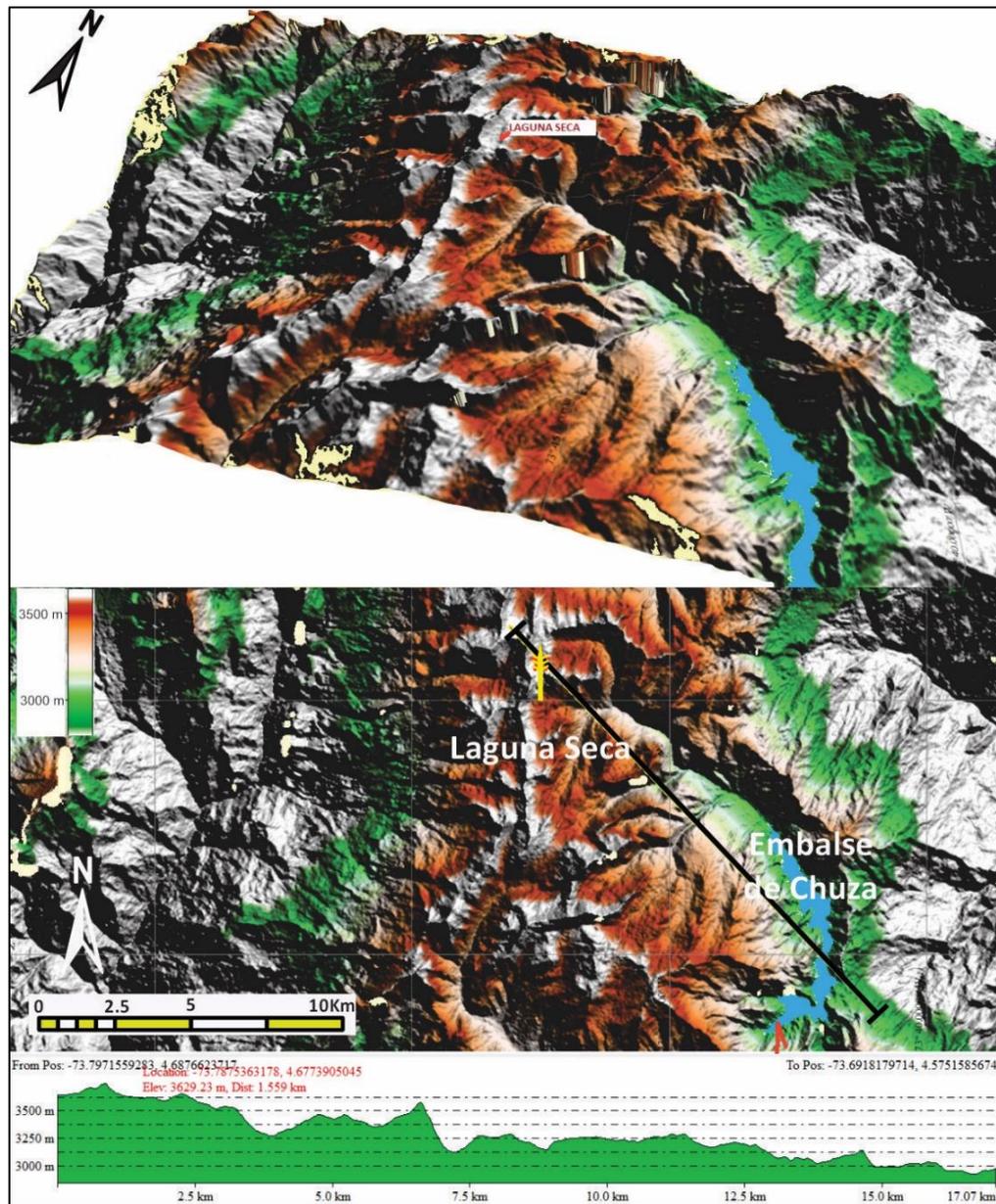
Figura 2- 4. Trazo de drenajes en la zona de estudio



Fuente: Imágenes satelitales del punto de sondeo con los trazos de drenaje, tomadas y modificadas de Google Earth

Con imágenes satelitales (MDT con resolución de 1 arc\_seg de resolución de 30 m por pixel) tomadas de la base USGS (U.S. Geological Survey) y analizadas en Global Mapper V25,1 (2024), se hizo una modelación en 3D, que permite identificar las características de grandes unidades de paisaje de la zona. En un perfil NW- SE se muestra una basculación hacia el sureste de la cuenca, con las redes de drenaje orientadas hacia el SE, con puntos de nacimiento en la zona norte, área de influencia de Laguna Seca y lugar de desembocadura en el embalse de Chuza, como punto para el drenaje regional (Figura 2- 5).

Figura 2- 5. Perfil regional de la zona de estudio con dirección NW- SE



Fuente: Imágenes de relieve adquiridas de la base de datos USGS

Dentro de los procesos que se registran en la laguna está la colmatación de la laguna, en donde se evidencia una evolución temporal de la vegetación y con ello el efecto de los actores climáticos que han afectado el territorio.

Las primeras etapas de formación de la laguna se suponen absolutamente carentes de vegetación y la dinámica posterior de colmatación no es comparable con los sistemas de baja montaña, diferenciado en primera medida por el aporte detrítico, que para estas lagunas de origen glaciar se hace muy reducido, y por otra parte, la fuerte acción que tiene por ello la evolución de la materia orgánica.

Una imagen enfatizada en rasgos de vegetación de la Laguna Seca muestra la colmatación vegetal hacia el costado occidental, con un avance de casi el 50%, en donde se desarrollan diques naturales, con la acumulación de distintos tipos de material orgánico que impiden la circulación de agua en toda el área de la laguna y lo que sugiere a futuro un cierre total del sistema (Figura 2- 6). Algunos elementos observados en la laguna o en cercanías a esta son: zonas de vegetación emergente, zonas de charcas, estructuras de fondo, isletas aisladas, zonas terrizadas, diques amplios continuos y diques fragmentados (Jaramillo, 1998).

Figura 2- 6. Colmatación de la vegetación y columna de agua en la Laguna Seca



Fuente: Imágenes satelitales con énfasis en la vegetación y las líneas de agua adquiridas de la base de datos USGS

## 2.2 Panorama paleo-climático

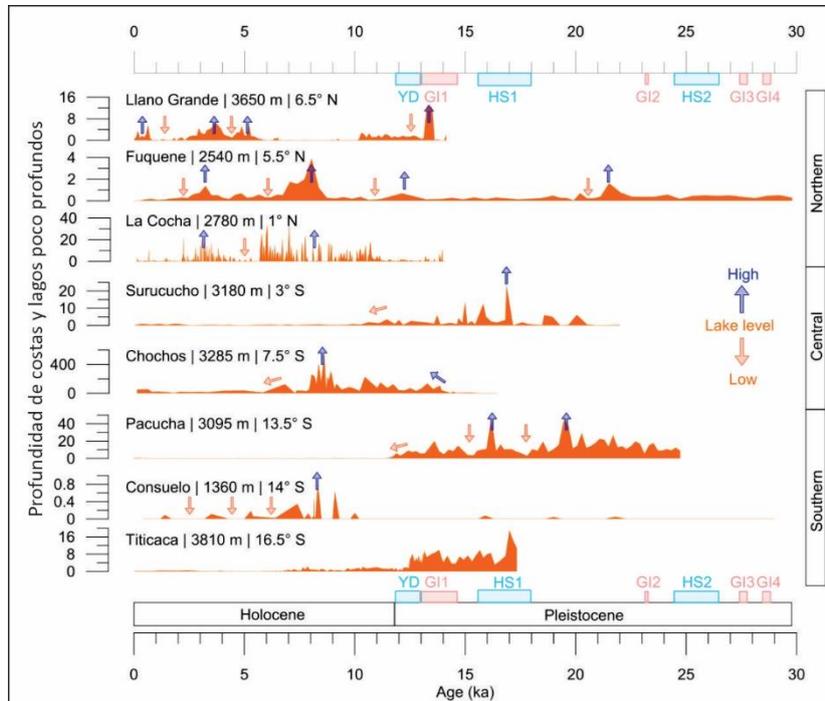
Es evidente que los cambios climáticos (glaciales e interglaciares y estadales e interestadales en el Cuaternario) guardan registro en el sedimento en los sistemas lacustres de los Andes colombianos. Los ecosistemas tropicales de alta montaña son sensibles al cambio climático y son una excelente herramienta para identificar los cambios del pasado, permitiendo reconstruir dinámicas paleo ambientales para las zonas de estudio (Urrego et al., 2016).

En Colombia en gran variedad de registros continentales se han identificado señales de cambios climáticos a través del Periodo Cuaternario, siendo excelentes para preservar características de los ambientes de depositación en los sedimentos durante largos rangos de tiempo (Bogotá-A et al., 2011). De los estudios más representativos se menciona el de la Cuenca Bogotá y la Laguna de Fúquene en la cordillera Oriental, registros de sedimentos

lagunares con más de 3 y 0,28 Ma, respectivamente (Bogotá-A et al., 2011; Sarmiento et al., 2008; Torres, 2006; Torres et al., 2005). Análisis en materiales de lugares marginales de estos lagos han demostrado que los sedimentos representan un amplio archivo de vegetación y cambio climático (Vriend et al., 2012).

Urrego et al. (2016) hicieron la comparación de ocho registros de polen a través de los Andes y a partir de agrupaciones ecológicas señalan importantes cambios climáticos de norte a sur en los Andes tropicales para los periodos Pleistoceno - Holoceno. Para los últimos 30000 años analizaron las señales de los estadiales Heinrich (HS) e interestadiales de Greenland (GI), eventos asociados a condiciones relativamente más frías o cálidas, reconocidos en registros lagunares. Las señales para los procesos de HS y Younger Dryas son reconocidos como un descenso de la línea de bosque superior y se asocian con temperaturas medias anuales del aire frías. Por su parte, las señales de los interestadiales de Greenland (GI) son indicados con aumentos en la línea de bosque y calentamiento para los Andes tropicales ( Figura 2- 7).

Figura 2- 7. Comparación de niveles del lago para ocho zonas de los Andes tropicales a través de reconstrucciones polínicas

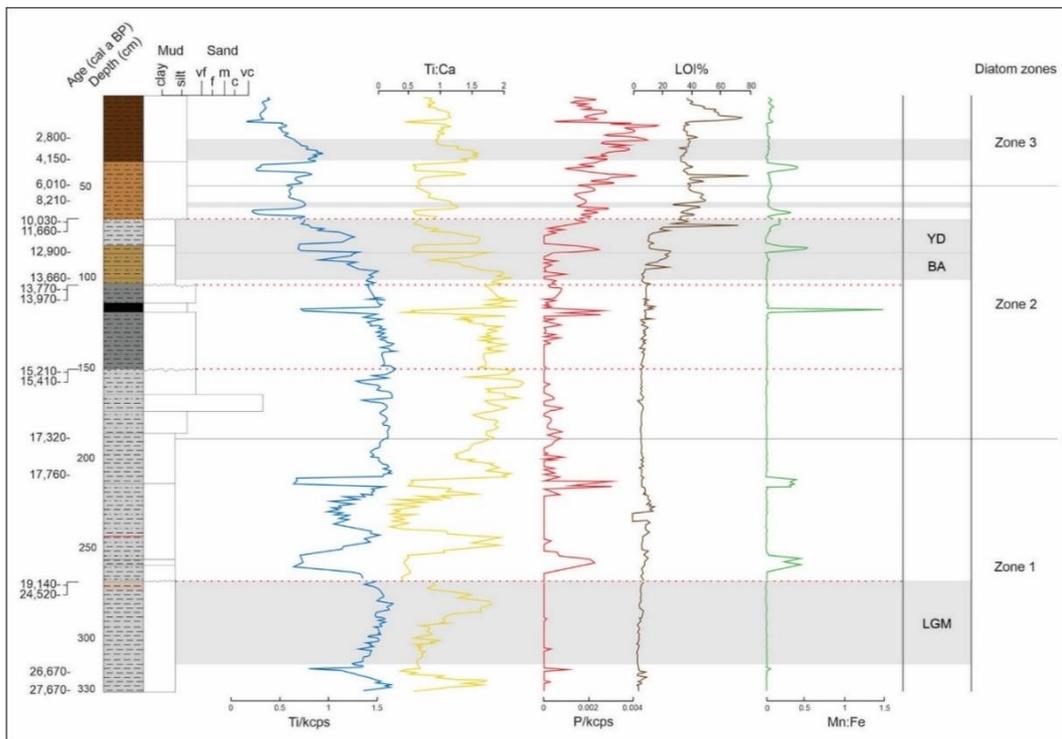


Comparación del comportamiento climático para los periodos Pleistoceno – Holoceno en ocho registros continentales de los Andes. Nótese los intervalos rojos y azules marcados en el eje horizontal, que indican las fases interestadiales y estadiales respectivamente. Las flechas reflejan los niveles de colmatación en el sistema. Fuente: Tomado de Urrego et al. (2016)

Se establece que en los Andes tropicales existe una similitud en cuanto a la señal de cambios en la temperatura para los eventos estadiales – interestadiales con aquellos reportados para el hemisferio Norte a partir del desplazamiento de la línea de bosque máxima (UFL, abreviaciones en inglés) y migraciones altitudinales de la vegetación asociada a la presencia de conjuntos de polen específicos. Asocian la disponibilidad de humedad para estos mismos eventos a la influencia de la Zona de Convergencia intertropical (ZCIT) y a la fuerza de advección fría de los vientos del Norte, tratándose específicamente de los Andes tropicales.

En la cordillera Oriental de Colombia, para el páramo de Berlín, Patiño et al. (2020) señalan la identificación de tres grandes zonas climáticas para un periodo entre los 27000 y 12680 años BP con análisis químicos y de diatomeas (Figura 2- 8). Establecen así la presencia del Último Máximo Glacial y posteriormente, eventos globales como el Bolling/Allerod (BA) y el Younger Dryas (YD), en donde relacionan la expansión de cuerpos de agua, tasas de acumulación y picos en los proxies que señalan procesos de erosión, a condiciones de humedad, con los máximos valores para el BA y YD. Por otra parte, interpretan ambientes secos durante la transición Greenlandiano – Northgripiano (6010 años BP), acusando estos cambios al control que ejerce la ZCIT durante los momentos glaciales y post glaciales.

Figura 2- 8. Señales de análisis químicos en sedimentos del Páramo de Berlín para los últimos 27000 años BP



Las curvas representan la variación de distintos proxies a través de los periodos del Pleistoceno y Holoceno identificados en el Páramo El Triunfo; se indica así la granulometría, total de titanio (Ti), relación elemental titanio y calcio (Ti:Ca), cantidad de fósforo (P), pérdidas por ignición para la cuantificación de materia orgánica, relación de manganeso - hierro (Mn:Fe) y diatomeas. Fuente: Tomado de Patiño et al. (2020)

Hacia la cordillera Central de Colombia, en el Humedal El Triunfo la reconstrucción paleoambiental indica la presencia de periodos fríos y calientes a partir de señales de polen de páramo y bosque (Giraldo-Giraldo et al., 2018). El periodo más caliente se registró para los 1000 años BP, asociado para estos autores con el Óptimo Climático Medieval; mientras que uno de los periodos más fríos se registra para los 1200 y 650 a 150 años BP, fecha en que se data la Pequeña Edad de Hielo. Para El Humedal El Triunfo, los periodos cálidos son asociados a momentos de mayor sequía y los periodos fríos a momentos más húmedos, fenómenos atribuidos al movimiento de la ZCIT y oscilaciones hacia el sur de El Niño (Giraldo-Giraldo et al., 2018).

En la cordillera occidental, en el Páramo de Frontino a partir de registros de polen y análisis de FRX se indican cambios significantes y rápidos de temperatura y humedad para el Holoceno (Muñoz et al., 2017). La transición desde frío y húmedo del Younger Dryas a cálido y seco del Holoceno Temprano lo datan para los 11410 años BP, donde el Holoceno permaneció seco hasta los 7500 años BP, con un posterior incremento de precipitación, alcanzando su máximo entre los años 5000 y 4500 BP. Una rápida disminución hasta los 3500 años BP ocurrió, imperando sobre el Holoceno Tardío un ambiente seco. Para Muñoz et al. (2017) el ENSO y la ZCIT son los principales mecanismos de cambio climático para Frontino, siendo así que el ENSO condujo los cambios durante el YD, mientras la ZCIT fue el principal conductor para el intervalo cálido y seco del Holoceno Temprano, distinguiendo así los periodos cálidos separados por fases más frías.

A continuación, se hace un recuento detallado de las interpretaciones ambientales y ecológicas que distintos autores han hecho para Colombia y localidades cercanas desde la fase final de la Última Máxima Glaciación (LGM, por sus siglas en inglés, Pleistoceno tardío) al presente (Figura 2- 9).

### **2.2.1 Estadio Fúquene. Pleistoceno tardío años ~20.000 hasta 14.000 BP (para algunos autores hasta 10.000)**

El Pleistoceno superior en Colombia ha sido reconocido como una fase predominantemente fría y seca, prolongada hasta los 14.000 años cal BP, incluso hasta 10.000 años cal BP, correspondiendo a estadios finales de la última glaciación o también llamado el Peniglacial (Helmens y van der Hammen, 1994; Marchant et al., 2002; Rull et al., 2005; Vélez et al., 2003). Un área ampliamente estudiada es la Laguna de Fúquene, de donde recibe el nombre esta fase

en Colombia (estadio Fúquene), que desde los 24.035 y hasta los 13.925 años cal BP mantuvo niveles bajos del lago, asociados a una extensiva vegetación de condiciones secas (Van Geel y van der Hammen, 1973; Vélez et al., 2003). Para la misma área, van der Hammen y Hooghiemstra (2003) reportan superficies de erosión como parte de un hiato entre los 18.000 y 10.000 años cal BP, representado por arcillas grises y húmicas, evento que Vélez et al. (2003) indican para un intervalo más reciente (13.110 a 8.680 años cal BP) y que de acuerdo a van 'T Veer et al. (2000), para Suramérica cubre por completo el estadio El Abra e incluye la transición al Holoceno temprano más caliente. En el Páramo de Palacio al norte de Chingaza, la condición húmeda y fría imperó hasta los 11.850 años cal BP (Thomas van der Hammen y González, 1959b). Por su parte, en la Sabana de Bogotá, Dueñas (1986) señala que la parte final de la última glaciación comprende tanto el estadio Fúquene, que comenzó hace 20.500 años cal BP, como la fase continua interestadial Guantiva y finaliza con el estadio El Abra. En la Cordillera Central, a la fase fría más húmeda entre 13.000 y 12.400 años cal BP, se denomina estadio Otún Temprano, el cual es precedido por el interestadial Letras, equivalente al Susaca (Thouret et al., 1997). Clapperton (1993) en Thouret et al. (1997) confirma que el avance de los glaciares en el norte de los Andes ocurrió entre 12.000 y 10.000 años cal BP. En Venezuela, la disminución de algas e incremento de elementos de páramo reflejan estas mismas condiciones, reconocidas como estadio tardío de Murillo (16.000 -14.680 años cal BP) (Rull et al., 2005, 2010).

### **2.2.2 Inter- estadial Guantiva, años ~14.000 a 10.000 BP**

Una fase corta es reconocida, caracterizada por un cambio a condiciones más calientes y húmedas, aumento en el contenido de turba, disminución en la erosión, sedimentos más gruesos y ascenso del límite de línea de bosque representando el llamado interestadial Guantiva, equivalente al Bolling Allerod, datada en Fúquene, Páramo de Palacio y Sábana de Bogotá con fechas cercanas al límite Pleistoceno-Holoceno (14.200 13.100-10.850-10.000 años cal BP) (Dueñas, 1986; Helmens y van der Hammen, 1994; van der Hammen y González, 1959b; van der Hammen y Hooghiemstra, 2003; Van Geel y van der Hammen, 1973; Vélez et al., 2003). En la Cordillera Central, Thouret et al. (1997) a la fase más húmeda y caliente para esta fecha le llaman interestadial San Carlos, contemplado como una fase inicial del estadio El Abra. En Venezuela, el interestadial Guantiva registra un calentamiento 2° menos que en la actualidad y en donde el cese de flujo de sedimentos glaciares para el Holoceno temprano es muy claro (Rull et al., 2005, 2010). En México, un estudio en estalagmitas de la Cueva de Los Monos, identifican el incremento en humedad, así como de un calentamiento generalizado,

(Dueñas, 1986) en el intervalo 15.000 a 13.000 años cal BP, en respuesta a un posicionamiento más al norte de la Zona de Convergencia Intertropical (Corona Martínez, 2017).

### **2.2.3 Estadio El Abra, años ~11.000 a 8.500 cal BP**

Indicios de un retorno a condiciones más secas y frías son identificadas en un aumento de salinidad y vegetación de pastizal y arbustiva en Fúquene, Páramo de Palacio, la Sabana y en general para Colombia, como una fase corta del límite Pleistoceno- Holoceno, reportadas con edades cercanas a los 11.000 años cal BP (13.000, 12.600, 11.000, 10.000 años cal BP) y que imperan hasta el Holoceno medio, denominado estadio El Abra, equivalente al estadio Otún Tardío en la cordillera Central y con el Younger Dryas (YD) europeo (Dueñas, 1986; Helmens y van der Hammen, 1994; Marchant et al., 2002; Thouret et al., 1997; van der Hammen y González, 1959a, 1959b; Van Geel y van der Hammen, 1973; Vélez et al., 2003). Específicamente en la Laguna de Fúquene, van 't Veer et al., 2000 y Van Geel y van der Hammen, 1973, proponen que el estadio El Abra comprende tanto el enfriamiento correlacionable con el YD en Europa, como el continuado calentamiento del Holoceno Temprano, con un intervalo entre los 11.000 a 9.000 años cal BP. Esta fase es igualmente reconocida en Venezuela y México, con rangos alrededor de los 13.000 y 11.500 años cal BP, equivalente a la fase fría Mucubají en Venezuela, registrando 4° a 6° menos que en la actualidad, con la aparición general de elementos de páramo, incremento en el flujo de sedimento clástico, además de la presencia monoespecífica de Isoetes; inversión fría que coincide con el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ (Corona Martínez, 2017; Rull et al., 2005, 2010). Estudios en el Páramo de Palacio, confirman que las fases frías climáticas del Holoceno y de la última glaciación del neotrópico y de Europa son perfectamente sincrónicas (Rull et al., 2010; van der Hammen y González, 1959a).

### **2.2.4 Mejoramiento del clima en el Holoceno medio, años ~7.500 cal BP**

Como un cambio gradual, aproximadamente entre los 9.500 y 7.500 años cal BP, ocurre un mejoramiento del clima, siendo más caliente en el Páramo de Palacio, Fúquene, así como en la Sabana de Bogotá en secciones de Ciudad Universitaria y Tarragona, reconociendo también horizontes de ceniza volcánica, específicamente en Fúquene; esta fase es equivalente a la fase Boreal europea (Dueñas, 1986; van der Hammen y González, 1959b, 1959a; van der Hammen y Hooghiemstra, 2003; Vélez et al., 2003). Vélez et al. (2003) resalta que para el intervalo 8.660 a 7.070 años cal BP se registran los niveles más altos en la Laguna Fúquene, reportados desde los 19.700 años cal BP. En el Valle de Cauca esta fase es reconocida por la disolución de

carbonatos y oxidación de pirita, junto con altas tasas de sedimentación para el intervalo 7.500 y 7.078 años cal BP (Vélez et al., 2003), rango similar para la Cordillera Central y en donde se registra la influencia de procesos volcánicos en los años 10.000, 9.000 y 7.400 cal BP, con un pequeño intervalo algo más frío y húmedo entre 8.600 y 7.400 años cal BP (Thouret et al., 1997).

### **2.2.5 Holoceno medio a tardío, años ~7.500 a 3.500 cal BP**

Entre 7.500 a 3.000 años cal BP en Fúquene, el clima es aún más caliente, dos grados más que en la actualidad (van der Hammen y Hooghiemstra, 2003), mientras en el Páramo de Palacio se confirman condiciones húmedas hasta los 4.900 años cal BP, esta fase es equivalente al Atlántico europeo (van der Hammen y González, 1959b, 1959a). En el intervalo 4.200 a 3.600 años BP, Renssen et al. (2009) en Ramires Ruiz (2014), definió el Óptimo Climático del Holoceno en Santander, con una tendencia al aumento de lluvias, relacionadas a un desplazamiento más al norte de ITCZ. Un poco antes (5.500 a 4.100 años cal BP) para la Laguna costera de Santa Marta (SM), Lago Zapatosa, como para la Cuenca Cariaco, la condición climática imperante es húmeda con incrementos en la temperatura (Haug et al., 2003; Rull et al., 2005; Vélez et al., 2014) e interrumpida por eventos un poco más secos entre 4.466 a 4.038 años cal BP, para el caso específico de Venezuela (Haug et al., 2003).

Figura 2- 9. Condiciones climáticas para Colombia y su comparación con fases europeas en el Pleistoceno tardío y Holoceno a partir de la recolección bibliográfica

Temporalidad y condición climática	Autores de referencia	Fases climáticas en Colombia y Venezuela	Fases climáticas en Europa
 <p>Holoceno tardío ~3500 años BP al presente</p> <p>Ambiente frío de condiciones tanto húmedas como secas; asociado deforestación por actividad antrópica</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b, 1959a Thouret <i>et al.</i>, 1997 Berrio <i>et al.</i>, 2001 Vélez <i>et al.</i>, 2003 van der Hammen y Hooghiemstra, 2003;Haug <i>et al.</i>, 2003 Vélez <i>et al.</i>, 2014;Ramires, 2014 Vélez <i>et al.</i>, 2014 Muñoz <i>et al.</i> 2017 Giraldo - Giraldo <i>et al.</i>, 2018 Hooghiemstra y Flantua, 2019</p>	<p>Pequeña Edad de Hielo (500 a 150 años BP)</p> <p>Anomalía Climática Medieval (1 200 a 800 años BP)</p>	<p>Fase Subatlántica Fases Sub-boreal</p>
 <p>Holoceno medio a tardío ~3500 a 7500 años BP</p> <p>Clima húmedo y cálido, aún más caliente que el anterior</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b, 1959a Berrio <i>et al.</i>, 2001 van der Hammen y Hooghiemstra, 2003 Haug <i>et al.</i>, 2003 Rull <i>et al.</i>, 2005 Ramires, 2014 Vélez <i>et al.</i>, 2014 Muñoz <i>et al.</i> 2017</p>	<p>Óptimo climático del Holoceno, con intervalos cortos más fríos</p>	<p>Atlántico europeo</p>
 <p>Holoceno medio ~7500 años BP</p> <p>Cambio gradual a climas más cálidos y en general húmedos; se reconocen horizontes de ceniza volcánica</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b, 1959a Dueñas, 1986 Thouret <i>et al.</i>, 1997 Berrio, 2002 Vélez <i>et al.</i>, 2003 van der Hammen y Hooghiemstra, 2003</p>	<p>Mejoramiento del clima, fase sin nombre específico</p>	<p>Fase Boreal</p>
 <p>Holoceno temprano ~8500 a 11000 años BP</p> <p>Fase corta de condiciones secas y frías</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b, 1959a Van Geel y van der Hammen, 1973 Dueñas, 1986 Helmens y van der Hammen, 1994 Thouret <i>et al.</i>, 1997 van T Veer <i>et al.</i>, 2000 Marchant <i>et al.</i>, 2002 Vélez <i>et al.</i>, 2003 Rull <i>et al.</i>, 2005, 2010 Corona, 2017; Muñoz <i>et al.</i> 2017 Patño <i>et al.</i>, 2020</p>	<p>Estadio El Abra (CO) Estadio Otún tardío (CC) Estadio Mucubají (Venezuela)</p>	<p>Younger Dryas</p>
 <p>Límite Holoceno temprano - Pleistoceno tardío ~10000 a 14000 años BP</p> <p>Condiciones más calientes y húmedas</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b Dueñas, 1986 Van Geel y van der Hammen, 1973 Helmens y van der Hammen, 1994 Thouret <i>et al.</i>, 1997 Vélez <i>et al.</i>, 2003 van der Hammen y Hooghiemstra, 2003 Rull <i>et al.</i>, 2005, 2010 Corona, 2017 Patño <i>et al.</i>, 2020</p>	<p>Interestadio Guantiva(CO) Interestadio San Carlos (CC)</p>	<p>Bolling- Allerod</p>
 <p>Pleistoceno tardío ~14000 a 20000 años BP</p> <p>Fase fría y seca</p>	<p>van der Hammen y González, 1959b Van Geel y van der Hammen, 1973 Dueñas, 1986 Helmens y van der Hammen, 1994 Thouret <i>et al.</i>, 1997 van T Veer <i>et al.</i>, 2000 Marchant <i>et al.</i>, 2002 Vélez <i>et al.</i>, 2003 van der Hammen y Hooghiemstra, 2003 Rull <i>et al.</i>, 2005, 2010</p>	<p>Estadio Fúquene (CO) Estadio Otún temprano (CC) Estadio tardío Murillo (Venezuela)</p>	<p>Última Máxima Glaciación</p>

Cordillera Oriental (CO), Cordillera Central (CC)

Fuente: Construcción propia a través de consulta bibliográfica

### **2.2.6 Holoceno tardío, ~3.500 cal BP al presente**

En Fúquene, como en otras partes de Colombia (Sabana, Páramo de Palacio, Laguna SM, Cordillera Central) entre 3.000 y ~1.600 años cal BP al presente, se identifica un ambiente más frío en condiciones húmedas y secas, asociadas a una deforestación en respuesta a la actividad antrópica; este intervalo sería equivalente a las fases Sub-boreal y Subatlántica europeas (4.950-2.650 años cal BP, 2.650 años cal BP al presente, respectivamente) (Hooghiemstra y Flantua, 2019; Thouret et al., 1997; van der Hammen y González, 1959a, 1959b; van der Hammen y Hooghiemstra, 2003; Vélez et al., 2014; Vélez et al., 2003). En la cuenca Momposina, al noreste colombiano, Berrío et al. (2001) reporta intervalos de arcillas con limos arcillosos, indicando repetidos eventos de inundación con una energía del río intermedia. Entre tanto, Ramires Ruiz (2014) resume que desde 2.000 años cal BP hacia el presente, en el Peñón (noreste de Colombia), el clima dominante es seco, mientras que Hooghiemstra & Flantua (2019) indican que en las sabanas de los Llanos Orientales, los registros marcan condiciones húmedas imperantes.

Hacia los años 1.200 a 800 cal BP en Santander se reporta la Anomalía Climática Medieval (Ramires Ruiz, 2014; Thouret et al., 1997), coincidiendo con un intervalo 850 a 1.070 años cal BP en Venezuela, en donde los incrementos de Ti marcan ambientes más húmedos (Haug et al., 2003). Esta anomalía climática es reconocida en el Páramo de Chirripó de Costa Rica en un intervalo menos recientes (2.650 a 3.050 años cal BP) (Wu & Porinchu, 2020).

Una fase muy fría es reconocida en estudios más detallados de sedimentos recientes de Santander, conocida como La Pequeña Edad de Hielo, en un intervalo de 500 a 150 años cal BP (Ramires Ruiz, 2014). Esta misma fase es señalada por bajos valores de Ti en la Cuenca Cariaco y por una condición árida, en donde decrecen los niveles de los lagos (Haug et al., 2001, 2003).

De esta forma puede identificarse que los cambios ocurridos desde el Pleistoceno tardío al presente, en Colombia han marcado fuertes cambios reconocibles a nivel sedimentológico, palinológico como mineralógicos y éstos son perfectamente correlacionables con otras partes del mundo, como en Europa (Thomas van der Hammen y González, 1959b).

## **2.3 Fundamento teórico de análisis realizados**

El análisis del núcleo se realizó a través del uso de distintos proxies, siendo el primero de ellos la descripción física- sedimentológica de alta resolución; en segunda instancia, análisis mineralógicos de fluorescencia, difracción de rayos X, medición de carbono orgánico total y

análisis isotópicos de carbono y nitrógeno. Dos dataciones de  $^{14}\text{C}$  fueron hechas en el sondeo, permitiendo edades de correlación. El fundamento teórico para todos los análisis será descrito a continuación.

### **2.3.1 Datación $^{14}\text{C}$**

Para estudios de fluctuaciones climáticas recientes, la datación por radiocarbono ha sido la más usada (Bradley, 2005). El isótopo radiogénico para el carbono es el  $^{14}\text{C}$ , el cual se usa para hallar una datación absoluta del material en estudio. La tasa de desintegración es invariable, de modo que una cantidad determinada del isótopo radioactivo se desintegrará en su producto hijo en un intervalo de tiempo conocido, lo que constituye la base del método de datación.

El radiocarbono  $^{14}\text{C}$  es producido en la parte superior de la atmósfera a causa del bombardeo de neutrones de átomos de nitrógeno atmosféricos. Estos átomos son rápidamente oxidados, volviéndose  $\text{CO}_2$  y se mezclan con el resto de dióxido de carbono atmosférico. Las plantas al depender del dióxido de carbono y así todos los seres vivos de las plantas, serán cuerpos radiogénicos y se verán influenciados por la radiación cósmica; de esta forma los tejidos y células de los que están compuestos permanecerán en constante intercambio con el nuevo  $^{14}\text{C}$  en la atmosfera. Sin embargo, tan pronto un organismo muere, el intercambio y reemplazamiento de  $^{14}\text{C}$  cesa. Desde ese momento, el contenido de  $^{14}\text{C}$  en el organismo disminuye a medida que el  $^{14}\text{C}$  se descompone en nitrógeno y el contenido de  $^{14}\text{C}$  es a partir de entonces, puramente una función del tiempo; el “reloj” radiactivo se ha activado (Bradley, 2005).

### **2.3.2 Descripción sedimentológica**

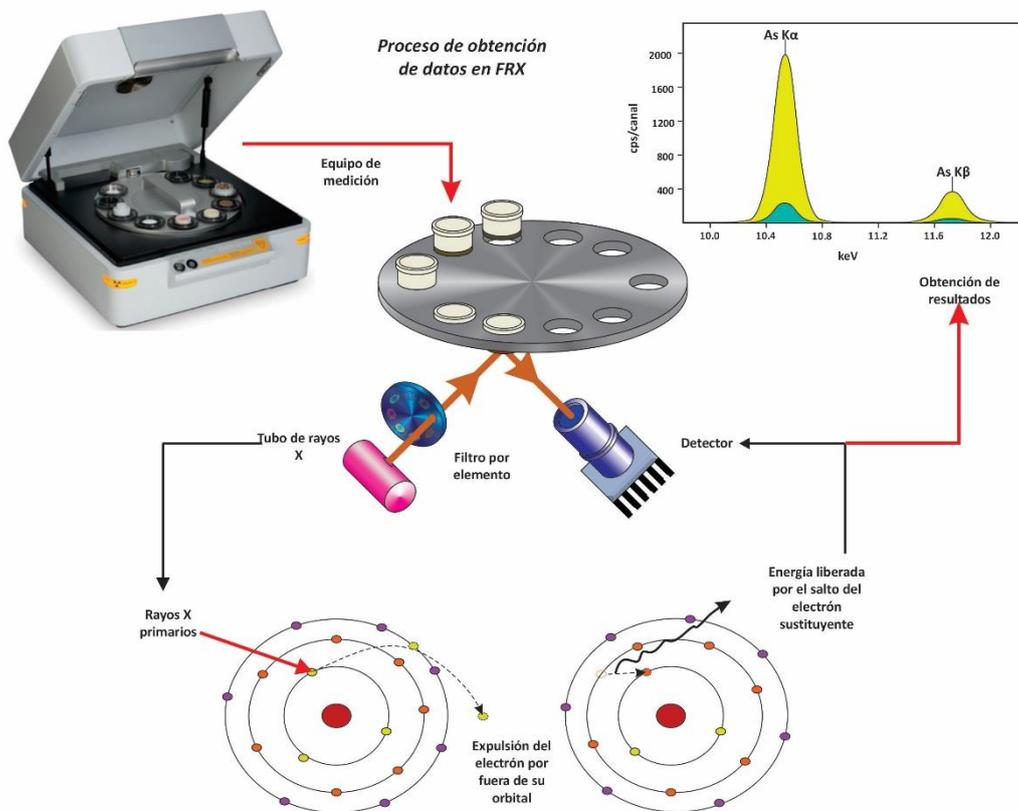
La descripción del sedimento se realiza a través del uso de lupa estereoscópica y funciona mediante la interacción de sus componentes ópticos y mecánicos, produciendo una imagen aumentada del objeto de interés. La combinación de los aumentos de los oculares y los objetivos determina el nivel total de aumento. Este equipo tiene la capacidad de permitir la visión estereoscópica, es decir, la percepción de profundidad y relieve a la vez, esto se logra al tener dos sistemas oculares que se adaptan a los ojos, permitiendo ver con los dos ojos a la vez (Lupa binocular.com, n.d.).

### 2.3.3 Fluorescencia de rayos X (FRX)

La fluorescencia de rayos X es una técnica analítica en donde se reconoce la composición del sedimento mediante la identificación de elementos químicos mayores y menores presentes, siendo una herramienta clave para la obtención de información ante la respuesta de estos a las variaciones climáticas a través del tiempo geológico y su posible correlación con los componentes reportados en la descripción sedimentológica.

Este es un método fundamentado en la identificación de longitud de onda de radiaciones características del material determinado, formando un espectro típico para cada átomo que lo compone reconociendo los elementos y su concentración (More et al., 2017). El espectro de fluorescencia emitido por la muestra al ser excitada es policromático y descompuesto en sus componentes monocromáticas en función de sus longitudes de onda. El haz difractado para cada posición angular del monocristal incide sobre un detector que convierte a los fotones en pulsos eléctricos (Figura 2- 10), proceso fundamentado en la ley de Bragg (More et al., 2017).

Figura 2- 10. Esquema de obtención de datos para el análisis de fluorescencia de rayos X



Fuente: Construcción propia a partir de la base teórica

La presencia de elementos mayores en los sedimentos de la columna señala las variaciones composicionales por procesos de alteración del material parental. El fósforo (P) por su parte, está asociado a la influencia marina que reflejan estas rocas madre y enriquecimiento de nutrientes (Corella et al, 2012 en Patiño et al. (2020). Haug et al. (1998) relacionan la presencia de P a condiciones de mayor humedad con una relación inversa con el nitrato durante periodos interestadiales. El titanio es igualmente asociado a momentos de mayor humedad, que junto con el hierro son elementos hallados en las láminas oscuras de los sedimentos de la Cuenca Cariaco e indican incrementos de lluvias, descarga de ríos y en general un mayor aporte terrígeno a ésta (Peterson & Haug, 2006). El calcio, por el contrario, es un elemento con dominio en las laminaciones de color claro en los sedimentos, asociado por Clement & Peterson (2008) y Peterson et al. (2000) a condiciones más secas en donde se intensifica el origen marino para los sedimentos.

El circonio y el estroncio son elementos menores, móviles en medios de alta energía (Lasheras Adot, 2002), el circonio además presenta alta densidad ( $6,51 \text{ g/cm}^3$ ), señalando ambientes de mayor humedad en donde sea posible su transporte.

Las relaciones entre elementos son también usadas y se asocian a condiciones climáticas del momento de sedimentación del material en donde se encuentran. La relación Ti:Ca es un proxy indicativo de niveles de escurrentía relativas, cuando sus valores son mayores, las condiciones húmedas prevalecen, representadas por el Ti. Por el contrario, si la relación presenta valores reducidos es porque el Ca domina en la relación y señala condiciones de menor pluviosidad o de mayor sequía (Croudace y Rothwell, 2015 en Patiño et al. 2020).

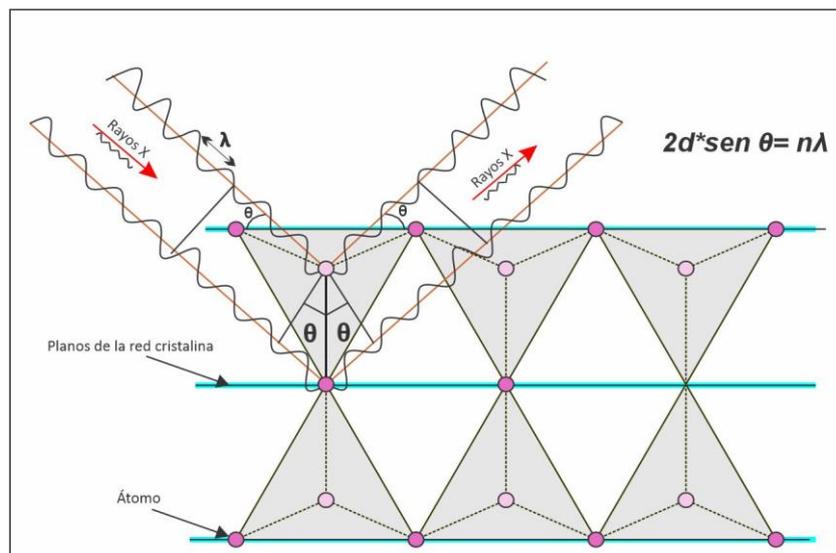
Otra relación es la de Mn:Fe, usada como indicador de la oxigenación del agua y alcalinidad (Patiño et al. 2020). El comportamiento de las formas de hierro y manganeso se encuentra influenciada por las condiciones redox y de acidez/alcalinidad (Eh) que existan en el suelo (Dorronsoro, 2023). Los ambientes aireados son oxidantes y les corresponden altos valores de alcalinidad, mientras que los ambientes saturados de agua tienden a ser medios reductores y se definen por bajos valores de Eh. El hierro es el elemento químico que mejor refleja la saturación de agua en el suelo (hidromorfia; Dorronsoro, 2023). En ambientes reductores  $\text{Fe}^{2+}$  se comporta como elemento altamente móvil y este se redistribuye en el sedimento otorgando al suelo colores grisáceos azulados. Por el contrario, en ambientes oxidantes, de alta aireación bajo condiciones más secas, el  $\text{Fe}^{2+}$  se oxida pasando a  $\text{Fe}^{3+}$ , precipitando en el sedimento y tiñendo de rojo los componentes. El manganeso se comporta como elemento soluble cuando el ambiente es reductor, con valores de acidez alta y redox baja. Este pasará a ser insoluble y precipitará en el sedimento cuando las condiciones cambien a medios más oxigenados (Dorronsoro, 2023). De esta forma, los mayores valores de la relación Mn:Fe

indicarán condiciones más oxigenadas y/o alcalinas (Patiño et al. 2020). Sin embargo, al estar esta relación asociada con cambios en las condiciones de pH, en ambientes donde la turba se halla muy humificada, la relación podría también ser de bajos valores (Unkel et al., 2008), por lo que la interpretación climática debe hacerse soportada en otros proxies, como el contenido de carbono orgánico total (TOC).

### 2.3.4 Difracción de rayos X (DRX)

La difracción de rayos X es una técnica analítica usada en materiales que presentan una estructura cristalográfica definida, ya que la información obtenida es dada por la interacción de los rayos X y las caras cristalinas de los minerales constituyentes (Betancourth et al., 2010). Se trata de un fenómeno basado en las interferencias ópticas generadas cuando se incide una radiación monocromática a través de una rendija de espesor comparable con la longitud de onda de esta radiación. Con base a la ley de Bragg ( $2d \cdot \sin \theta = n\lambda$ ), se reconoce la estructura cristalina característica de una especie mineral, en donde los rayos difractados tomarán distintos caminos formando ángulos determinados a la distancia interatómica para cada especie. Ya que cada una de ellas posee una configuración de celda distinta, en donde el ángulo  $\theta$  variará de acuerdo con sus distancias interplanares únicas, es posible caracterizar el mineral (Figura 2- 11).

Figura 2- 11. Diagrama del fundamento teórico de la difracción de rayos X



Fuente: Construcción propia a partir de la base teórica

El proceso de análisis de difracción será basado en la obtención de cuatro difractogramas en donde el primer análisis se realiza con la muestra en polvo no orientada, con la que se permite semi cuantificar los minerales presentes de buena cristalinidad, como es el caso de los silicatos y ferromagnesianos. La técnica consta de tres mediciones adicionales en las que se trata el material previamente orientado y en condiciones distintas (al natural, glicoladas y calcinadas) para conocer la composición de la fracción arcillosa del mismo. A partir de los cambios sutiles en las estructuras reflejados en la variación de los cuatro difractogramas, se pueden asociar especies minerales que responden a una dinámica específica del ambiente en que se formaron.

### **2.3.5 Carbono Orgánico total (TOC)**

La medición de carbono orgánico total (TOC) es un análisis que medirá la cantidad de carbono relacionado a compuestos orgánicos en una muestra determinada (Hach Be Right, 2015). Esto permitirá asociar los niveles de mayores valores de TOC a un dominio en la influencia de procesos orgánicos sobre aquellos erosivos, en donde se espera mayor generación de minerales arcillosos para un punto específico de la columna. La variación de TOC reflejará así mismo los niveles en donde ocurre mayor preservación de la materia orgánica y con esta es posible relacionar ambientes reductores, siendo estos los ambientes propicios para su formación (Silva, 1998).

### **2.3.6 Isótopos**

La mayor parte de los elementos del sistema periódico son familias isotópicas. Los distintos isótopos de un elemento se diferencian por sus variaciones en su núcleo, en donde todos poseen la misma cantidad de protones, pero distinta carga neutrónica. En el caso del carbono se presentan dos isótopos estables ( $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ ), al igual que el nitrógeno ( $^{14}\text{N}$  y  $^{15}\text{N}$ ). En los procesos biológicos se supone un funcionamiento a través de especies isotópicas ligeras, dado que les exige un menor costo energético, resultando así un enriquecimiento en un medio determinado del par isotópico ligero, mientras en otro ocurre un empobrecimiento en el par isotópico pesado (Misra, 2012; Reyes, n.d.), información directamente correlacionable con dinámicas paleoambientales que favorecieron el dominio de dicho isótopo.

Para este trabajo se hizo la medición de concentración isotópica de nitrógeno (N), carbono (C), nitrógeno 15 ( $\delta^{15}\text{N}$ ), carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y dióxido de carbono ( $\rho\text{CO}_2$ ) en 10 puntos de la columna,

con un intervalo aproximado de 40 cm. Para entender las señales ambientales de estas variables, se hará un recuento de los ciclos naturales de los elementos del carbono y nitrógeno.

- Ciclo del carbono

La concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera está controlada por el balance entre las ganancias y pérdidas que se producen en las transferencias de carbono entre el aire y otros reservorios como la biosfera, el océano y el interior de la Tierra (Clement Milán, 2010). Dentro de los ciclos de este elemento, la meteorización toma un importante papel a través de la desintegración química y física de las rocas, dada su interacción con actores meteorológicos. Este proceso será de mayor intensidad en cuanto más CO<sub>2</sub> contenga el aire, más humedad haya en el suelo y cuanto más alta sea la temperatura ambiente, ya que todo ello favorece la acción de los hongos y de las bacterias carbono (Clement Milán, 2010).

La productividad de vegetación y su acción fotosintética también favorece la meteorización química. Las plantas extraen el CO<sub>2</sub> de la atmósfera mediante el proceso de fotosíntesis y lo entregan a los suelos, en donde se combina con el agua subterránea para formar ácido carbónico, el cual aumenta la velocidad de descomposición química de los minerales como la sílice (Ruddiman, 2007). La productividad vegetal es relacionada a la temperatura y la precipitación. Es decir, en una condición climática más cálida y húmeda ocurrirá una mayor productividad, desencadenando a su vez una meteorización química de los minerales más efectiva, acelerando la tasa de eliminación de CO<sub>2</sub> de la atmósfera. Lo opuesto ocurrirá en un ambiente de condiciones frías y secas en donde la productividad sea relativamente menor y por ello la demanda de CO<sub>2</sub> también, desencadenando una reducción en la meteorización química y una concentración mayor de CO<sub>2</sub> en la atmósfera (Ruddiman, 2007).

Las plantas realizan distintos medios de fijación de carbono a partir del CO<sub>2</sub> atmosférico que usan en su proceso fotosintético. A partir de esto se reconocen plantas tipo C3 y C4, las cuales se comportan de forma distinta ante cambios de condiciones en el ambiente y composición isotópica de la atmósfera. Las plantas C3 presentan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  bajos con relación a aquellas C4, sin embargo, se ha reconocido que son mucho más sensibles a los cambios estacionales y ambientales, por lo que sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son usados como trazas para identificar cambios en el pasado de la composición isotópica de CO<sub>2</sub> atmosférico. Por su parte, las plantas C4 poseen ventajas competitivas respecto a las C3, asimilando procesos fotosintéticos más eficientes ante el estrés ambiental y sus valores de  $\delta^{13}\text{C}$  no resultan tan dependientes frente a las variaciones fisiológicas y ambientales (Pancost & Boot, 2004).

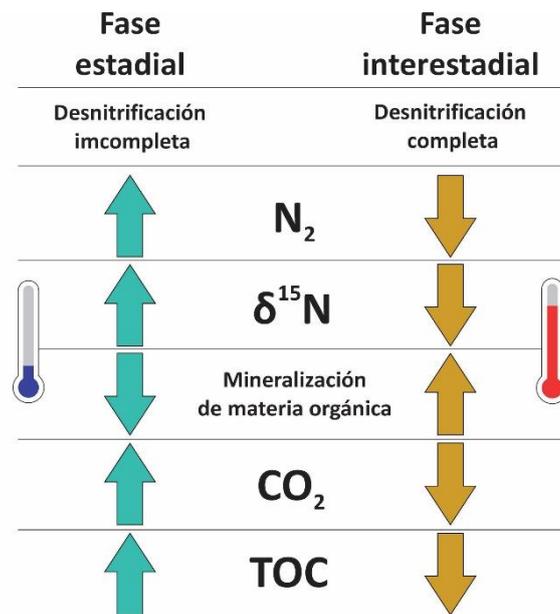
La mayoría de plantas vasculares existentes y fósiles son caracterizadas por una fisiología C3, los rangos aceptados están entre -34‰ y 23‰, mientras las plantas C4, tienen un valor isotópico  $\delta^{13}\text{C}$  mucho mayor, entre -16‰ - 8‰ (Colombi et al., 2011; Wang et al., 2013; Zhang et al., 2003). Las plantas C3 están asociadas con plantas arbóreas dominantes en ambientes húmedos y templados, a través de una fijación fotosintética con discriminación isotópica del  $^{13}\text{C}$ ; mientras que las plantas tipo C4 como las gramíneas, se asocian más a climas cálidos, secos y con concentraciones de  $\text{CO}_2$  atmosféricas bajas, incorporando con preferencia  $^{13}\text{C}$  (Pessenda et al., 1996; Pancost y Boot 2004).

- Ciclo del nitrógeno

La disponibilidad de nitrógeno en la naturaleza varía dependiendo del reservorio en el que se encuentre. Por ejemplo, el nitrógeno presenta una alta disponibilidad en la atmósfera, alrededor del 78% de su composición total (Johnson & Goldblatt, 2015), creyéndose causada por la gran actividad volcánica en la Tierra. En el suelo, su concentración es muy baja y es sólo captada por organismos diazotrofos, capaces de fijar nitrógeno de la atmósfera a la materia orgánica, ocurriendo unas entradas de N por fijación biológica natural (García-Velázquez y Gallardo, 2017).

Existen dos procesos que causan cambios en las formas móviles del nitrógeno global, la fijación de  $\text{N}_2$  y la desnitrificación (García-Velázquez y Gallardo, 2017), procesos que a su vez pueden ser relacionados a cambios climáticos globales (Meckler et al., 2007). En términos generales los procesos glaciales – interglaciares repercuten en el desarrollo de la desnitrificación y así de la fijación de  $\text{N}_2$ , generando una variación en la concentración isotópica de  $\delta^{15}\text{N}$ . Así igualmente a nivel general, en una fase estadal, se ha identificado que el proceso de desnitrificación no es realizado por completo, de forma que el  $\text{N}_2$  en la superficie de los cuerpos de agua se acumulará y al haber una preferencia de captación del isótopo liviano por los organismos acuáticos, la concentración de  $\delta^{15}\text{N}$  aumentará. Este proceso a su vez disminuirá la demanda de oxígeno para la mineralización de materia orgánica. En el caso contrario de la fase interestadial el proceso de desnitrificación ocurre por completo, consumiendo en totalidad el  $\text{N}_2$  que por surgencia vuelve a la superficie del agua, aumentando a su vez la fijación de éste por los organismos, disminuyendo la concentración de  $\delta^{15}\text{N}$  en ésta (Figura 2-12). Globalmente la desnitrificación depende de distintos factores, entre estos, el flujo de materia orgánica, que se verá favorecida en los ambientes anóxicos (Haug et al., 1998; Meckler et al., 2007).

Figura 2- 12. Relación general del comportamiento de los isótopos medidos en este trabajo con los cambios de fase estadial – interestadial en la columna de agua

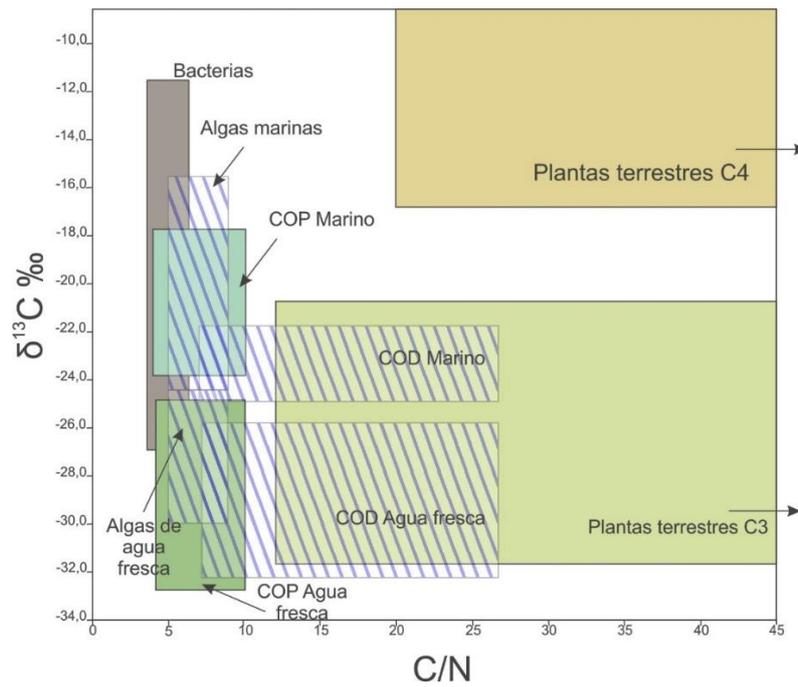


Fuente: Construcción propia a partir de Meckler et al. (2007)

La relación de C/N ha sido usado como herramienta para distinguir fuentes de materia orgánica en sedimentos lacustres o marinos (diferenciando también entre ambientes aeróbicos, así como anaeróbicos) (Gröcke, 1998; Rice & Tenore, 1981). Es un parámetro también relacionado con la descomposición o evolución de la materia orgánica, que a su vez da una idea de lo disponible que puede estar el N en el suelo (Osorio, 2014). Es así que Guerrero 1998, establece unos valores para determinar si la evolución de ésta es buena (20), discreta (20 a 25), deficiente (25 a 30) o mala (>30). Otros autores lo asocian al proceso de enterramiento (diagénesis) al que los sedimentos estén expuestos, lo que reflejaría una disminución de la relación en cuanto sea mayor su profundidad, enriqueciéndose relativamente de nitrógeno (Müller, 1977).

Los componentes originados de plantas terrestres presentan un alto contenido de lignina y tienden a presentar siempre relaciones de C/N >20, indicando estructuras con celulosa, aumentando la proporción de carbono orgánico (Müller, 1977). Sin embargo, la certeza para estos valores aún sigue en duda, por ejemplo Lamb et al., (2006), establecen que los valores >12 son los que indicarían un origen de la materia orgánica terrestre dada su composición alta en sustancias húmicas, celulosa y lignina y con bajos valores de nitrógeno. Se muestra así un gráfico de rangos típicos para las fuentes de materia orgánica C/N vs.  $\delta^{13}C$  (Lamb et al., 2006) (Figura 2- 13).

Figura 2- 13. Rangos típicos de C/N vs.  $\delta^{13}C$  para las fuentes de materia orgánica



El gráfico muestra las distintas fuentes de la materia orgánica teniendo presente sus valores de C/N versus los de  $\delta^{13}C$ . Se hallan así, orígenes de agua fresca, marina y campos para las plantas terrestres tipo C3 y C4.

Fuente: modificado de la recopilación por Lamb et al., 2006

## 3 Metodología

El análisis del núcleo se realizó a través del uso de distintos proxies, siendo el primero de ellos la descripción física de alta resolución; en segunda instancia, análisis mineralógicos de fluorescencia y difracción de rayos X. Como un tercer proxy, se realizó la medida de carbono orgánico total; por último, se hicieron mediciones isotópicas de carbono y nitrógeno. A continuación, será descrita la metodología abordada para cada una de ellas.

### 3.1 Ajuste de edades y tasa de sedimentación a partir de las edades $^{14}\text{C}$

Dos puntos de la columna fueron tomados para datación  $^{14}\text{C}$ , correspondiendo el primero, a la muestra de mayor profundidad, con el fin de obtener la edad máxima de sedimentación de toda la columna. Una segunda medición se realizó a la altura de los 199 cm, escogida así por el reconocimiento de cambios importantes en la descripción física, además de tratarse de una ubicación media dentro del sondeo.

Las dataciones se realizaron en los laboratorios de Beta Analytic, Miami. Usando un espectrómetro de masas de relación isotópica se reporta el  $\delta^{14}\text{C}$ . Se resalta que no se trata del  $\delta^{14}\text{C}$  del AMS, el cual incluye los efectos del fraccionamiento a partir de fuentes naturales, químicas o fuentes inducidas por la AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

Inicialmente las mediciones fueron realizadas utilizando la base de datos SHCAL13 y INTCAL 13 asociadas al programa INTCAL 2013, sin embargo, fueron posteriormente reajustadas con la base de datos más reciente INTCAL 2020 (Hoog et al., 2020; Reimer et al., 2020). Las edades de radiocarbono convencionales y los sigmas se ajustan a los 10 años más cercanos según las convenciones de la Conferencia Internacional de Radiocarbono de 1977.

La edad de datación final resulta de una serie de cálculos, partiendo de los sigmas de probabilidad directamente de los reportes de laboratorio. Como referencia se toma el rango de valores del primer sigma, quién demuestra la mayor probabilidad. Se obtiene la edad promedio entre los dos valores y la diferencia indicará su variación. Haciendo este proceso con la datación de la base de la columna, obtenemos lo siguiente:

- Valores del primer sigma: 14.453 y 14.305 años BC

Edad promedio y variación

- $14.379 \pm 148$  años BC

Para este trabajo, las edades son reportadas en años antes del presente (cal BP por sus siglas en inglés), de tal manera que debemos reajustarlas del calendario “antes de Cristo” (AC) sumando a cada una 1.950, valor considerado como el cero para años Dominic (Bronk Ramsey, 2021). De esta forma obtenemos la edad final para los dos puntos medidos.

- $16.329 \pm 148$  años cal BP y  $9.548 \pm 24$  años cal BP

Ahora, a partir de una extrapolación lineal entre datos de  $^{14}\text{C}$  (Barnard et al., 2014; Newton et al., 2006), las edades son usadas para encontrar la tasa de sedimentación y dar una edad relativa a los sedimentos del resto de la columna, teniendo en cuenta que ésta será distinta para los intervalos de profundidad entre 199 a 410 cm y entre 1 a 199 cm, dado que en cada punto la edad  $^{14}\text{C}$  es distinta.

En primera instancia, para hallar la tasa de sedimentación del material en su punto más superficial hasta la profundidad de 199 cm ( $\delta Tsd1$ ), podemos dividir directamente esta última profundidad entre la edad obtenida para la misma (ver Ecuación 3.1). Las edades relativas de este rango ( $Er$ ), las obtenemos multiplicando el inverso de la tasa de sedimentación con cada profundidad ( $Pr$ ), desde la superficie hasta los 199 cm, de donde partimos (ver Ecuación 3.2) (Anexo F).

$$\delta Tsd1 = \frac{199}{9548} = 0.02 \text{ cm/año} \quad 3.1$$

$$Er = \frac{1}{0,02} * Pr \quad 3.2$$

Ahora, para la tasa de sedimentación del segundo intervalo, tomamos la profundidad a la que se hizo la datación de la base de la columna, que es 410 cm y se le resta la profundidad a la que se hizo la segunda datación, que es 199 cm (ver Ecuación 3.3). Este mismo proceso lo hacemos con los valores obtenidos de la edad (ver Ecuación 3.4). Para obtener la tasa de sedimentación ( $\delta Tsd2$ ), dividimos la altura de la ecuación (3.3) entre la edad de la ecuación (3.4), obteniendo el valor de 0.031 cm por año (ver ecuación 3.5). A partir de ésta, podremos establecer las edades relacionadas a las demás alturas, usando el inverso de  $\delta Tsd2$  sumada al valor de la edad inmediatamente anterior (ver Ecuación 3.6) (Anexo F).

$$410 - 199 = 211 \text{ cm} \quad 3.3$$

$$16\ 329 - 9\ 548 = 6\ 781 \text{ años BP} \quad 3.4$$

$$\delta Tsd2 = \frac{211}{6781} = 0.031 \text{ cm/año} \quad 3.5$$

$$Er(x) = \frac{1}{0.031} + Er(x - 1) \quad 3.6$$

### 3.2 Descripción física sedimentológica

La caracterización física consistió en describir el sedimento, visto bajo lupa binocular. Se trata así de registrar rasgos texturales como tamaño de grano, color del sedimento, forma y disposición del material como el desarrollo de laminación; se reportaron además los componentes presentes, teniendo en cuenta estructuras orgánicas, ocurrencias mineralógicas y demás que hagan parte de la muestra. Este proceso se hace con el objetivo de identificar los distintos componentes en el sedimento, así como su variación granulométrica, constituyendo la base principal para el reconocimiento de correlaciones entre la sedimentología hallada y los ambientes de depósito asociados.

La descripción física se hizo a través de los 410 cm del sondeo, el cual fue tomado con un intervalo de 2 cm, de base a tope. Para ello se usó el microscopio estereoscópico binocular *Zeiss Stemi 305 8-40X EDU WiFiCam*, instalado en laboratorios del departamento de Geociencias de la Universidad Nacional, con aumentos de 1- 1.25 -1.6 -2 -2.5 -3.2 -4 -5 -6.3 y 8. Los datos obtenidos fueron registrados en una plantilla de Excel como base de datos con la siguiente información: tamaño de grano, color con referencia a la escala de Munsell (Munsell, 1975; Parkkinen et al., 1989), porcentajes estimados de materia mineral terrígena y material orgánico continental. Dentro de esta clasificación en el grupo mineral se tuvo en cuenta óxidos de hierro, biotita, cuarzo, ferromagnesianos, muscovita, feldespato, fragmentos de roca y minerales de arcilla. Por su parte, como materiales orgánicos continentales se registraron raíces, madera, tallos gruesos, tallos delgados, restos quitinosos, hojas, semillas, carbón autóctono, carbón alóctono y turba. A esta descripción se le sumó la variable de tamaño de grano dentro de la división arcilla, limo y arena.

El compilado de resultados fue analizado a través del programa *Statigraphics* por el método del vecino más cercano usando la agrupación por características similares y *Tillia* para la elaboración de gráficas de distribución de componentes Coniss a través del método suma de cuadrados. La información en detalle puede ser revisada en el Anexo A.

### 3.3 Fluorescencia de rayos X (FRX)

El análisis de fluorescencia se llevó a cabo cada 10 cm de la columna, iniciando desde la profundidad promedio 405,5 cm. En algunos niveles no fue posible efectuar la medida, dada la poca cantidad disponible para ello. Para la preparación de la muestra se tomó parte del sedimento del nivel de interés y se pulverizó en un mortero hasta lograr un material muy fino (menor de 2  $\mu\text{m}$ ); se pasa el material resultante por un tamiz con diámetro de 10  $\mu\text{m}$  para retirar tallos y otros materiales gruesos aún presentes. Se pone aproximadamente 10g de material en una copa cilíndrica, cubierta por una lámina de Mylar, que hará de base para el porta muestras y es dispuesto directamente en el equipo de medición Bruker S4 Explorer WDS-XRF (con un tubo de rayos X Rh 38KV 26mA), quien posee un anillo de múltiples espacios para realizar análisis simultáneos de más de una muestra, en instalaciones del departamento de geociencias de la Universidad Nacional. El tratamiento de datos se realizó a través del software F-Quant de Bruker-AXS, obteniendo valores en forma de porcentajes y partes por millón. Para el trato de datos final se dejaron todos los valores en forma de elementos y a modo de porcentajes. Para este trabajo se tomaron los elementos mayores de aluminio, silíceo, calcio, hierro, potasio y magnesio y como elementos menores se tomaron los de manganeso, fósforo, azufre, titanio, circonio y estroncio. Con los demás elementos medidos se identificó una muy baja concentración y para muchos de los niveles completamente imperceptibles para el equipo, por lo tanto, no fueron tenidos en cuenta para la interpretación de este trabajo.

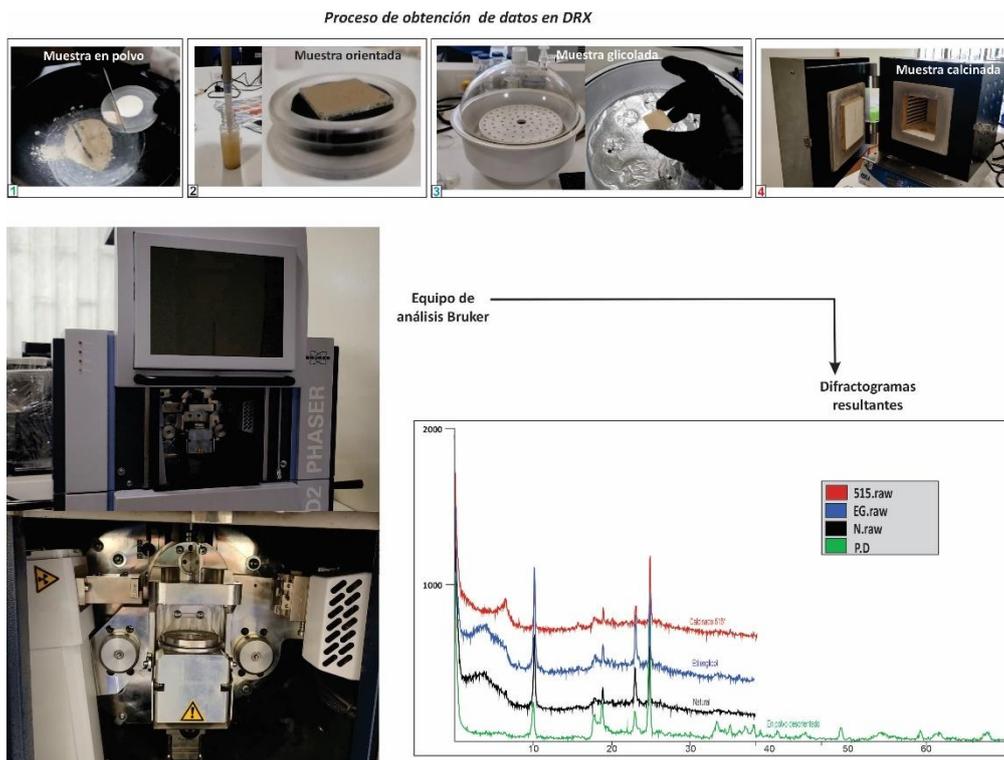
### 3.4 Difracción de rayos X (DRX)

Para el análisis de las muestras se utilizó el equipo Bruker D2 Phaser con lámpara de cobre y lámina de níquel del departamento de Geociencias de la Universidad Nacional; el análisis se llevó a cabo cada 10 cm de la columna, iniciando desde la profundidad promedio 405,5 cm. En primera instancia cada una de las muestras fue pulverizada a través de la molienda con mortero, triturando todo el material hasta tener un tamaño muy fino de éste. Parte de este material se pasa a un porta muestras sin ejercer presión sobre él. Una primera medida se realiza en esta condición (Figura 3- 1), obteniendo el primer difractograma con la muestra en polvo sin orientar.

Posteriormente, se lleva otra parte de la muestra pulverizada a un recipiente de vidrio con tapa hermética y junto con agua desionizada se agita hasta lograr una mezcla uniforme de todo el material. La preparación se deja en reposo por unos pocos segundos, mientras se decantan las partículas más pesadas y en la parte superior resulta el material más fino, que es

llevado a un vidrio termo resistente a través de un pipeteador (Figura 3- 1). La muestra se deja secar a temperatura ambiente y es llevada a análisis. Un segundo difractograma resulta de este montaje en vidrio con la fracción arcillosa de la muestra orientada. Se procede a llevar la muestra en vidrio a una campana de vacío en donde la muestra es solvatada con etilenglicol (Figura 3- 1), esto con el fin de expandir aquellos minerales que tengan esta propiedad. Se dejan las muestras por tres horas, esperando una saturación completa de vapores por este químico. A partir del análisis de las muestras en esta condición se obtiene un tercer gráfico. Finalmente, las muestras son calcinadas en una mufla llevándolas a una temperatura de 515° C por casi cuatro horas (Figura 3- 1). Con la última medida de las muestras en estas condiciones se obtiene un cuarto difractograma. Las siguientes son las condiciones de medida para cada paso en el proceso: Voltaje 30 KV, corriente 10 mA,  $2\theta$  de 2,501 a 70° para muestras en polvo y de 2,501 a 40° para las muestras orientadas con un incremento de 0,0141.

Figura 3- 1. Esquema de preparación de muestras analizadas en DRX



Secuencia fotográfica en donde se indica el procedimiento de preparación y análisis para difracción de rayos X. Algunas de las fotos fueron tomadas de la guía de laboratorio elaborada por Valdivieso Bohórquez (2019).

Todos los datos crudos son llevados al programa Diffrac.EVA V4.2.1 de Bruker Co, para continuar con su respectiva interpretación. En este se disponen los cuatro difractogramas obtenidos y en base a la librería se señala un mineral asociado para cada uno de los picos

diagnóstico, basados en Jackson, 1964. Los valores son dados en porcentajes y son relativos al contenido total de facetas dentro de la muestra.

### 3.5 Carbono Orgánico total (TOC)

La medida de TOC fue realizada en laboratorios de la empresa de consultoría gmas en la ciudad de Bogotá. Como metodología se optó por oxidar el carbono orgánico a dióxido de carbono, tomándose la medición de este último. Entre los métodos habituales de oxidación se encuentra el uso de agentes químicos (persulfato), la combustión ayudada por un catalizador, la exposición a radiación ionizante (como la luz ultravioleta), la exposición al calor o una combinación de estos métodos. Para este análisis se tomaron medidas de la mezcla de material cada 10 cm, comenzando en la profundidad de 410 cm, es decir, que una medida corresponde al valor de TOC de 10 cm de sedimento en conjunto que conforman cada intervalo. Sus resultados son dados en valores porcentuales.

### 3.6 Isótopos

Los análisis de nitrógeno total (N), carbono (C), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e isótopos  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  fueron llevados a cabo en la Facultad de Isótopos estables de la Universidad de Alaska Fairbanks (ASIF). Estas medidas se hicieron con intervalos aproximados de ~40 cm, con un total de 10 medidas a través de todo el sondeo. Los resultados y su análisis están descritos en detalle en el Anexo E. Las muestras analizadas para contenido de C y N fueron pesadas en delgadas cápsulas y secuencialmente insertadas por un auto-muestreador en una cámara de combustión de un Alizador Costech Elemental (ECS 4010). Para obtener las medidas isotópicas, de los gases separados cromatográficamente (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>), fueron barridos por helio, como el gas portador en modo de flujo continuo hacia un espectrómetro de masas de relación isotópica (IRMS) Delta V a través de una interfaz Conflo III.

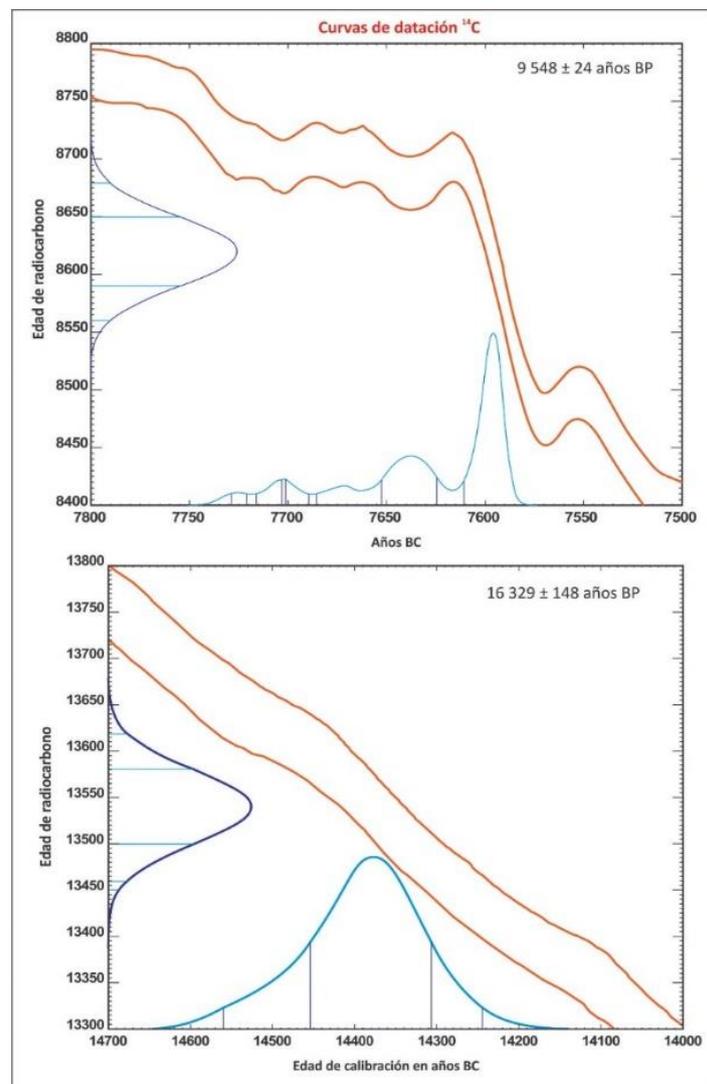
Todos los isótopos estables son presentados usando la notación  $\delta$  y están en relación con Viena Pee Dee Bellemnite (VPDB) para carbón y AIR para nitrógeno usando dos puntos de calibración. Las composiciones isotópicas de C y N fueron calibradas usando USGS40 y USGS41 como estándar. Usando esta calibración, los promedios  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  obtenidos por la verificación de calibración estándar (ref/chk/peptone) fueron  $-15,84 \pm 0,26 \text{ ‰}$  (n=3) y  $6,99 \pm 0,60 \text{ ‰}$  (n=3) respectivamente, los cuales se comparan bien con sus valores aceptados de  $-15,80 \text{ ‰}$  y  $7,0 \text{ ‰}$ , respectivamente.

## 4 Resultados

### 4.1 Datación

Con el fin de dar claridad en los resultados y los intervalos temporales a los que están asociados, se presentarán en primera instancia los resultados de las dataciones. En la Figura 4- 1 se muestran los diagramas de calibración resultantes de la datación para ambos puntos de la columna.

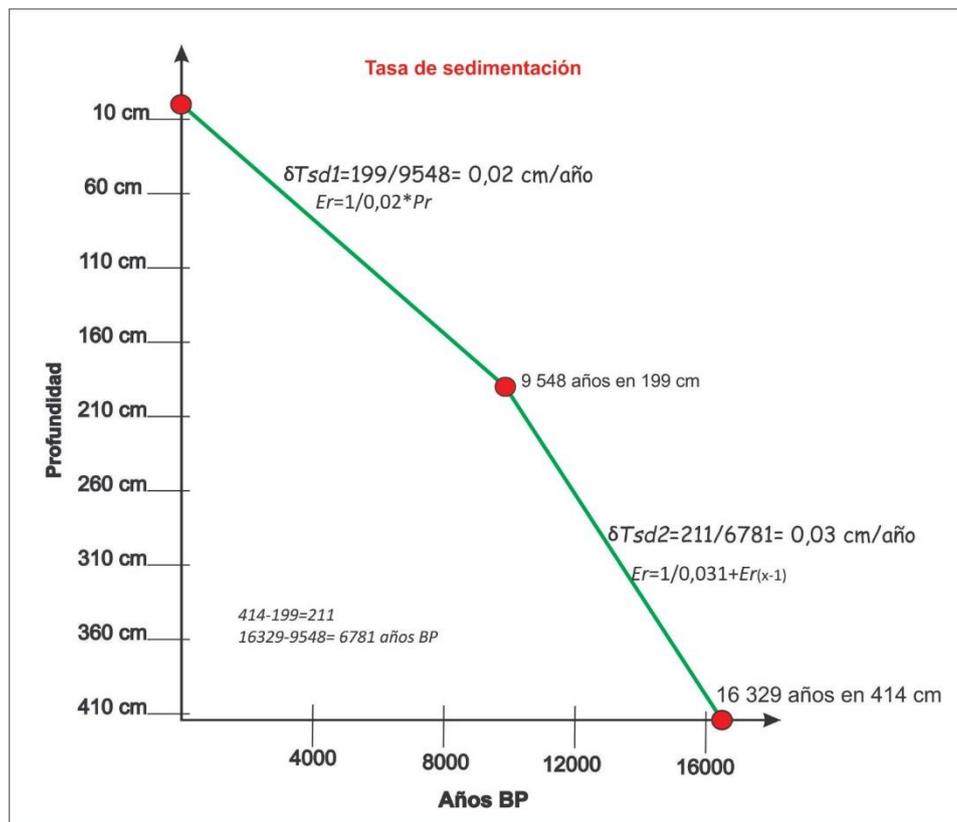
Figura 4- 1. Diagramas de calibración en los puntos de muestreo, INTCAL 20



Fuente: Resultados laboratorio Beta Analytic

A partir de ellos obtenemos una tasa de sedimentación de 0,03 cm/año para el intervalo de profundidad de 410 a 199 y de 0,03 cm/año para el intervalo de 199 a la superficie (Figura 4- 2). En el anexo A, se encuentra toda la información asociada.

Figura 4- 2. Tasa de sedimentación obtenida a partir de los dos puntos de datación en la columna



Fuente: Autoría

## 4.2 Descripción sedimentológica con lupa binocular

Una primera descripción detallada en intervalos de 2 cm es hecha a partir de la diferencia granulométrica de todos los niveles obtenidos en la columna, pueden diferenciarse así desde arcillas hasta arenas finas, con respecto a su variación textural. Estos fueron agrupados como una primera aproximación, preservando su continuidad estratigráfica, en base a diferencias composicionales y granulométricas, obtenidas en la descripción física. Son descritos así 30 paquetes en los que se dará a conocer lo representativo de cada uno de ellos, indicando valores porcentuales de sus componentes quienes entre el material mineral y orgánico sumarán el 100% de la muestra. Para ver en conjunto los resultados debe acceder al Anexo A.

**409 a 410 cm** Arcilla arenosa (ArcAr) no consolidada, de color marrón (7.5YR 4/4) a gris rosáceo (7.5YR 6/2), con color moteado blanquecino. Presenta partículas de carbón autóctono de diámetro inferior al 1mm, notorias por su poco brillo y contornos de granos irregulares. Se

identifican hojas de naturaleza plana - larga, con algunos restos de hojas de formas semi ovaladas - lisas; de igual forma, se hallan tallos delgados, en ocasiones asociados a óxidos de hierro en sus cortezas. Como componente mineral, se encuentran óxidos de hierro en abundancia, distribuidos homogéneamente sobre el sedimento (Figura 4- 3A).

Del total de la composición de la muestra se observa que el 20% representa la fracción mineral, mientras que el 80% restante se halla asociada a material orgánico en donde la presencia de carbón autóctono señala su procedencia de vegetación local.

**383 a 408 cm** Arcillas (Arc) con laminación rítmica a arcillas arenosas (ArcAr). Presentan color gris violáceo (5YR 6/2) con variación a marrón intenso (7.5YR 5/6) y tonalidad moteada blanquecina.

Hacia los primeros niveles y parte superior de la capa pueden diferenciarse materiales arcillosos, caracterizados por moteo de color blanco y naranja, este último dada la presencia de óxidos de hierro. La cantidad de tallos gruesos es baja (Figura 4- 3B) junto con hojas, las cuales se muestran de dos tipologías: una aplanada-alargada y la otra semi ovalada-lisa; así mismo en algunos niveles del sedimento se reconocen fragmentos de restos quitinosos.

Hacia la parte media de este paquete disminuye la cantidad en arcillas y se observa la presencia intermitente de carbón, distribuido en partículas muy finas (autóctono <1 mm) o en fragmentos gruesos (alóctono >1mm) a manera de cúmulos. La laminación arcillosa en esta parte intermedia permite ver una orientación en los elementos vegetales, los cuales pueden aumentar en proporción y mostrar descomposición.

Para el límite superior de la capa se presentan partículas de arena muy fina (Ar mf) de color amarillo claro, en textura migajosa muy fina y que se halla asociada a abundante moteo por óxidos de hierro (Figura 4- 3C) y fragmentos de carbón de hábito laminar (alóctono >1mm) entre el sedimento.

El material analizado tiene 53,6% de material mineral (máximo de 91% y mínimo de 9%), mientras la materia orgánica presenta un 46,3% (máximos y mínimos de 91% y 9%, respectivamente).

**367 a 382 cm** Arcillas (Arc) semi consolidadas de carácter homogéneo en todo su nivel. Su color es gris violáceo (5YR 6/2) con ligeras variaciones a rojo amarillento claro (7.5YR 6/6).

El nivel desarrolla hacia sus primeros centímetros (base del paquete) micro laminaciones de sedimento muy limpio, con baja cantidad en hojas de tipo planar - alargada, fragmentos tabulares cortos de carbón alóctono (<1 mm) y óxidos de hierro asociados a estas estructuras

orgánicas; así mismo se reconocen óxidos en forma de parches entre el sedimento (Figura 4-3D).

Hacia láminas intermedias del nivel, se encuentran mezclas entre turba, restos de tallos gruesos y hojas tipo planar y ovaladas lisas, junto con escasos agregados de arena, en donde los límites son poco definidos entre cada material (Figura 4-3E).

Finaliza este paquete (techo), con un material de textura más compacta, con la presencia de terrones bien preservados, en donde es clara una laminación plano - paralela del sedimento (Figura 4-3F). Los óxidos de hierro disminuyen fuertemente su porcentaje.

El porcentaje mineralógico representa casi el total de la muestra con promedio de 98%, con máximos del 100% y mínimos de 92%, mientras la presencia de material orgánico es muy baja con 2,5 % (máx. % y mín. 0%).

**359 a 366 cm** Limos arenosos (LiAr) no consolidados. Su color es gris blanquecino (7.5YR 7/1) a marrón claro (7.5YR 3/4).

Inicialmente (base del nivel) se identifican intervalos arcillosos, asociados a escasos granos angulares de cuarzo lechoso y óxidos de hierro, estos últimos, en moderadas concentraciones, de tamaño moteado sobre el sedimento (Figura 4-3G). Se hallan hojas tanto de forma plana - alargada, como ovalada - lisa, en bajas cantidades y un porcentaje igualmente bajo de tallos gruesos.

Hacia el tope, se encuentran partículas (<1mm) carbonosas incluidas entre el sedimento de tipo autóctono, otorgándole al sedimento colores más oscuros.

Su fracción mineral corresponde al 28% de la muestra total, con máximo de 38 % y mínimo de 18 %. El material orgánico corresponde a valores mayores promedio de 72%, con máximo de 82% y mínimo de 62%.

**355 a 358 cm** Arena arcillosa (ArArc), de color amarillo de tonalidad marrón (10 YR 3/4), no consolidada. Se identifican bajas cantidades de fragmentos de hojas de tipo ovaladas - lisas. La presencia de cuarzo lechoso en forma de granos poco redondeados y de bordes angulares es habitual. Se identifica así, un porcentaje mineralógico alrededor de 4,5% con máximo de 5% y mínimo de 4%; mientras el material orgánico predomina sobre el sedimento con 95,5% con máximo de 96% y mínimo de 95%.

**345 a 354 cm** Limos (Li) con gradación a limos arenosos (LiAr) no consolidados. Muestran color marrón oscuro (7.5YR 4/4) con moteado blanquecino.

En la base del nivel se muestra un sedimento muy limpio con laminación incipiente. Se reconocen óxidos de hierro en forma moteada y material arcilloso en moderadas proporciones.

Hacia el tope del nivel, la presencia de hojas de forma plana - alargada, junto con restos quitinosos y semillas es característico. Se identifican granos angulares de cuarzo lechoso y cuando su porcentaje aumenta, el sedimento se muestra de color más claro.

El porcentaje mineralógico alcanza el 20,8% con máximo de 30% y mínimo de 15%; por su parte, el porcentaje orgánico es dominante con promedio de 79,2%, con máximo de 85% y mínimo de 70%.

**341 a 344 cm** Arena arcillosa (ArArc), no consolidada, de color marrón amarillento oscuro (10 YR 3/4) a amarillo blanquecino (10YR 8/6).

Se identifican fragmentos menores a 2 mm de minerales como biotita, granos angulosos de cuarzo, óxidos de hierro tamaño arcilla, de color naranja y pequeñas partículas de carbón alóctono (Figura 4- 3H). Como material orgánico se presentan hojas de formas planas - alargadas junto con tallos gruesos, los cuales siguen una micro laminación preservada en el sedimento, notable en la orientación de los ejes mayores de estos componentes. El porcentaje mineralógico presenta un promedio de 32%, con máximo de 37% y mínimo de 27%, mientras abunda el material orgánico continental con 68%, con máximo de 73% y mínimo de 63%.

**335 a 340 cm** Limos arenosos (LiAr) con intervalos algo más finos no consolidados. Su color es marrón amarillento oscuro (10 YR 3/4) a marrón oscuro (7.5YR 4/2), atribuido a la concentración en óxidos de hierro y carbón de tipo autóctono (< 1 mm).

Este material tiende a mostrar una micro laminación, visible por franjas de colores naranjas y negras en el sedimento. Se distinguen granos de cuarzo tamaño arena muy fina, de formas angulares, junto con fragmentos orgánicos de restos quitinosos, en ausencia de hojas o tallos (Figura 4- 3I). Su porcentaje mineral es de 13,3% con máximo de 14% y mínimo de 12%, mientras abunda el porcentaje orgánico continental con 86,7%, el cual posee máximo de 87% y mínimo de 86%.

**315 a 334 cm** Limos arenosos (LiAr) con intercalaciones no rítmicas a limos arcillosos (LiArc). Muestran color marrón oscuro (7.5YR 4/4) con color moteado blanquecino. Las concentraciones locales de óxidos son frecuentes en todo el nivel, en ocasiones presentes por procesos de oxidación en estructuras orgánicas como los tallos.

En las primeras láminas del nivel (base) se diferencian hojas de tipo plano - alargado, como también ovaladas - lisas y ovaladas de un menor tamaño, con respecto a las anteriores. En algunos casos, éstas últimas se hallan adheridas aún al tallo. Todos los tipos de hojas son encontrados en bajas cantidades. Así mismo, se señala la presencia de tallos gruesos de formas cilíndricas cortas. El material orgánico se halla también constituido por finas partículas de carbón autóctono (<1mm), volviendo al sedimento de tonos más oscuros.

Hacia láminas intermedias del nivel pueden verse acumulaciones de hojas de formas ovaladas - lisas pequeñas, con finas partículas de carbón autóctono (<1 mm) ligeramente orientadas, rasgo que es más notorio en la disposición de tallos aciculares, por sus ejes más largos. Se hace evidente en estos intervalos, un aumento en la cantidad de material arcilloso y óxidos de hierro asociados, los cuales pueden mantener una distribución micro laminar sobre el sedimento (Figura 4- 3 J y K).

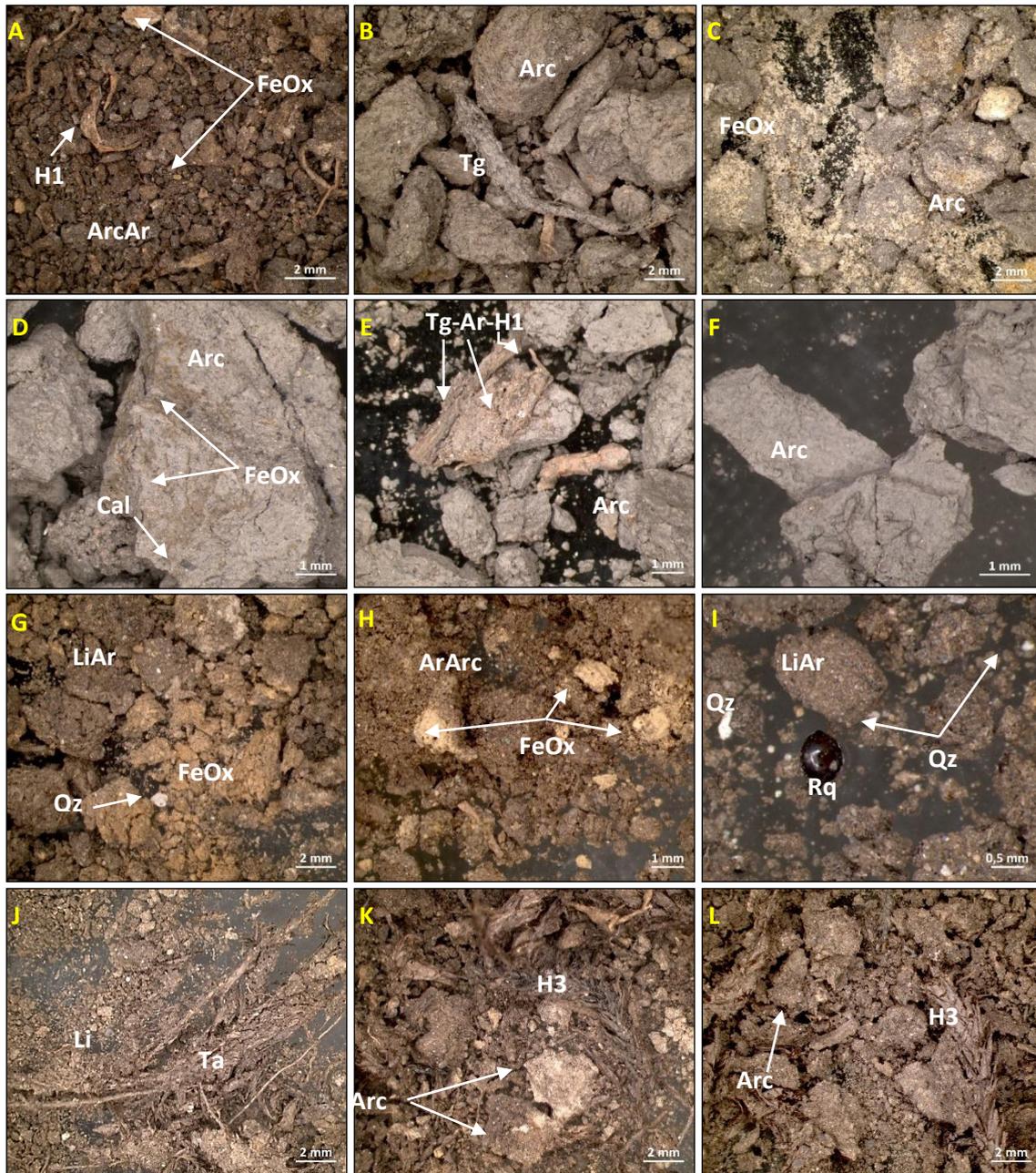
Para la parte final de este paquete (techo), las hojas están presentes, aunque en menores proporciones. La turba, por su parte incrementa en un sedimento más homogéneo, con moderadas cantidades de carbón autóctono distribuidas en finas partículas. Los minerales arcillosos, muestran también una disminución y el color del material tiende a verse más oscurecido. El porcentaje mineral presenta una media de 24,9% con máximo de 60% y mínimo de 2,2%. Por su parte, el porcentaje orgánico continental corresponde a 75% con máximo de 97% y mínimo de 39%.

El intervalo entre 301 a 314 cm corresponde a un intervalo de pérdida de material durante el procesamiento analítico.

**279 a 300 cm** Limos (Li) con láminas intermedias de materiales un poco más finos no consolidados. Su color es marrón fuerte (7.5YR 4/6) a gris blanquecino (7.5YR 7/1 10YR).

A nivel general, son reconocidas hojas de forma plana - alargada, ovaladas - lisas y ovaladas de tamaño pequeño; su proporción es abundante frente a los demás componentes orgánicos y minerales. En ocasiones, las hojas ovaladas pequeñas pueden mostrar longitudes centimétricas. Su presencia está asociada a carbón autóctono de poco tamaño (<1 mm), lo cual caracteriza las primeras láminas de este nivel (base), oscureciendo el color del sedimento (Figura 4- 4A). Así mismo, se reconoce una laminación, evidente en la orientación en ejes longitudinales de tallos aciculares y en menor proporción tallos de mayor grosor, algunos en un proceso avanzado de descomposición a materia orgánica. La presencia de óxidos de hierro es baja.

Figura 4- 3. Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes



A. Arcilla arenosa (ArcAr) con hojas de forma plana-alargada (H1) y óxidos de hierro moteado (FeOx) (409 a 410 cm). B. Arcillas (Arc) con escasos tallos gruesos (Tg) (393 a 394 cm). C. Arcillas (Arc) junto con óxidos de hierro (FeOx) con apariencia moteada (383 a 384 cm). D. Arcillas (Arc) con óxidos de hierro (FeOx) como parches entre el sedimento, junto con pequeños fragmentos de carbón alóctono (Cal). (381 a 382 cm) E. Mezcla entre tallos, hojas y arena (Tg-H1-Ar) en sedimento arcilloso (Arc) (377 a 378 cm). F. Arcilla (Arc) semi compacta en una configuración laminada (plano - paralela) (367 a 368 cm). G. Limoso arenoso (LiAr) con agregados finos de óxidos de hierro (FeOx) y arcilla, color blanco, junto con cuarzo (Qz) (363 a 364 a cm). H. Arena arcillosa (ArArc) con cúmulos de óxidos de hierro (FeOx) en tamaño arcilla (343 a 344 a cm). I. Limos arenosos (LiAr) con cuarzo (Qz) y restos quitinosos (Rq) bien preservados (335 a 336 cm). J. Limos (Li) con abundancia de tallos aciculares (Ta), algunos preservando sus hojas, las cuales son de forma ovalada pequeña (H3) (327 a 328 cm). K y L. Terrones de arcilla (Arc) color blanco, junto con tallos delgados (Ta) y hojas ovaladas pequeñas (H3), mostrando una leve orientación en el sedimento (323 a 324, 315 a 316 cm).

Fuente: Autoría

Disminuyendo de profundidad, hacia una zona intermedia - superior del nivel, el sedimento cambia su configuración, pasando a mostrar un arreglo caótico de sus componentes, aumentando la cantidad de material arcilloso, en presencia de hojas de forma ovalada - lisa y fragmentos quitinosos ovalados, de color negro sin reconocer (Figura 4- 4B).

Una micro laminación vuelve a verse solo en el tope de este paquete, en presencia de tallos en descomposición y abundantes partículas de carbón autóctono de fino tamaño (<1 mm) o en menor frecuencia, carbón alóctono en forma de fragmentos individuales alargados y de espesor >1 mm.

La proporción mineral es reducida con 8,3%, la cual posee máximo de 16,1% y mínimo de 0,6%. Por el lado del contenido orgánico continental, su valor es alto con un promedio de 91,6%, obteniendo máximos de hasta el 99,4% y mínimo de 81%.

**273 a 278 cm** Limos arenosos (LiAr), no consolidados, de color marrón oscuro (7.5YR 4/4). En este nivel se muestran acumulaciones de hojas de forma ovalada pequeña, algunas de estas adosadas aún a sus tallos. Las longitudes de estas hojas pueden ser hasta centimétricas junto con sus tallos color negro, dado su alto nivel de carbonización (Figura 4- 4 C y D). Estos materiales orgánicos, no parecen seguir una orientación dentro del sedimento.

El porcentaje mineralógico corresponde a una media de 4%, con máximo de 4,2% y mínimo de 3,7%; un alto porcentaje es constituido por el material orgánico, con un promedio de 95,9%, con máximo de 96,3% y mínimo de 95,8%.

**241 a 272 cm** Limos (Li), con escasos intervalos no rítmicos de limos algo más finos, ubicados en la parte inferior del paquete (base del nivel). Se trata de un material no consolidado de color marrón oscuro (7.5YR 3/4) con ligeras variaciones a un tono más claro.

Se identifica material carbonoso autóctono de tamaño fino (<1 mm) entre el sedimento. El carbón también puede ser encontrado, en menor proporción, como fragmentos laminados tabulares y alargados (carbón alóctono). Así mismo, como componentes orgánicos, se identifican hojas de forma ovalada -lisa, junto con gran abundancia de tallos aciculares (Figura 4- 4 E y F).

Un aumento en la proporción arcillosa puntual le da al sedimento una apariencia moteada con color amarillo blancuzco. Pocos fragmentos de muscovita de hábito laminar están presentes y marcan una ligera laminación dentro del sedimento, a través de todo el nivel.

El porcentaje mineralógico presenta una media de 8,5% con máximo de 21,5% y mínimo de 0,9%. La fracción orgánica es abundante con promedio de 91,5%, con máximo de 99,1% y mínimo de 78%.

**223 a 240 cm** Limos (LiArc) con intercalaciones semi rítmicas a limos arenoso (LiAr), no consolidados, su color es marrón muy oscuro (7.5YR 2,5/3) con colores moteados amarillentos. El material carbonoso es de tipo autóctono y como finas partículas (<1 mm) abunda entre el sedimento; se halla junto con hojas de forma planar - alargada y ovalada – lisa; en ocasiones encontradas de manera puntual, en una configuración caótica. En las zonas en donde aparece arcilla, ésta suele verse junto con láminas pequeñas de muscovita (<1 mm), minerales que hacia la parte superior del nivel (techo) evidencian una micro laminación, con la orientación de sus láminas y ocasionalmente en materiales orgánicos, como lo son tallos aciculares de gran longitud (>1 cm).

El material mineral se estima con una media de 11,2% con máximo de 48% y mínimo de 0%. Mientras el porcentaje orgánico es de 88,7% con máximo de hasta el 100% de la muestra y mínimo de 52%.

**221 a 222 cm** Arcilla (Arc) no consolidada y homogénea a través de todo el paquete. Su color es marrón oscuro (7.5YR 3/3). Para este nivel es característico el fuerte componente de materia orgánica, en forma de carbón autóctono de fino tamaño (<1 mm). A su vez se encuentran hojas de formas ovaladas – lisas en abundancia (Figura 4- 4G).

Su porcentaje mineralógico es bastante reducido, representado con 1% de minerales arcillosos. Por el contrario, la presencia de material orgánico representa casi la totalidad de la muestra con 99%. El 45% corresponde a hojas, 27% a turba, 10% tanto de carbón autóctono como de tallos aciculares, 5% a restos quitinosos y 1% de semillas como de raíces.

**215 a 220 cm** Limos (Li), con gradación a limo arenoso (LiAr), no consolidado. Presentan coloración marrón amarillento claro (10YR 5/4).

Para este nivel se evidencia un contenido moderado en hojas de formas ovaladas - lisas y tallos delgados, componentes orgánicos que siguen una micro laminación a través del sedimento, por la orientación de sus ejes más largos. Los fragmentos pequeños de carbón (<1 mm) autóctono son comunes (Figura 4- 4H).

Hacia el tope de este paquete se reconocen “semillas” de color marrón oscuro con formas ovaladas delgadas y alargadas, las cuales muestran una ornamentación rugosa por líneas continuas en su exterior (Figura 4- 4 I). Estas semillas no han sido vistas en niveles antes descritos. En presencia de arcilla, los minerales micáceos, como muscovita parecen aumentar.

Se presenta un porcentaje mineralógico con una media de 43,8% con máximo de 66% y mínimo de 25,5%; la fracción orgánica es mayor, promediando 56,2%, con máximo de 74,5% y mínimo de 34%.

**187 a 214 cm** Limos (Li), no consolidados de color variable marrón muy oscuro (7.5YR 2,5/3) a amarillo intenso (10YR 8/8), atribuido a la presencia de óxidos, hasta llegar a un color gris violáceo (5YR 6/2).

En la parte inicial del nivel (base) se encuentran fragmentos de carbón alóctono deformados (>1mm), formando una estructura micro laminada continua dentro de un sedimento arcilloso. Ocasionalmente, son encontrados pequeños cúmulos de arcillas más cristalinas, color blanco, distribuidos en forma moteada sobre el sedimento. La fracción orgánica es representada por hojas de forma ovalada - lisa y plana - alargada, así como tallos delgados y en menor abundancia, tallos gruesos. Es común encontrar algunas de estas estructuras orgánicas asociadas a óxidos de hierro en bordes y en su parte interna.

A partir de la zona media del nivel, se evidencia un aumento constante tanto de hojas de forma ovalada - pequeñas (Figura 4- 4J) y plana - alargada, como de tallos, disminuyendo la cantidad de arcilla y adquiriendo el sedimento un color más oscuro, dada la mayor presencia de carbón autóctono en forma de partículas finas (<1 mm) entre el sedimento.

El aumento del material orgánico hacia el tope del nivel (techo) es progresivo, dominan las hojas de forma plana - alargada y es aún mayor el porcentaje de carbón tanto alóctono como autóctono (Figura 4- 4 K y J).

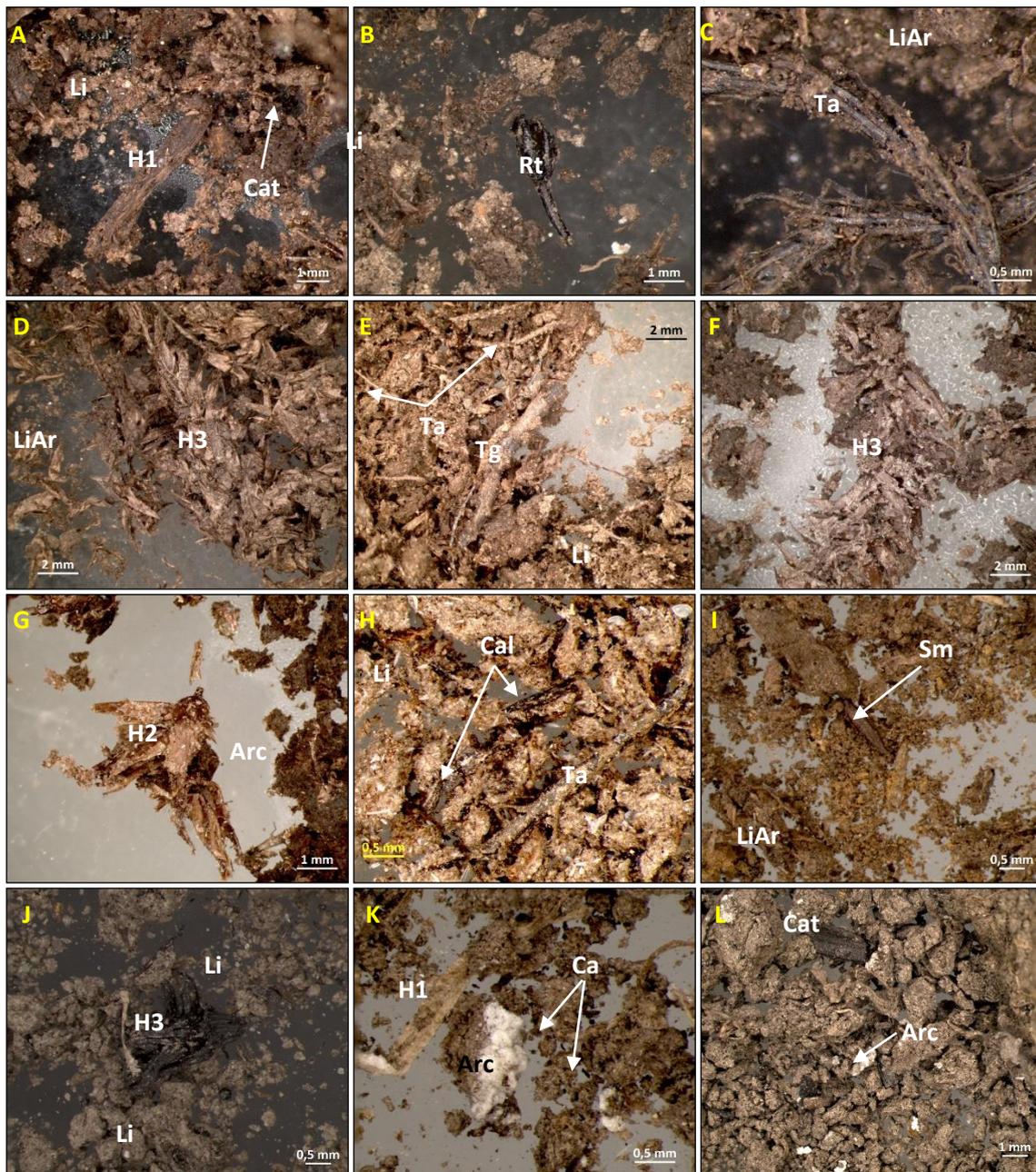
Su porcentaje mineralógico es alto con 66,9%, con máximo de 91% y mínimo de 9,8%, mientras el promedio del componente orgánico es menor con 33,1%, sin embargo, sus valores presentan una alta variación, en donde alcanzan un máximo de 90,2% y mínimo de 9%.

**143 a 186 cm** Limos (Li) intercalados sucesivamente con limos más finos, no consolidados. Su color varía de marrón muy oscuro (7.5YR 2,5/3) a amarillo intenso (10YR 8/8).

La base de este nivel se compone por una alta proporción de fragmentos finos de carbón autóctono (<1 mm) entre el sedimento, así como también puede ser encontrado como láminas gruesas (>1 mm), las cuales tienden a mostrar leve orientación, siguiendo sus ejes cristalinos más largos.

Hacia la parte media del nivel, se observan cúmulos locales de hojas de configuración plana - alargada, las cuales se muestran en un proceso avanzado de carbonización, mezclándose entre el carbón autóctono presente, con colores oscuros del sedimento (Figura 4- 5A).

Figura 4- 4: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes



A. Limos (Li) con abundantes hojas de forma plana - alargada (H1) y partículas de carbón autóctono (Cat) (295 a 296 cm). B. Limos (Li) con restos quitinosos (Rt) indiferenciados (283 a 284 cm). C y D. Limos arenosos (LiAr), con ordenamiento caótico. Se presentan acumulaciones de tallos aciculares (Ta) y hojas ovaladas pequeñas (H3) (275 a 276, 273 a 274 cm). E. Limos (Li) con gran abundancia de tallos aciculares (Ta) y en menor proporción tallos gruesos (Tg) (265 a 266 cm). F. Intervalo en donde se muestra un aumento notorio en hojas de forma ovalada pequeña (H3) (247 a 248 cm). G. Arcilla (Arc), se muestra detalle de hojas de forma ovalada - lisa (H2) (221 a 222 cm). H Limos (Li) en presencia de hojas de formas ovaladas - lisas (H2), son comunes pequeños fragmentos de carbón alóctono (Cal) y tallos delgados (Ta) (217 a 218 cm). I. Limo arenoso (LiAr) en donde se presenta semilla alargada (Sm) con ornamentación rugosa (215 a 216 cm). J. Limos (Li) con detalle de hojas ovaladas pequeñas (H3) en un proceso avanzado de descomposición (203 a 204 cm). K y L. Material con mayor cantidad de carbón autóctono (Cat), que oscurece el color del sedimento; se encuentran pequeños cúmulos de arcillas (Arc) color blanco y algunas hojas de forma plana - alargada (H1) (189 a 190 cm).

Fuente: Autoría

Los óxidos de hierro son frecuentes en forma moteada sobre estructuras orgánicas como tallos y hojas o también, distribuidos heterogéneamente sobre el sedimento; otro componente mineral, presente en bajas proporciones, son las micas blancas (muscovita), con hábitos laminares de poco tamaño (<1 mm).

Para la parte final del nivel (techo) es evidente una disminución en el contenido de material carbonoso, aumentando la turba y ligeramente por su parte la arcilla, obteniendo un material más limpio y de color claro (Figura 4- 5). Presenta un porcentaje mineralógico de 3,2% con máximo de 15% y mínimo de 0,4%. El material orgánico corresponde casi a la totalidad de la muestra con 96,7%, con un máximo de 99% y mínimo de 85%.

**127 a 142 cm** Limos arenosos (LiAr) con variación a limos (Li) no consolidados. Su color es marrón rojizo claro (5YR 5/4) a marrón muy pálido (10YR 8/4). Este paquete presenta ordenamiento caótico en el material, en presencia de arcillas, algunas de estas de color amarillo (azufre (?)). Los óxidos de hierro también están presentes, en concentraciones moteadas sobre el sedimento o asociadas a procesos de oxidación en estructuras orgánicas como tallos y hojas. El carbón se muestra distribuido homogéneamente sobre el sedimento como pequeñas láminas (>1 mm) junto con tallos aciculares y gruesos, estos últimos en baja proporción. Pueden reconocerse estructuras redondeadas con ornamentación granular (Figura 4- 5 C y D).

El porcentaje mineralógico representa 4,6% del nivel con máximo de 8,8% y mínimo de 1%. El porcentaje orgánico por su parte, predomina sobre las muestras de este nivel con 95,3%, con máximo de 99% y mínimo de 91,2%.

**109 a 126 cm** Limos arenoso (LiAr) no consolidados. Su color presenta variación de marrón amarillento claro (10YR 5/8) a negro grisáceo (2.5YR 2,5/1).

Predomina en todos los niveles la presencia de carbón autóctono en finas partículas (<1 mm), como también en láminas preservadas (alóctono >1 mm), con exfoliación reconocible. Se diferencian fragmentos de estructuras cilíndricas fibrosas que pueden corresponder a cortezas de árbol y restos de semillas, esféricas alargadas con ornamentación ahuecada hexagonal (Figura 4- 5 Figura 4- 5E), junto con abundantes hojas de forma plana - alargada y tallos gruesos (Figura 4- 5F). Algunas de las estructuras orgánicas evidencian un estado de descomposición avanzado a turba (Figura 4- 5 G y H). La arcilla está presente en todo el nivel en bajas cantidades, junto con óxidos de hierro.

Su porcentaje mineralógico constituye apenas una media de 1,4 % sobre el total de las muestras que componen este nivel, con máximo de 2,5% y mínimo de 0,4%. Por otro lado, el porcentaje orgánico tiene una media de 98,6%, con máximo de 99,6% y mínimo de 97,7%.

**103 a 108 cm** Arcillas (Arc), no consolidadas de color marrón claro (7.5YR 6/4) a amarillo con tonalidad café (10YR 6/8). Este nivel se reconoce por su moderada proporción en arcilla, la cual contiene iguales cantidades de muscovita en hábitos laminares de poco tamaño (<1 mm) y bajas cantidades de óxidos de hierro, reemplazando estructuras orgánicas. La presencia de carbón alóctono se da en formas de láminas delgadas (<1 mm) que junto a los minerales micáceos, marcan orientaciones por sus caras cristalinas más largas, conformando franjas continuas y delgadas dentro del sedimento. Es habitual ver este material en una distribución muy compacta, con grandes proporciones de turba (Figura 4- 5 I y J).

Se identifica un porcentaje mineralógico con promedio de 34,4%, con máximo de 40,3% y mínimo de 25,5%. El porcentaje orgánico constituye valores mayores, con una media de 65,6%, dentro del cual alcanza máximos y mínimos de 74,5% y 59,7%, respectivamente.

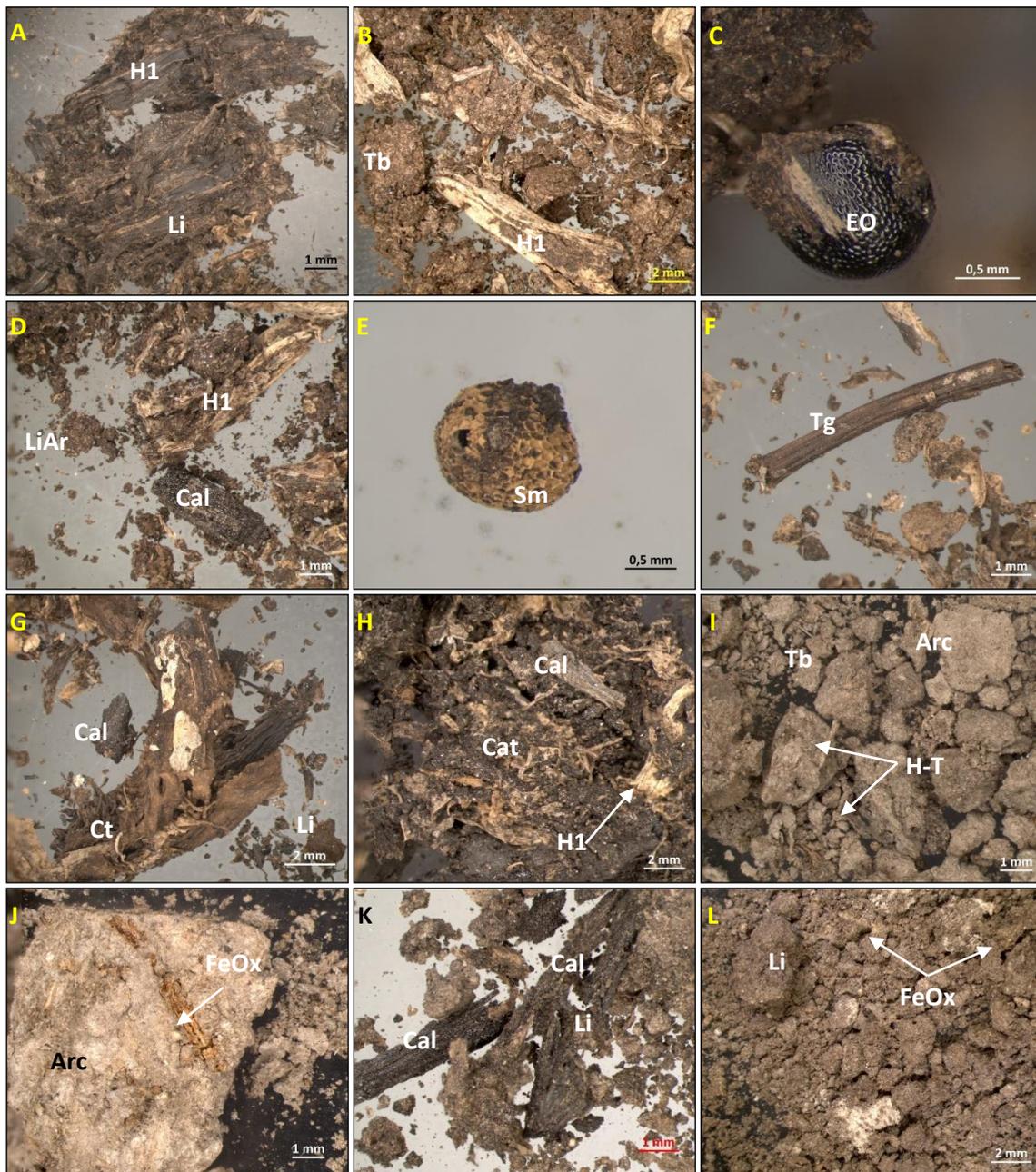
**95 a 102 cm** Limos (Li), no consolidados, de color marrón muy oscuro (10YR 3/3) a marrón de tonalidad más clara (10YR 5/3).

Este nivel comienza en su parte basal, con una proporción moderada de carbón alóctono, hallado en forma de grandes terrones prismáticos (>2 mm) en una disposición caótica entre el sedimento (Figura 4- 5K). Se encuentran también, abundantes hojas de forma plana - alargada y tallos aciculares, los cuales pueden verse asociados a óxidos de hierro en la parte externa de su estructura.

Hacia el tope del nivel, el material se vuelve más fino, en donde el carbón es de naturaleza autóctona, representado por fragmentos y partículas de bordes indefinidos (<1 mm), que se mezclan entre el sedimento, oscureciendo su color. Ocasionalmente, se encuentran acumulaciones de óxidos de hierro, color naranja, de manera moteada sobre el material (Figura 4- 5L).

Este paquete posee en contenido mineralógico una media de 13,8%, con máximo de 19,3% y mínimo de 6,7%. El porcentaje orgánico alcanza un promedio de 86,1%, con máximo de 93,3% y mínimo de 80,7%.

Figura 4- 5. Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes



A. Limos (Li) en donde dominan hojas de forma plana - alargada junto con gran abundancia de partículas de carbón autóctono (Cat) color negro (185 a 186 cm). B. Abundantes hojas de forma plana - alargada (H1) con un aumento de turba (Tb) (151 a 152 cm). C y D. Limos arenosos (LiAr). Se muestra una estructura redondeada con ornamentación granular (EO); se halla junto con fragmentos de carbón alóctono (Cal) y hojas de forma plana - alargada (H1) (139 a 140 cm). E. Detalle de semilla (Sm) color naranja con ornamentación ahuecada hexagonal. (123 a 124 cm). F y G. Tallos gruesos (Tg) evidenciando procesos de descomposición y fragmentos de cortezas gruesas entre un sedimento predominantemente limoso (Li) (117 a 118 cm, 115 a 116 cm). H. Aumento en carbón autóctono (Cat) como alóctono (Cal), este último en láminas gruesas, junto con hojas de formas planas - alargadas (H1) (109 a 110 cm). I y J. Arcillas (Arc) con gran cantidad de turba (Tb) y bajas proporciones de hojas y tallos. En algunos intervalos se muestran estructuras orgánicas reemplazadas a óxidos de hierro (FeOx) (107 a 108 cm, 103 a 104 cm). K. Limos (Li) en donde resaltan fragmentos prismáticos de carbón alóctono (Cal) (101 a 102 cm). L. Limos (Li) como material más homogéneo, sin mayor participación de componentes orgánicos. Pueden verse óxidos de hierro (FeOx) distribuidos en forma moteada (99 a 100 cm) y escasa presencia de arcillas.

Fuente: Autoría

**85 a 94 cm** Arcillas (Arc) no consolidadas, de color marrón muy oscuro (10YR 2/2) a amarillo de tonalidad café claro (10YR 6/6). Tres de las muestras intermedias que componen el paquete no se tienen, por pérdida de material. Sin embargo, se reconocen, tanto en base como tope, arcillas.

En la base del nivel el material es de color marrón oscuro dado el contenido de partículas de carbón autóctono (<1 mm). Así mismo, se identifican algunas acumulaciones de arcillas color blanco, en una distribución moteada sobre el sedimento (Figura 4- 6A).

Hacia el tope del paquete, aumenta la arcilla hallándose en terrones, como delgadas láminas. En baja proporción, se identifican hojas de forma ovalada - lisa que, junto con tallos delgados, pueden verse en un estado avanzado de descomposición a material carbonoso, entre mezclándose con turba y arcillas (Figura 4- 6B).

Para este nivel el porcentaje mineralógico presenta una media de 21,1%, con máximo de 31% y mínimo de 11,2%. Con un mayor valor se tiene la media de la fracción orgánica con 78,9%, el cual tiene una máxima de 88,8% y mínimo de 69%.

**81 a 84 cm** Limos (Li) no consolidados, de color marrón amarillento claro (10YR 5/4) y moteado blanquecino. Se trata fundamentalmente de microláminas de turba y arcilla alternadas rítmicamente, mostrando así colores claros y oscuros intercalados. Se halla carbón en formas cilíndricas preservadas provenientes de tallos ya fosilizados con color negro muy oscuro. Pueden también observarse concentraciones de óxidos de hierro, como fragmentos cristalinos, de poco tamaño (<1 mm) de color rojo y amarillo oscuro.

Su material mineralógico corresponde a una media de 20,2%, con máximo de 23,2% y mínimo de 17,2%, mientras su porcentaje orgánico presenta un promedio de 79,8%, con máximo de 82,8% y mínimo de 76,8%.

**77 a 80 cm** Arcillas (Arc) no consolidadas, de color marrón claro (10YR 5/3) componen este paquete delgado, en donde se hallan con baja proporción concentraciones de hojas de forma plana - alargada, junto con semillas y carbón autóctono en partículas muy finas (<1 mm) en un material en donde abundan los minerales arcillosos.

Su porcentaje mineralógico presenta una media de 32,3%, con máximo de 36,4% y mínimo de 28,2%. La fracción orgánica predomina en este nivel con media de 67,7%, máximo de 71,8% y mínimo de 63,6%.

**71 a 76 cm** Limos (Li), semi consolidados, de color marrón claro (10YR 5/3). Paquete que presenta una laminación incipiente, visible en terrones delgados laminares de arcilla que aún

se preservan. Se hallan óxidos de hierro color amarillo, en ocasiones distribuidos en forma moteada sobre el sedimento o, asociados a bordes y partes externas de estructuras orgánicas, como tallos y hojas. La forma que predomina en las hojas es plana - alargada, junto con tallos, los cuales pueden mostrarse fuertemente descompuestos, siendo considerados como material de turba. Pocos granos amorfos de carbón alóctono son vistos (Figura 4- 6 C y D). Su porcentaje mineralógico presenta una media de 35,1%, con máximo de 38,4% y mínimo de 30,4%. Por su parte, el porcentaje orgánico corresponde a 64,9%, con máximo de 69,6% y mínimo de 61,1%.

**49 a 70 cm** Limos (Li) con escasas intercalaciones a limos arenosos (LiAr) no consolidados; su color es marrón claro con variaciones ligeras a tonalidades más oscuras (10YR 5/3) y también con leve moteado color amarillo, debido a la existencia de óxidos de hierro, presente como mineral de reemplazamiento en estructuras orgánicas, como en bordes y parte externa de tallos y raíces.

El sedimento se identifica con una distribución caótica, en donde se reconocen semillas cilíndricas lisas (Figura 4- 6E) y restos quitinosos, algunos con estructuras subsféricas, ahuecadas y de color negro brillante. Así mismo, se hallan hojas de formas planas - alargadas (Figura 4- 6F), tallos aciculares, gruesos y ocasionalmente raíces de longitud moderada (>1 mm). Pueden verse algunas de las hojas en estados avanzados de descomposición, considerándose turba, entremezcladas con carbón o componentes orgánicos reemplazados a óxidos de hierro (Figura 4- 6 F y G).

El carbón está presente como alóctono, evidente en su forma de láminas delgadas, de brillo resinoso y de buena exfoliación (>1 mm), como carbón de tipo autóctono, hallado en baja cantidad y distribuido sobre el sedimento como finas partículas de brillo mate y límites de borde difusos. Pequeños granos de cuarzo redondeados lechosos también son reconocidos (Figura 4- 6H).

Su composición mineralógica tiene un promedio de 8,5% con máximo de 22,4% y mínimo de 4,8%; por su lado, el material orgánico alcanza una media de 91,5%, con máximo de 95,1% y mínimo de 77,6%.

**31 a 48 cm** Limos (Li) con intercalaciones no rítmicas a limos más finos y una única lámina de limo arenoso (LiAr) no consolidada. Su color es marrón oscuro variando a marrón claro (10YR 5/3).

El contenido de hojas es variado, presentándose desde altas proporciones hasta muy bajas. Se encuentran hojas de dos naturalezas: las de forma plana - alargada y las ovaladas -lisas.

Algunos tallos y semillas son identificados, como fragmentos o como estructuras completas bien preservadas. Se reconoce la presencia de carbón alóctono en cantidades moderadas, desarrollando láminas delgadas (>1 mm); que pueden indicar orientaciones leves dentro del sedimento.

Como componentes minerales se pueden distinguir terrones de arcillas en formas laminares o en ocasiones tabulares (de mayor grosor) mostrando orientaciones claras de sus componentes (Figura 4- 6I); así mismo, se encuentra muscovita en hábitos hojosos <1 mm, junto a granos redondeados de cuarzo lechoso de tamaño arena muy fina. Es frecuente encontrar algunos de los tallos completamente reemplazados por óxidos de hierro, de color naranja, preservando parte de sus estructuras.

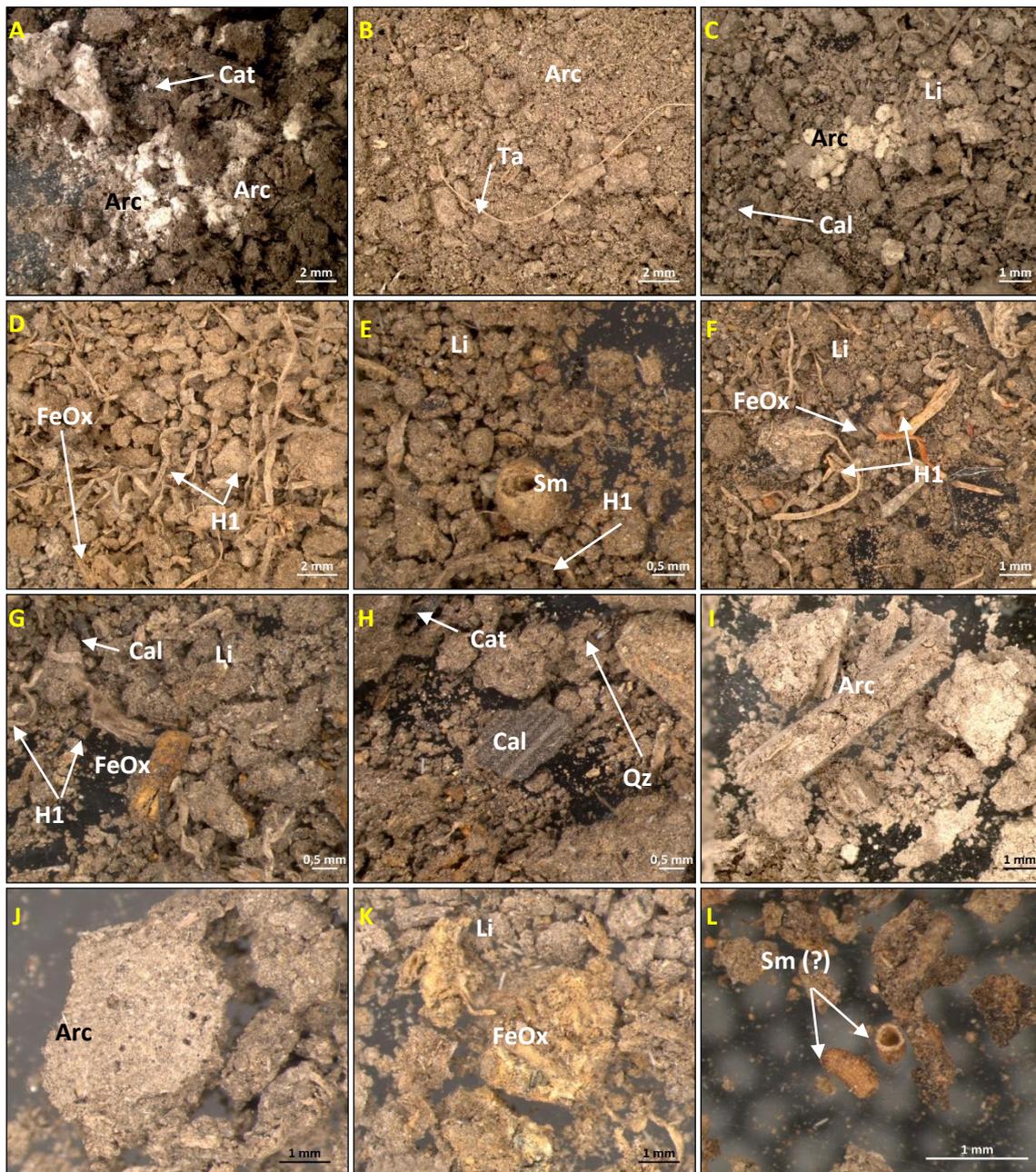
De esta forma el porcentaje mineralógico presenta un valor medio de apenas 7,5%, con máximo de 11,3% y mínimo de 3,3%; mientras la fracción orgánica constituye gran parte de las muestras con 92,5%, con máximo de 96,7% y mínimo de 88,7%.

**23 a 30 cm** Limos arenosos (LiAr) no consolidados; su color es marrón oscuro (10YR 5/3) a amarillo intenso (10YR 8/8). Se reconocen terrones tabulares mayormente arcillosos y de aspecto poroso, dado su ordenamiento entre el sedimento (Figura 4- 6J). Igualmente, se encuentran concentraciones de óxidos de hierro, en forma moteada o como cúmulos mayores, de color amarillo oscuro (Figura 4- 6K).

Se identifica la presencia moderada de carbón autóctono y en menores cantidades carbón alóctono. Estos cristales se hallan siguiendo leves orientaciones, evidentes en la disposición de sus lados cristalinos más largos entre el sedimento. Por otra parte, se presentan en porcentajes moderados, hojas de formas planas - alargadas, las cuales predominan sobre las de forma ovalada - lisa. El porcentaje mineralógico es bajo, correspondiendo a 15%, con máximo de 25% y mínimo de 0%. Por su lado, la fracción orgánica representa una media de 85%, con máximo de 100% y mínimo de 75%.

**11 a 22 cm** Arenas limosas (ArLi), se presenta además un único intervalo, en la parte intermedia del nivel, de arenas arcillosas (ArArc) no consolidadas. Su color es marrón amarillento claro (10YR 5/8).

Figura 4- 6: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes



A. Arcillas (Arc) con alta proporción de carbón autóctono (Cat) junto con arcilla (Arc) color blanco sobre el sedimento (93 a 94 cm). B. Disminución notoria de componentes orgánicos, se encuentran escasos tallos aciculares (Ta) (85 a 86 cm). C. Limos (Li) con terrones grumosos de arcilla (Arc), color blanquecino. Se hallan escasos granos de carbón alóctono (Cal) y carbón autóctono (Cat) (75 a 76 cm). D. Reaparecen hojas de forma plana - alargada (H1), junto con óxidos asociados (FeOx) o distribuidos en forma moteada sobre el sedimento (71 a 72 cm). E, F y G. Limos (Li) con restos de semillas (Sm) cilíndricas lisas, y una presencia moderada de hojas de forma plana - alargada (H1) junto con fragmentos de carbón alóctono (Cal). Óxidos de hierro (FeOx) reemplazando estructuras orgánicas como hojas y tallos (67 a 68 cm, 65 a 66 cm y 63 a 64 cm). H. Fragmento de carbón alóctono (Cal) de buena exfoliación, junto con finos granos angulares de carbón autóctono (Cat) y cuarzo lechoso (Qz) (63 a 64 cm). I y J. Terrones tabulares de arcilla (Arc) con apariencia porosa dada la distribución laminar de sus componentes, indicando una orientación en estos. (35 a 36 cm, 25 a 26 cm). K. Limos arenosos (LiAr) de colores naranjas atribuidos a la presencia de óxidos de hierro (FeOx) en pequeños cúmulos en el sedimento (25 a 26 cm). L. Estructura cilíndrica corta (Sm), con ornamentación granular en su cobertera externa, similar a una mazorca (19 a 20 cm).

Fuente: Autoría

En este nivel de granulometría heterogénea, se presenta gran abundancia de hojas de naturaleza plana - alargada en condiciones secas, permitiendo que éstas se rompan y dejen en el sedimento pequeños fragmentos. Restos de tallos de corteza gruesa, son escasos y a ellos se les asocian finos cristales de óxidos de hierro.

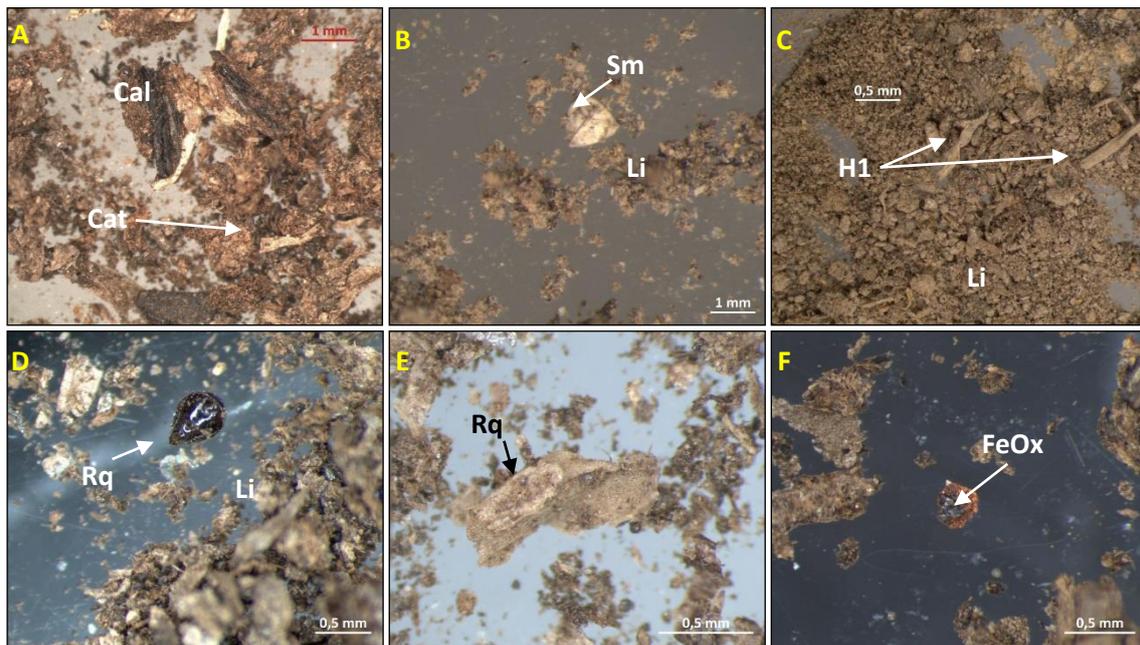
Por otra parte, se reconocen estructuras cilíndricas cortas, de color pardo claro y con una ornamentación granular en su cobertera externa, similar a una mazorca (Figura 4- 6L). Junto a estas estructuras se muestran restos quitinosos y semillas en muy baja proporción.

Ya para el tope del nivel (techo), se hace evidente un aumento en la cantidad de turba y carbón, mineral que puede verse desarrollado como láminas o terrones (>1 mm) sobre el sedimento, con una clara orientación por sus ejes cristalinos mayores (Figura 4- 7A). Dada sus características físicas demuestra ser carbón de tipo alóctono. Su proporción de material mineralógico es bajo, con 4,9%, presentando máximo de 21% y mínimo de 0%. En el caso de la fracción orgánica muestra ser predominante con promedio de 95,1%, con máximo de 100% y mínimo de 79%.

**0 a 10 cm** Limos arenosos (LiAr) con un intervalo intermedio de limos (Li); su color es marrón moderado a claro (10YR 5/3). Como último nivel reconocido dentro del sondeo, se reconoce una secuencia grano decreciente, en donde se identifican restos de fragmentos pequeños de carbón alóctono (>1 mm), diferenciables por su buena exfoliación y alto brillo. Se hallan junto con abundantes hojas de forma plana - alargada y escasas semillas, color marrón claro (Figura 4- 7 B y C), junto con restos quitinosos quienes exhiben estructuras internas conservadas (Figura 4- 7 D y E). El porcentaje mineral es bajo con la identificación de óxidos de hierro como minerales de granos individuales, muy cristalinos sin asociarse a algún componente en las muestras (Figura 4- 7F). Pocos fragmentos de láminas delgadas de muscovita son halladas, como minerales traslúcidos y de brillos sedosos.

Como se señala anteriormente este nivel posee un muy bajo valor mineralógico, con apenas una media de 0,3%, con máximo de 0,4% y mín. 0 %. Mientras la fracción orgánica corresponde a casi la totalidad de la muestra, alcanzando promedio de 99,7%, con máximo de 100% y mínimo de 99,7%.

Figura 4- 7: Vista binocular del sedimento con algunos de sus rasgos más importantes

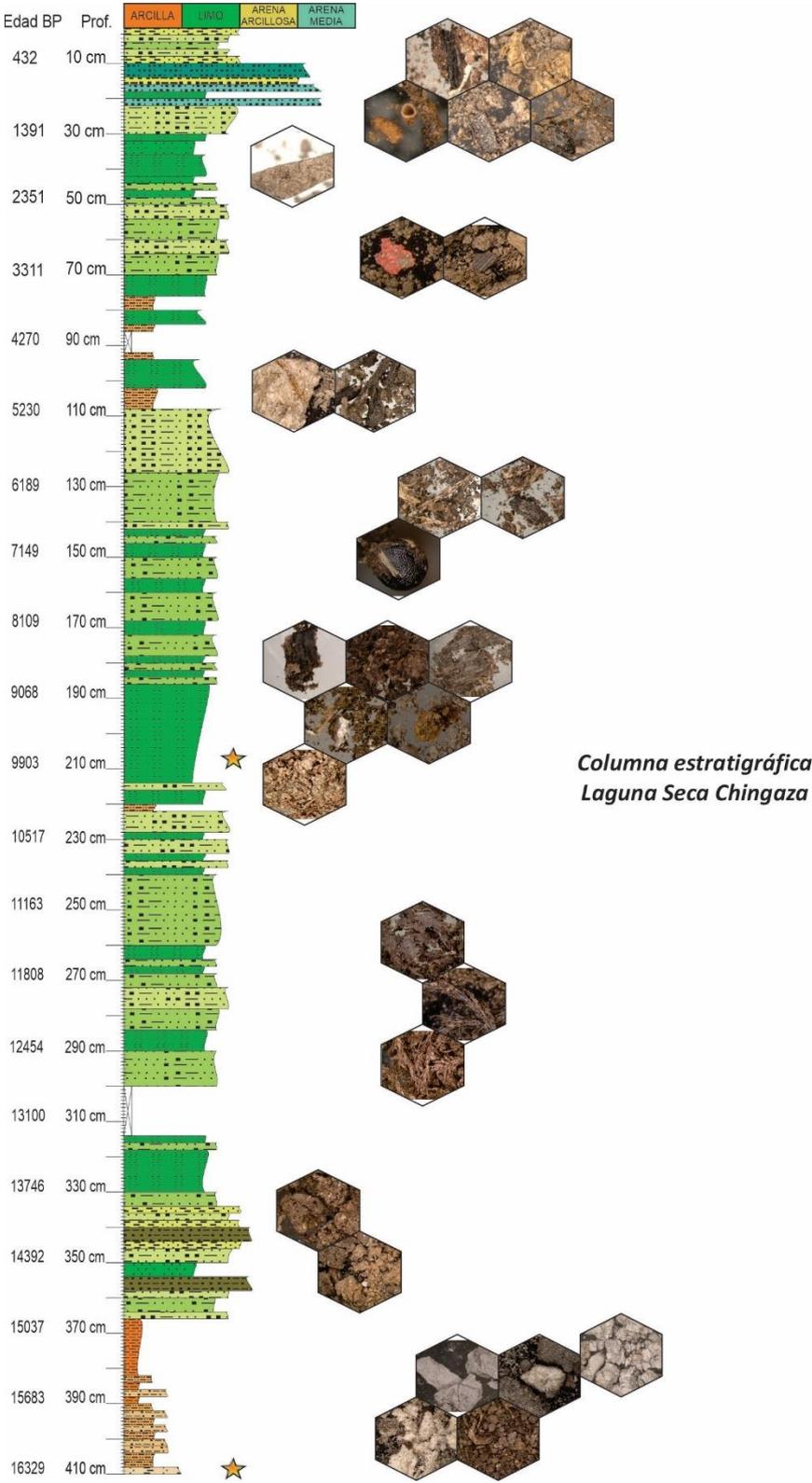


A. Fragmentos de carbón alóctono (Cal) y partículas finas de carbón autóctono (Cat) en alta proporción (13 a 14 cm). B, C y D. Limos (Li) en donde se hallan semillas y estructuras quitinosas (Rq) bien preservadas, junto con hojas de forma plana - alargada (H1) (7 a 8 cm, 5 a 6 cm y 1 a 2 cm). E y F. Restos quitinosos (Rq), con estructuras internas conservadas y granos individuales de óxidos de hierro (FeOx), color rojo (1 a 2 cm).

Fuente: Autoría

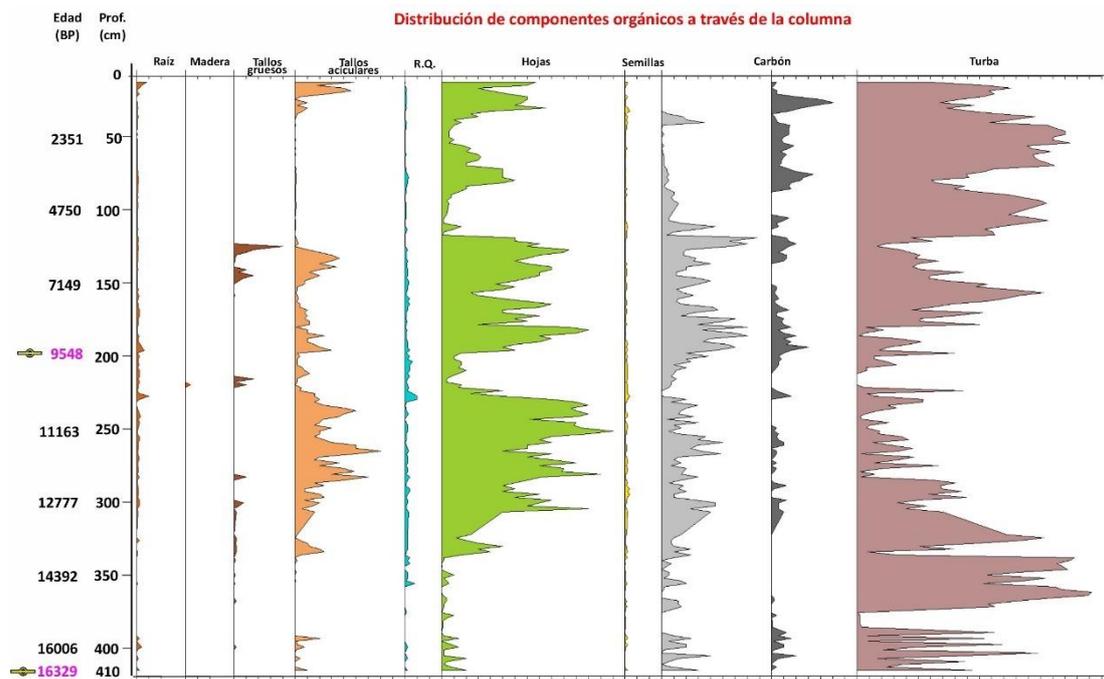
La descripción física del sondeo arroja una distribución de componentes variable a través de todo su espesor. De igual forma, los cambios granulométricos y texturales son evidenciados. A continuación, se presenta la columna construida en base a los tamaños de grano arcilla, limo y arena (Figura 4- 8). Al frente se asocian imágenes obtenidas en la descripción y que destacan para cada nivel. A través del programa Tillia, los valores composicionales (trabajados en %) para la fracción orgánica como la mineral fueron ploteados, obteniendo las figuras Figura 4- 9 y Figura 4- 10 en donde se indica su distribución. En el Anexo B se asocian todos los resultados numéricos en detalle de esta descripción.

Figura 4- 8. Columna del sedimento en Chingaza a partir de la descripción física de sus componentes



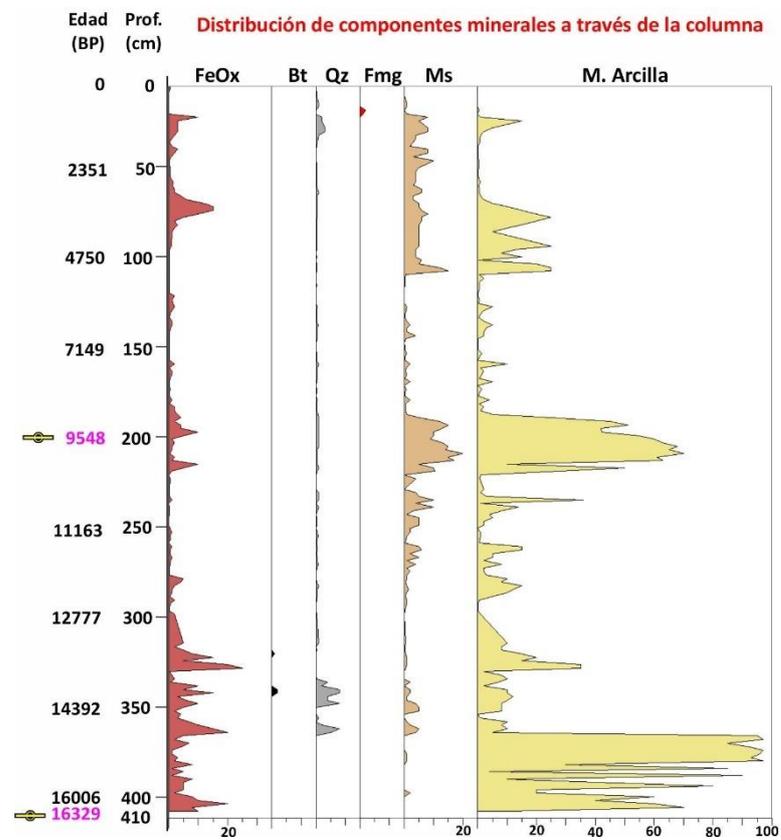
Fuente: Autoría

Figura 4- 9. Distribución de componentes orgánicos a través de la descripción física del sondeo



Fuente: Distribución componentes orgánicos, modificado del Programa Tillia

Figura 4- 10. Distribución de componentes minerales a través de la descripción física del sondeo



Fuente: Distribución componentes minerales, modificado del Programa Tillia

### **4.3 Fluorescencia de Rayos X**

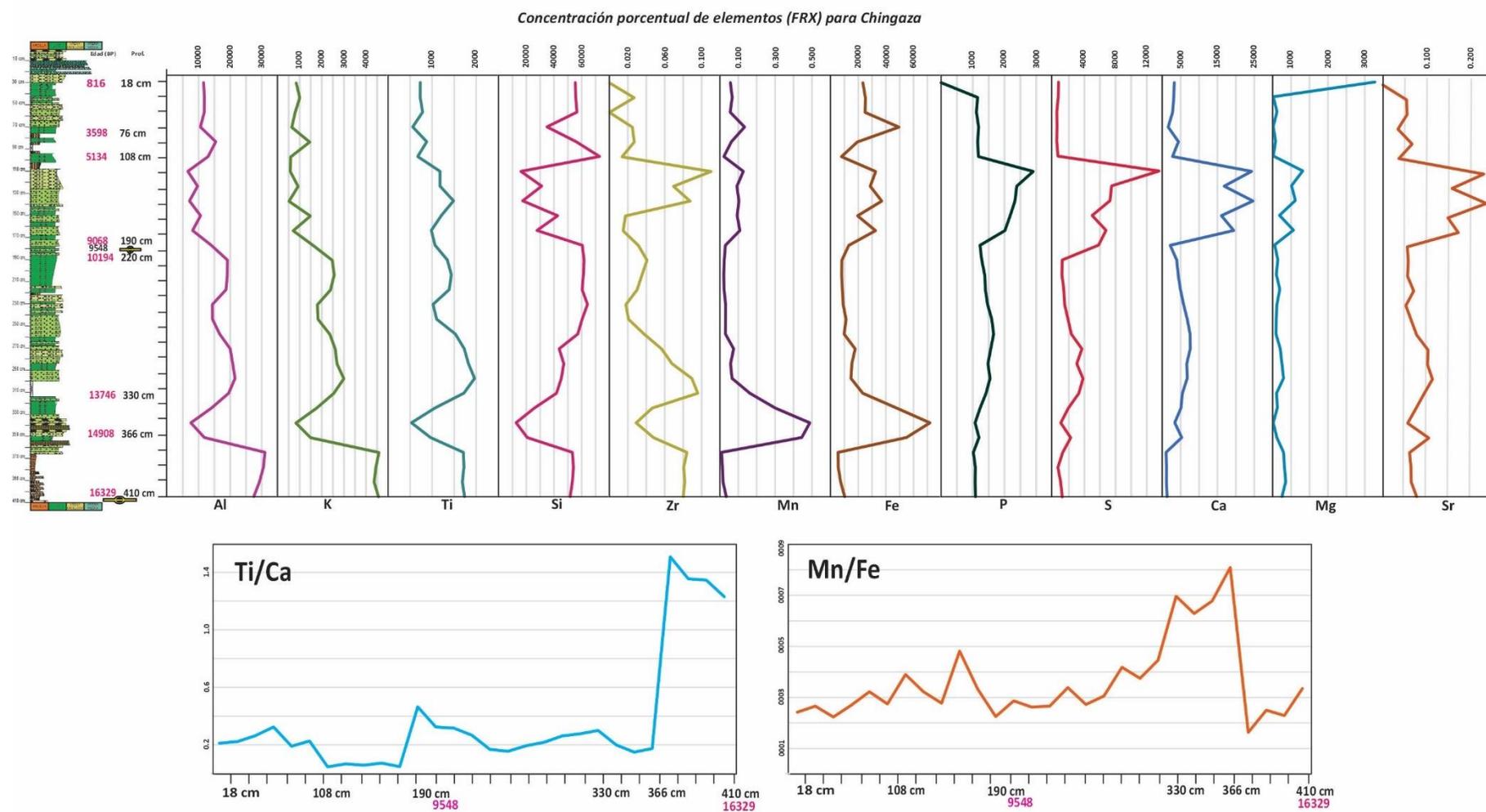
La fluorescencia se realizó a través del sondeo cada 10 cm en promedio, con algunos intervalos de mayor espesor, dada la baja cantidad de muestra necesaria para este análisis. Se obtienen así valores para los elementos de magnesio, aluminio, silíceo, azufre, potasio, calcio, titanio, manganeso, hierro, fósforo, estroncio y circonio, señalando su variación a través de la profundidad del sondeo. Los datos en su totalidad se exponen en el Anexo C.

Ploteando los datos en una gráfica de proporción versus profundidad para cada elemento es posible identificar patrones de comportamiento y elementos con picos más pronunciados que otros (Figura 4- 11).

### **4.4 Difracción de Rayos X**

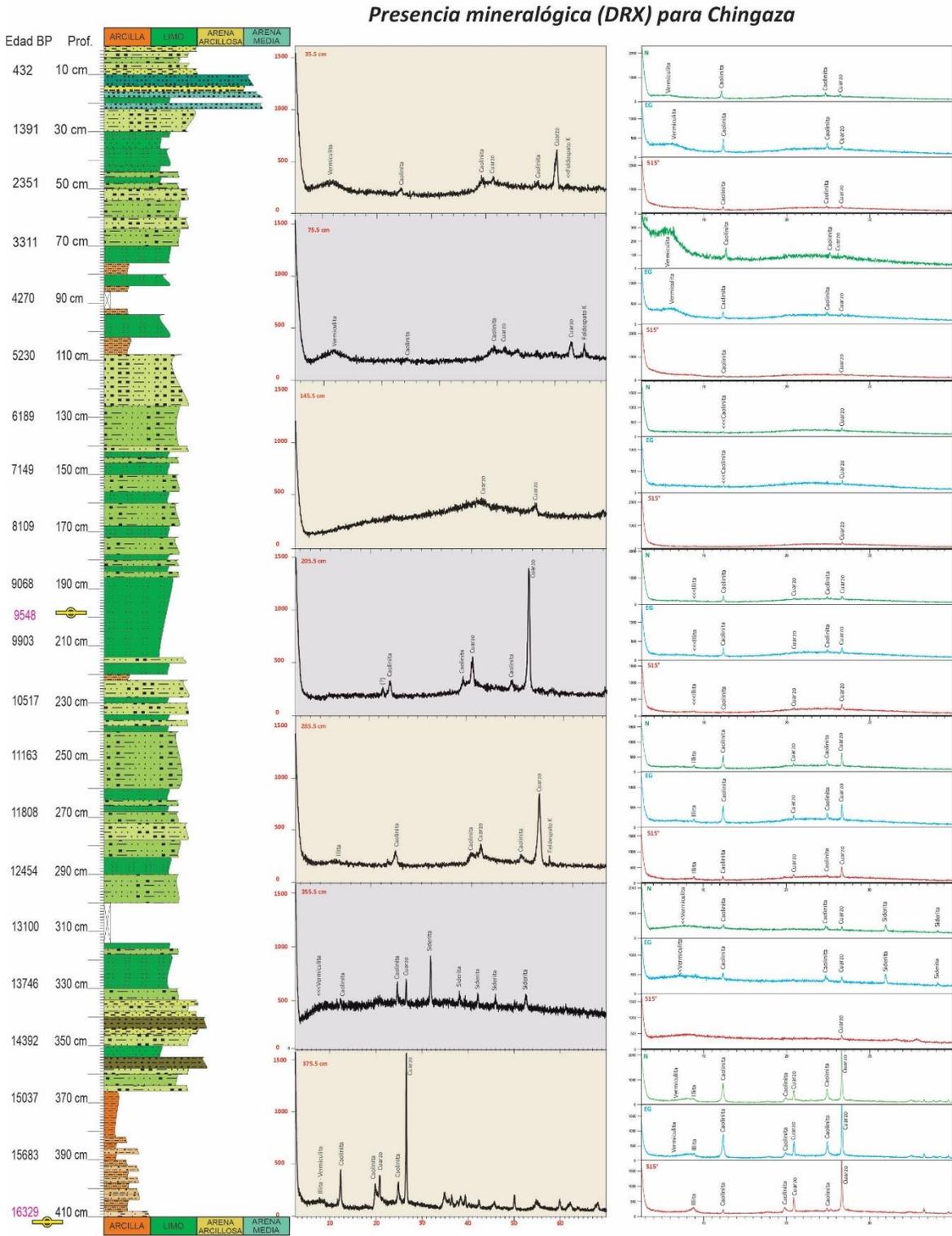
El análisis de difracción de rayos X se hizo a intervalos de 10 cm a través de todo el sondeo. Tomando los difractogramas más representativos se indican las facetas minerales reconocidas en la Figura 4- 12. Los valores resultantes de la interpretación en muestra no orientada y orientada se relacionan en el Anexo D de este documento.

Figura 4- 11. Curvas de la variación elemental a través del sondeo a partir del análisis de fluorescencia de rayos X



Fuente: Autoría

Figura 4- 12. Difractogramas representativos del sondeo

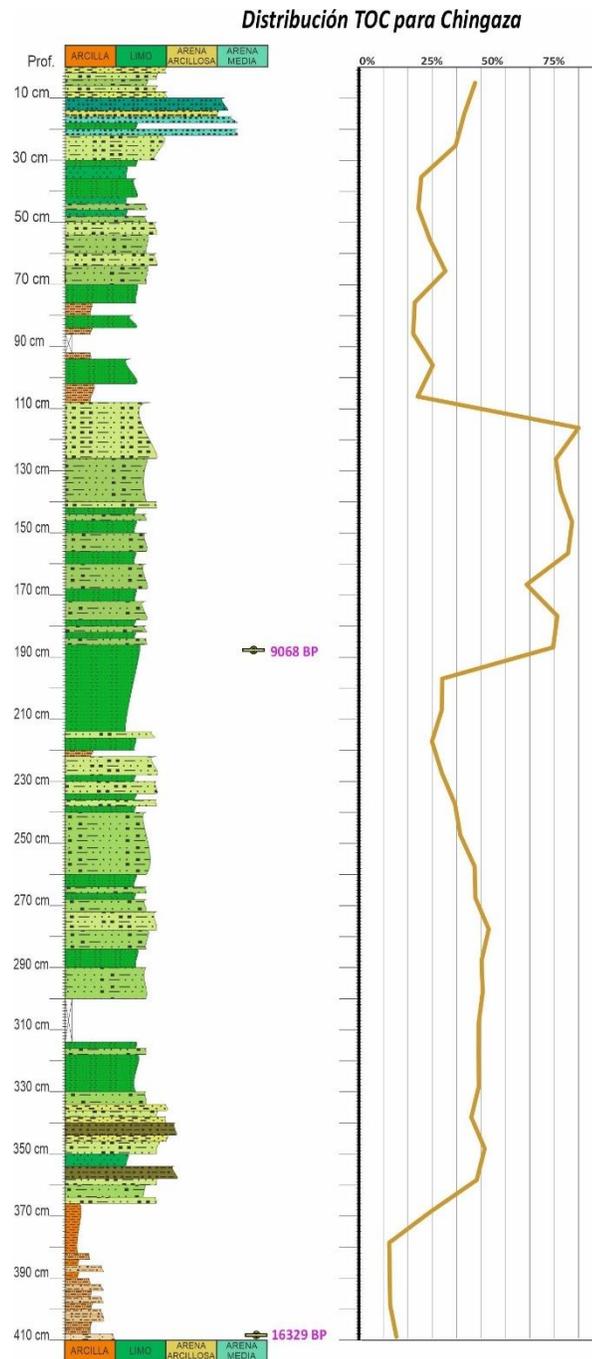


Fuente: Autoría

## 4.5 Carbono Orgánico Total (TOC)

Las mediciones de TOC se hicieron cada 10 centímetros; a continuación se presenta la distribución gráfica a través de la columna (Figura 4- 13) y en Anexo E se relacionan sus valores porcentuales en totalidad.

Figura 4- 13. Distribución de carbono orgánico total (TOC) a través de la columna



## 4.6 Medición de isótopos

Los análisis de medición de isótopos se hicieron de forma puntual a través del sondeo con un intervalo aproximado de 40 cm. Se muestran así sus resultados correspondientes a la concentración isotópica de nitrógeno (N) y carbono (C) en porcentajes, nitrógeno 15 ( $\delta^{15}\text{N}$ ), carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) en partes por millón y concentración de dióxido de carbono en valores de miles de toneladas ( $\rho\text{CO}_2$ ) (Tabla 4- 1). Datos que serán usados como complemento a las interpretaciones, dada su menor resolución en relación con los demás proxies. En el anexo F se asocian todos los datos para este análisis.

Tabla 4- 1. Medidas y valores isotópicos para cada una de las profundidades asociadas

Edad	Prf. (cm)	Conc N (%)	Conc C (%)	$\delta^{15}\text{N}$ At-air (o/oo)	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (o/oo)	$\rho\text{CO}_2$ (t)
1152	25	0,218	3,864	2,152	-26,412	308,486
3071	65	0,059	1,845	1,543	-29,288	328,523
5182	109	0,073	2,541	-0,931	-27,457	315,557
6621	139	0,082	2,462	-7,433	-30,775	339,633
8540	179	0,095	1,736	0,183	-27,668	317,013
9709	205	0,165	3,083	1,438	-26,996	312,409
11324	255	0,142	1,752	-8,982	-27,708	317,290
13972	337	0,098	1,621	0,935	-28,457	322,544
14747	361	0,262	4,171	0,243	-26,631	309,949
15845	395	0,199	2,488	-2,779	-27,689	317,158

## 5 Discusión

La tasa de sedimentación hallada para el sondeo de Chingaza refleja un proceso de acumulación continuo, con un valor de 0,2 cm/año desde su parte basal hasta los 219 cm y de 0,3 cm/año desde ésta última profundidad 219 hasta la superficie, obteniendo mayor depositación en su parte media más reciente, con una diferencia de 0,1 cm/año.

Los cambios en la granulometría y las estructuras sedimentarias preservadas marcan cambios de energía de arrastre y velocidades de sedimentación, permitiendo una relación directa con el ambiente para cada intervalo específico. En la descripción física se identifican sin duda cambios importantes en las fracciones orgánicas y mineralógicas del sedimento (Figura 5- 1); a partir de los nodos y familias en el diagrama resultante del análisis Coniss, se destacan zonas en donde varía el porcentaje y distribución de estos componentes y comparando ambas fracciones, es posible plantear la existencia de 8 zonas en común para todo el sondeo.

### 5.1 Zonificación facial

Una primer premisa es dada si establecemos que los cambios sedimentológicos identificados corresponden igualmente a cambios elementales (Figura 5- 2), mineralógicos (Figura 5- 3) y de contenido de materia orgánica (Figura 5- 4), por lo que es necesario hacer un análisis del comportamiento de cada conjunto de variables para cada una de las ocho zonas.

- Zona 1. 410 a 367 cm (16329-14908 años BP)

Dominan en este intervalo niveles arcillosos de color gris blanquecino, configurando estructuras laminadas indicando su depositación bajo ambientes tranquilos, posiblemente por decantación (Figura 5- 1). La dinámica fluvio-glaciar de formación de la laguna permite asociar este material arcilloso a un retroceso del glaciar para este momento, en donde una sedimentación lenta tuvo lugar, a través del transporte de arcillas en suspensión en aguas de escorrentía con mínimos aportes de material local. Este mismo comportamiento es descrito en la Laguna Fúquene por Gaviria M. et al. (2005) para el periodo Cuaternario. Por

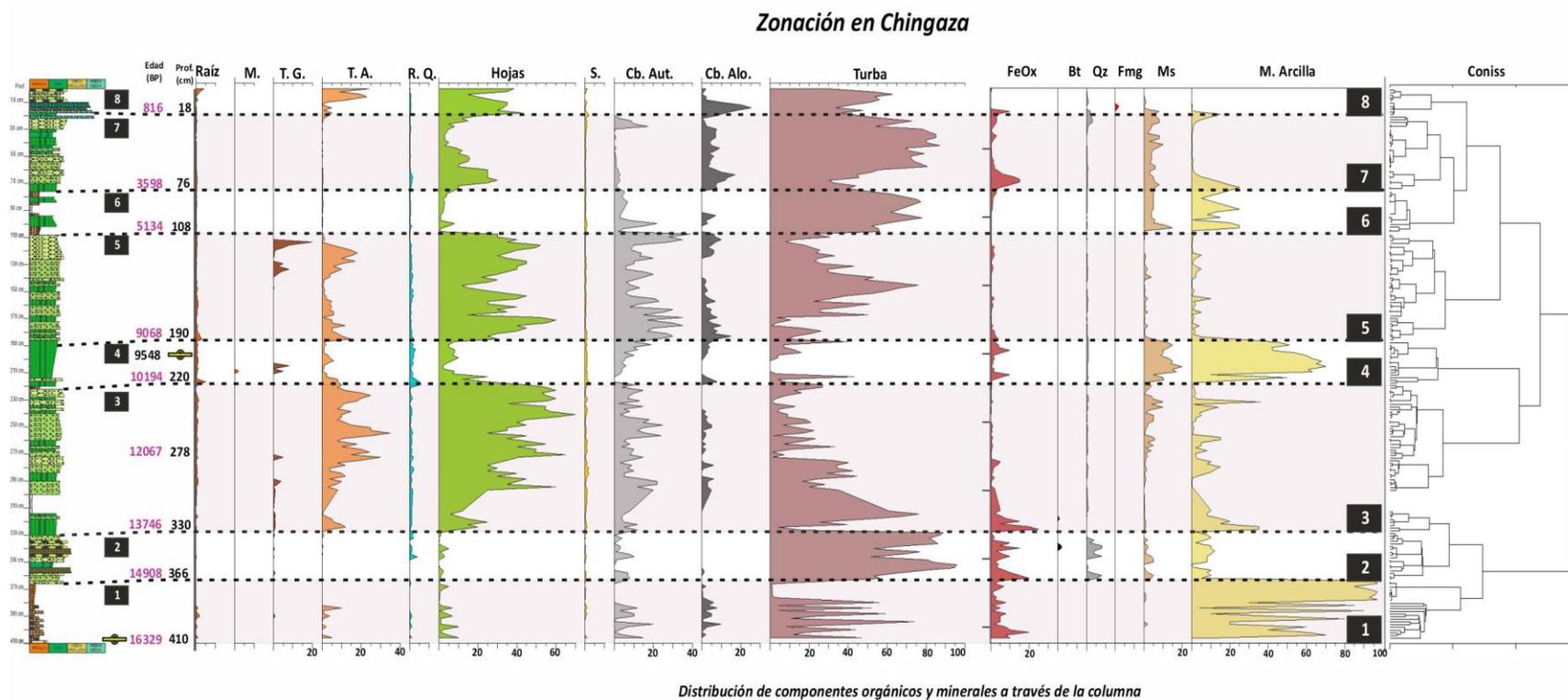
análisis de difracción, se reconoce que una de las facetas cristalinas arcillosas presentes es la caolinita, explicando los valores de aluminio igualmente altos. El hallazgo de illita por su parte, corresponde a los primeros productos de meteorización dentro de la serie de arcillas hidratadas. Esta arcilla posee la propiedad de fijar potasio en su estructura, explicando así los picos altos de este elemento reconocidos en la fluorescencia (Figura 5- 2). Dada la curvatura desde valores  $2\theta$  mayores a 10 en el difractograma, asociada a la illita, se asume que esta arcilla está pasando levemente a vermiculita, mineral que indica una etapa de mayor meteorización para la illita (Figura 5- 3).

Las relaciones Ti:Ca y Mn:Fe señalan que las condiciones de depositación para este intervalo sean mayormente húmedas, concordando con una etapa de descongelamiento del glaciar, en donde abundantes masas de agua aisladas fueron formadas. Ahora, los altos valores de circonio y en conjunto los de Ti, responden en la misma medida a esta condición, elementos movilizados en ambientes de mayor humedad que permitieron su transporte (Figura 5- 2).

El valor isotópico de  $\delta^{15}\text{N}$  indica que este elemento se encuentra agotado, confirmando una fase interstadial para la zona, en donde los procesos de desnitrificación son avanzados. Por su parte, la baja relación C/N se atribuye a la baja proporción de materia orgánica presente en un ambiente de mayor disponibilidad relativa de nitrógeno (Figura 5- 5).

En la gráfica de fuentes de materia orgánica a partir de la relación isotópica C:N/ $\delta^{13}\text{C}$ , el valor para esta primera zona cae dentro del campo de carbono orgánico disuelto, con un origen de materia orgánica en plantas C3; el  $\text{CO}_2$  presenta valores moderados en comparación al resto de la columna, por lo que no es posible precisarse una interpretación en base a este proxy.

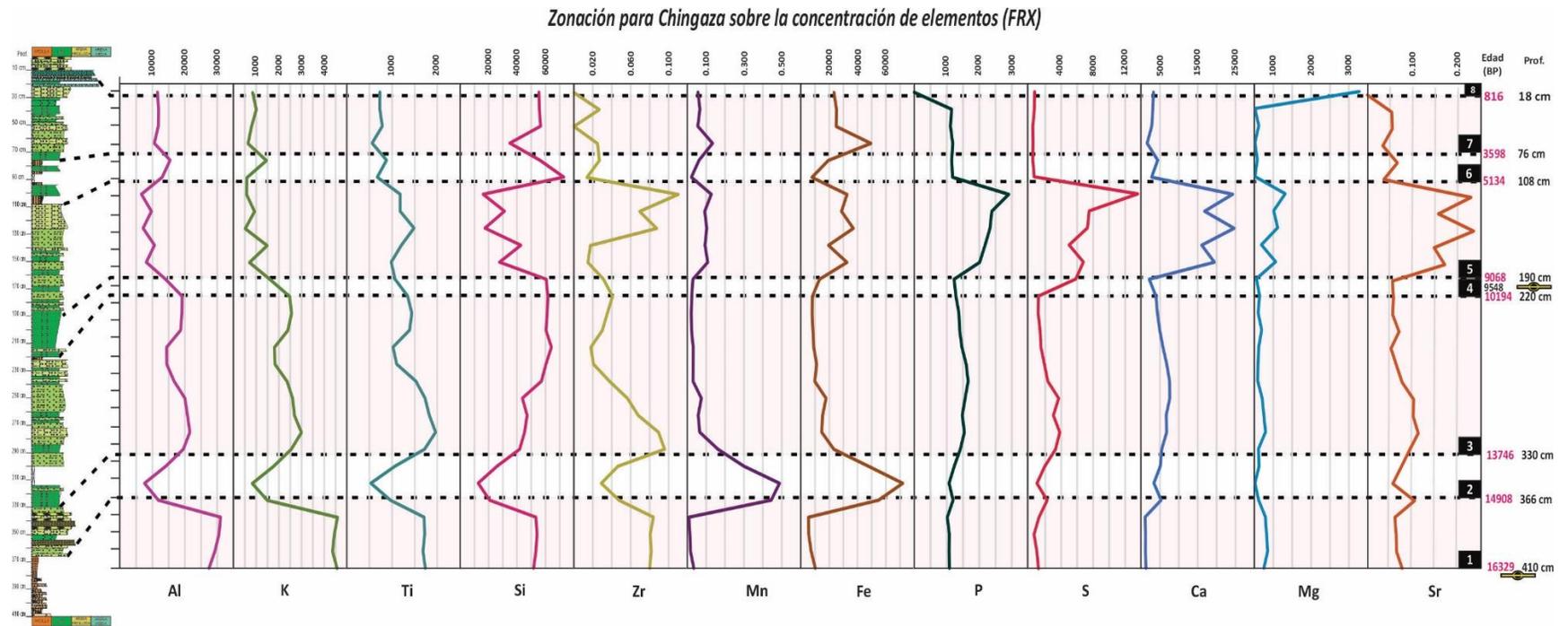
Figura 5- 1. Zonas establecidas a partir de la descripción física del sondeo a través del análisis estadístico Coniss



M.: Madera, T.G.: Tallos gruesos, T.A: Tallos aciculares, R.Q.: Restos quitinosos, S.: Semillas, Cb. Aut.: Carbón autóctono, Cb. Alo.: Carbón alóctono, FeOx: Óxidos de hierro, Bt.: Biotita, Qz.: Cuarzo, Fmg.: Ferromagnesianos, Ms.: Muscovita, M. Arcilla: Minerales arcillosos, BP: años before present, Prof.: Profundidad en centímetros

Fuente: Modificado del Programa Tillia

Figura 5- 2. Zonas en resultados de fluorescencia a través de la columna



Al: Aluminio, K: Potasio, Ti: Titanio, Si: Silicio, Zr: Circonio, Mn: Manganeso, Fe: Hierro, P: Fósforo, S: Azufre, Ca: Calcio, Mg: Magnesio, Sr: Estroncio, BP: años before present, Prof.: Profundidad en centímetros

Fuente: Autoría

- Zona 2. 366 - 335 cm (14908-13746 años BP)

Un aumento abrupto de tamaño de grano para los sedimentos marcan un cambio en los actores de transporte que llevan material a la laguna, en donde se evidencia la disminución de arcillas y la aparición de granos redondeados de cuarzo y micas como biotita y muscovita (Figura 5- 1), respondiendo a la acción abrasiva de un posible avance glaciar, generando alta erosión mecánica en las rocas cretácicas allí circundantes, con un incremento en el contenido de cuarzo fino.

La fracción orgánica aumenta, representada por la turba y valores incrementados de TOC lo sustentan (Figura 5- 4), lo que implica que debieron darse condiciones reductoras, permitiendo la formación y conservación de ésta. Junto a estos rasgos, resalta un aumento en la presencia de minerales férricos, perceptible en los sedimentos de fuerte color amarillo y marrón rojizo, tratándose de siderita, representada por un importante pico a los 2,79 del eje horizontal  $2\theta$  en los difractogramas, tanto del material en polvo como en el orientado (Figura 5- 3). Carbonato férrico formado por la depositación de hierro disuelto, bajo ambientes reductores, asociados a materia orgánica. Por su parte, los picos de caolinita disminuyen y la illita casi desaparece, coincidiendo con la baja en minerales arcillosos descrita en la descripción física (Figura 5- 1).

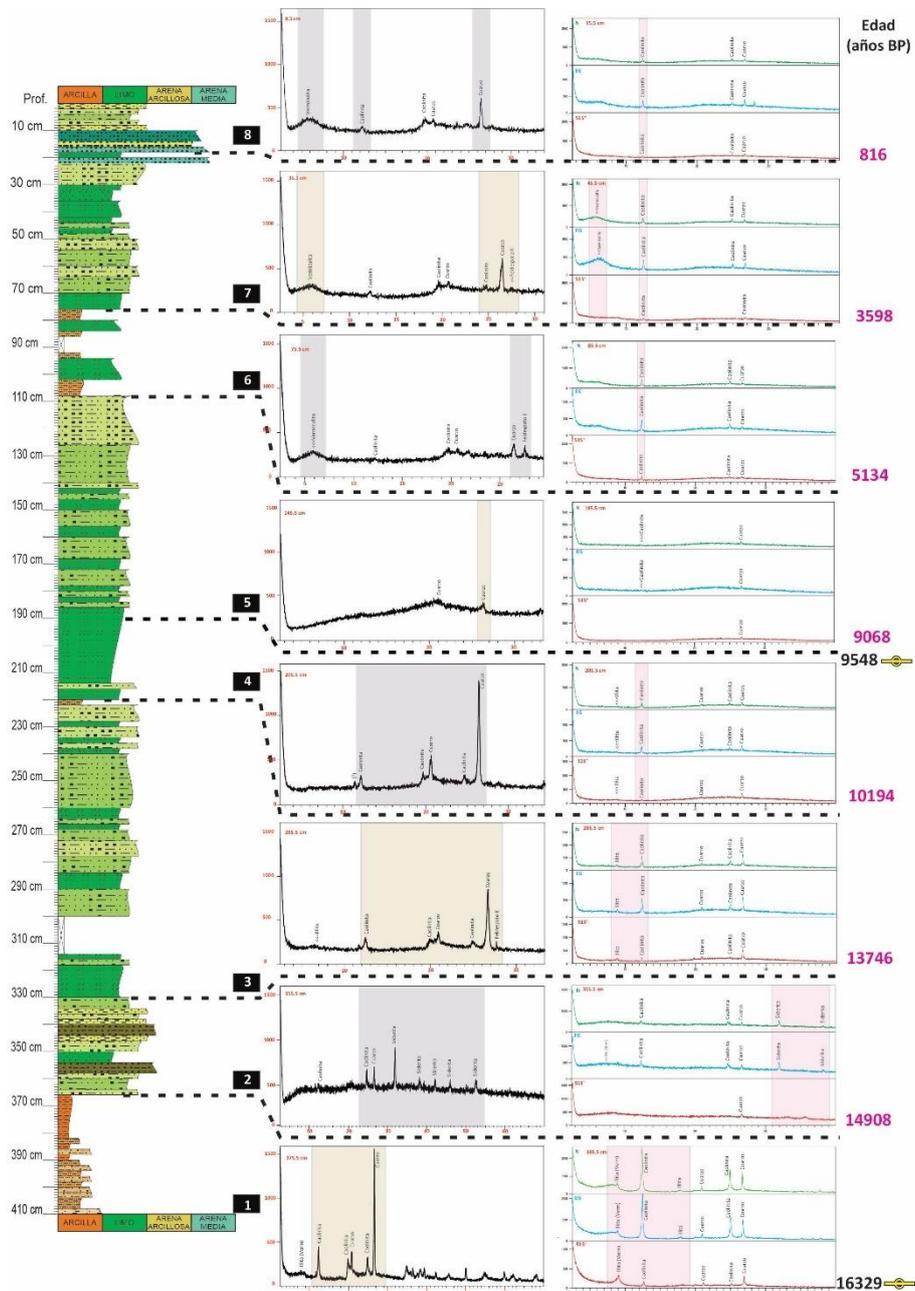
La relación Mn:Fe incrementa de forma abrupta, lo que para Patiño et al. (2020), correspondería a ambientes más oxigenados con respecto a la anterior zona, sugiriendo momentos climáticos más secos que la anterior zona, aunque no del secos u oxigenados (Figura 5- 2), dada la formación importante de siderita. Es una fase entonces en donde se da una reactivación de la vegetación de páramo y así de la acción de la materia orgánica en los sedimentos. Esto confirma que la concentración alta para Mn y Fe (Figura 5- 2), pero mayor para Mn, sería dada por un ambiente reductor, en donde pequeños cambios en las condiciones redox provoquen la precipitación progresiva de Fe, quien es el elemento más móvil y el suelo resulte en un enriquecimiento relativo de manganeso (Dorronsoro, 2023).

El valor de  $\delta^{15}\text{N}$  aumenta progresivamente, evidenciándose que para esta zona ocurre un proceso de desnitrificación lento, en donde el nitrógeno en las superficies de los cuerpos de agua se acumula, como parte de la condición más fría (Figura 5- 5). La relación C/N se mantiene baja y es una respuesta esperada, dado los altos valores de nitrógeno, aunque sí ocurra un aumento en el contenido de carbono orgánico, señalado en TOC. Por lo tanto, no es posible interpretar esta relación (C/N) como señal neta de una buena evolución de la materia orgánica, cuando en efecto los procesos de descomposición no son aún completos, evidenciados en la acumulación de nitrógeno y su isótopo  $\delta^{15}\text{N}$  en la columna de agua. La carencia de  $\text{CO}_2$  al

principio de la zona demuestra que su captación por acumulación de materia orgánica es escasa, pero hacia el tope, el valor de CO<sub>2</sub> aumenta concorde al aumento de material orgánico para este intervalo (Figura 5- 5).

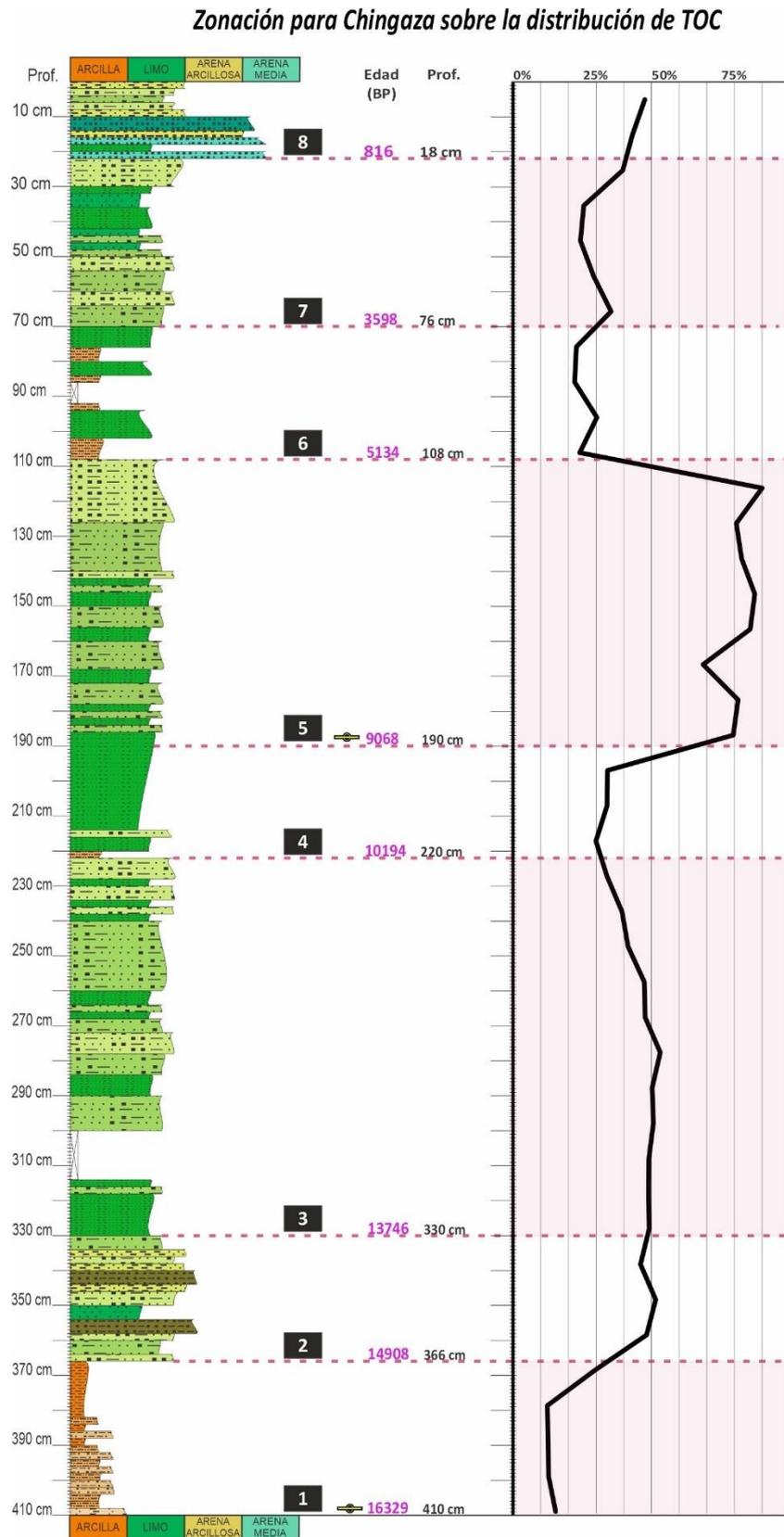
En el diagrama de fuentes de materia orgánica, el valor aumenta con relación a la anterior zona, moviéndose hacia valores más positivos de C/N, cayendo dentro del campo de plantas terrestres C3.

Figura 5- 3. Zonación en resultados de la difracción a través de la columna



Fuente: Autoría

Figura 5- 4. Zonación en resultados de TOC a través de la columna



Fuente: Autoría

- Zona 3. 330 - 220 (13746 a 10194 años BP)

Una muy fuerte aparición de hojas y tallos, junto con porcentajes de materia orgánica en análisis de TOC, sugieren un repentino cambio en el ambiente (Figura 5- 1). La turba y así mismo las mediciones de TOC evidencian mantenerse constantes con una tendencia a la disminución hacia el tope del intervalo (Figura 5- 4). Los fragmentos amorfos de carbón autóctono en esta zona son vestigios de los procesos de mineralización de la materia orgánica que se están dando en la laguna bajo una fase interestadial, con condiciones más secas hacia el nivel terminal de la zona. El aumento progresivo en el tamaño de grano señala esta misma dinámica (Figura 5- 1).

Elementos como titanio y circonio son abundantes hacia la base y disminuyen prolongadamente hacia el tope (Figura 5- 2), lo que se asume como una mayor movilización en regímenes de mayor escurrentía, relacionados a condiciones de mayor humedad, siguiendo a Lasheras Adot (2002), y que posteriormente se hicieron más secas a través de un cambio paulatino en la zona. Esto soporta la idea de que la mayor presencia de material vegetal como hojas, tallos y semillas dan indicio de mejorías en el clima, más cálida, favoreciendo la productividad vegetal (Figura 5- 1).

Los difractogramas por su parte, muestran un pico débil de feldespato potásico (Figura 5- 3), lo que puede estar dando cuenta de incidencias de cenizas volcánicas en el área, concordando con Thouret et al. (1997), quién reporta niveles de tefra como reflejo de eventos volcánicos hacia los 10000 años BP en la cordillera central. Picos mejor definidos de cuarzo, asociados a un aumento de sílice hacia el tope de la zona, sugieren que el medio de transporte mecánico de nuevo recobra fuerza hacia finales de esta zona.

Un valor de C/N tomado a la profundidad de los 255 cm, presenta baja relación, la más baja de la columna, haciendo referencia a una buena evolución de materia orgánica para este punto, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para un origen en plantas tipo C3 (-27,7 ‰). La relación isotópica que refleja  $\delta^{15}\text{N}$  es muy reducida, dando igualmente señales de un proceso de mineralización efectiva en una fase interestadial, en donde se consume con efectividad el nitrógeno disponible en la columna de agua y el isótopo de nitrógeno pesado debe ser captado. El valor de  $\text{CO}_2$  disminuye con respecto al anterior intervalo, siendo un elemento que se libera del suelo a través de los procesos de humificación (Figura 5- 5).

- Zona 4. 220-190 (10194- 9068 años BP)

La materia vegetal disminuye notoriamente y se encuentran apenas vestigios de tallos gruesos y restos quitinosos, con reportes de estructuras orgánicas indiferenciadas (Figura 5- 1); así igualmente en TOC, los valores se reducen para esta parte de la columna, señal de que las condiciones de sedimentación cambiaron (Figura 5- 4), asociadas a un deterioro climático de menor temperatura y humedad, limitando la formación de material orgánico frente a la mineralización de la misma. La presencia de cristales amorfos de yeso y óxidos de hierro asociados, remarcan condiciones secas que favorecen su formación.

Los resultados de fluorescencia señalan pocos cambios, manteniendo altas proporciones de silicio (Figura 5- 2); lo que en análisis de difracción se identifica como la homogenización mineral del material, con la presencia escasa de caolinita y un dominio de cuarzo, éste último con valores que sobrepasan las 1000 cuentas (Figura 5- 3).

El valor más positivo de  $\delta^{15}\text{N}$  señala que se ha empezado un proceso de acumulación de nitrógeno en la columna de agua, lo que desencadena una mayor acumulación de  $^{15}\text{N}$  frente al isótopo liviano  $^{14}\text{N}$ , en condiciones posiblemente más frías. El valor de  $\delta^{13}\text{C}$  es más alto que el de zonas anteriores (-27 ‰), sin embargo, ploteando en el gráfico de origen de materia orgánica (Figura 5- 5), el valor sigue correspondiendo a un origen de plantas terrestres C3. La relación C/N aumenta, en respuesta de un material orgánico menos evolucionado con relación a la anterior zona, aunque se mantiene la liberación de  $\text{CO}_2$  y por tanto, bajas concentraciones de éste en el nivel.

- Zona 5. 190 – 108 (9068 a 5134 años BP)

La descripción física demuestra un incremento abrupto de materiales orgánicos, aumentando la cantidad de hojas, tallos aciculares y fragmentos de carbón, composición interpretada como un incremento en la temperatura del clima indudable. Una disminución en el material mineral, con reducciones drásticas en el contenido de cuarzo en tamaños del sedimento más gruesos, señala que los aportes locales a la laguna son dominantes, con distancia de transporte limitadas, condicionados por una fase más seca y de mayores temperaturas (Figura 5- 1).

Como cúmulos arcillosos de color amarillo claro se identifica azufre para este intervalo, señalando la influencia de caída de cenizas volcánicas. Fuertes cambios se evidencian a nivel elemental, registrándose los más altos valores de azufre, confirmando lo descrito en la descripción física y así también calcio, fósforo, circonio y estroncio, conjunto elemental que evidencia la incidencia volcánica para este intervalo en Chingaza. Mientras la relación Ti:Ca es

totalmente reducida, sugiriendo fases de extrema sequía (Patiño et al., 2020; Peterson & Haug, 2006). Por su parte, los valores de Mn:Fe son variables dentro de rangos moderados, con respecto al resto de la columna, lo que podría deberse a entradas ocasionales de agua al sistema (Figura 5- 2).

Los análisis de difracción para todo el intervalo indican ausencia de fases cristalográficas en los difractogramas. Las curvas se muestran suavizadas y pocos picos son hallados, sugiriendo alta presencia de material amorfo, asociado posiblemente al material volcánico, quien no posee estas estructuras. Pequeños picos asociados al cuarzo pueden ser interpretados, siendo muy débil su señal (Figura 5- 3).

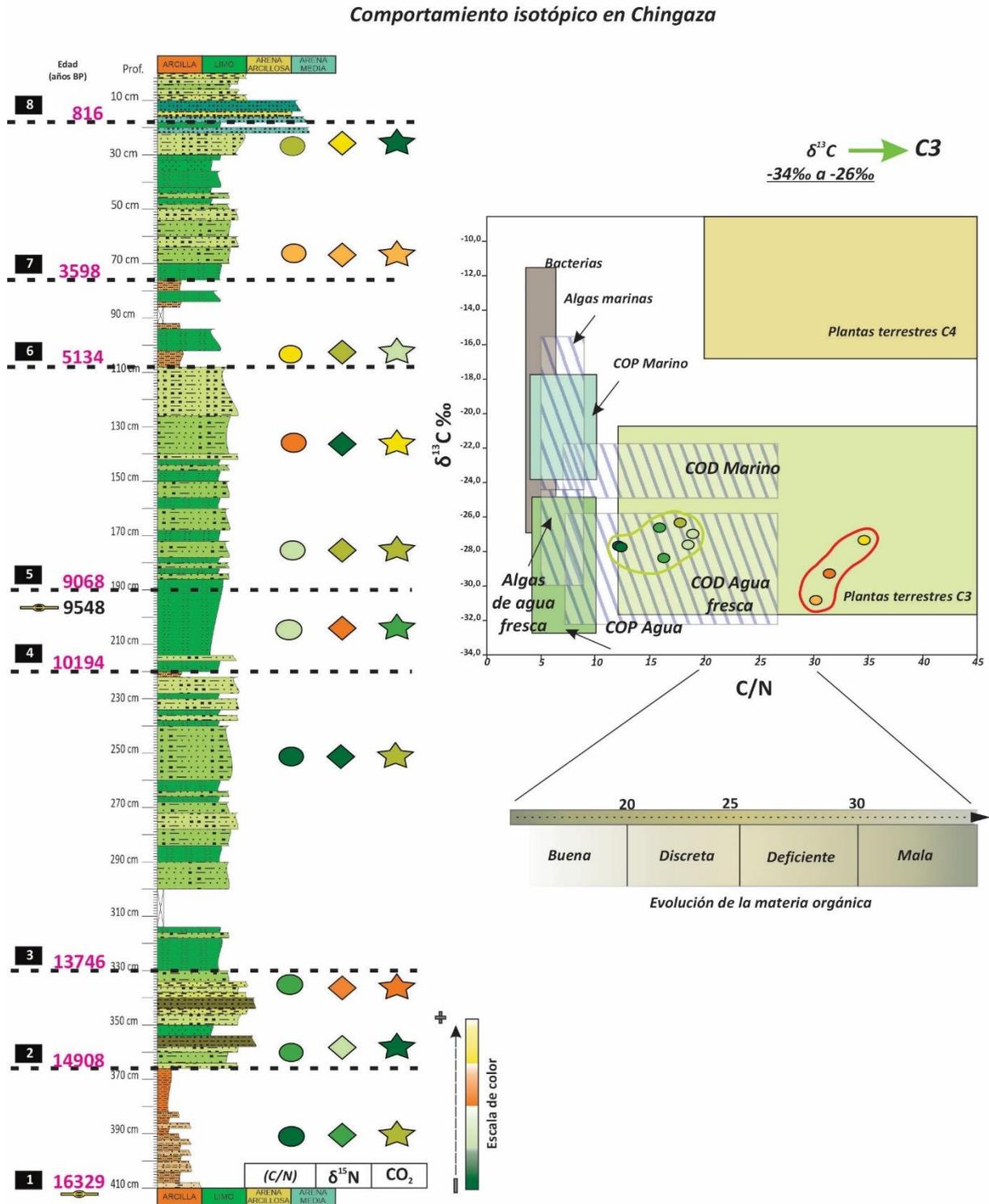
Los valores de TOC a igual que el aumento de componentes orgánicos en la descripción física son altos, los mayores para toda la columna y la relación C/N señala una mala evolución de ésta. Sin embargo, los bajos valores de nitrógeno y su isótopo  $\delta^{15}\text{N}$ , dan cuenta de que un proceso de mineralización debió ocurrir (Figura 5- 4 y Figura 5- 5). Este hecho podría deberse a la sobre acumulación que tiene la materia orgánica en la zona y que enmascara cualquier otro proceso y al final del intervalo, controla la respuesta de los demás isótopos, aumentando en sí misma la relación C/N. Por su parte, los niveles de  $\text{CO}_2$  demuestran una variación importante hacia el tope, en donde se incrementa fuertemente, señalando que la acumulación masiva de materia orgánica es determinante en la captación de tan altos niveles de  $\text{CO}_2$  en el suelo. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  vuelven a ser bajos con respecto a la anterior zona y caen dentro del diagrama de fuentes de materia orgánica en plantas tipo C3 con valores más positivos de C/N.

- Zona 6. 108 - 76 (5134 a 3598 años BP)

Para esta zona se encuentran niveles de tamaño limo entremezclado con terrones arcillosos y partículas carbonosas en ocasiones con ordenamiento caótico, intercalados con niveles absolutamente arcillosos de distribución laminar en ausencia de óxidos de hierro. Rasgos que describen mayores entradas de agua a la laguna, trayendo material fino en suspensión desde zonas alejadas, en ambientes necesariamente más húmedos. La presencia de materia orgánica es reducida (Figura 5- 1) y la disminución drástica en los valores de TOC señalan que no hubo formación de esta y que ocurrió una baja preservación del material depositado en niveles anteriores (Figura 5- 4). El valor bajo de nitrógeno se mantiene para esta zona, reflejando un proceso débil de desnitrificación activo que evita su acumulación; en contraparte, el valor isotópico  $\delta^{15}\text{N}$  aumenta, sugiriendo un posible enfriamiento con relación a la pasada zona que limita el consumo del isótopo pesado y dejando entrevisto que las variaciones isotópicas

dentro del ciclo del nitrógeno no son siempre sincrónicas y que los tiempos de cambio pueden ser distintos.

Figura 5- 5. Comportamiento isotópico para cada una de las zonas, a su lado gráfica de relación  $\delta^{13}C/(C/N)$



Fuente: Autoría

Un importante valor de sílice es registrado, mientras todos los demás elementos están en proporciones por debajo del límite de detección del equipo en la fluorescencia (Figura 5- 2). Mientras que los difractogramas desarrollan picos bien definidos de cuarzo y feldespato potásico, silicatos que proporcionan la sílice al nivel, atribuyendo su presencia a material de arrastre, dada la ausencia de otros elementos asociados, suponiendo una relación con el evento volcánico descrito para la zona anterior (Figura 5- 3). Un ligero abombamiento, cercano a valores  $2\theta$  de 14 es identificado como vermiculita mal desarrollada, por lo que se asume su presencia de forma reducida en la fracción arcillosa y señala procesos de meteorización en condiciones aireadas, eventuales dentro del intervalo.

La escasa evolución de la materia orgánica presente es confirmada por el alto valor en la relación C/N, el mayor para la columna ( $\sim 35$ ), hecho reconocido desde intervalos previos en la anterior zona. Se reconoce la disminución de  $\text{CO}_2$ , lo que sugiere que en efecto un proceso débil de mineralización ocurrió, liberando parte de este elemento de la columna de agua o que, ante el bajo contenido de materia orgánica, haya muy baja captación en el sedimento (Figura 5- 5).

- Zona 7. 70 – 23 (3598 a 816 años BP)

La granulometría para la zona aumenta, con una disposición en el sedimento desordenada y turbulenta con microláminas arcillosas levemente conservadas, indicando de nuevo momentos de mayor sequía para este intervalo (Figura 5- 1).

Un incremento de material vegetal es señalado por la presencia de hojas, además de la presencia de restos quitinosos, lo que señalaría un posible incremento en la temperatura. Fragmentos de carbón son hallados y su presencia podría deberse a eventos de quema en áreas circundantes a la laguna. Abundantes cúmulos amorfos de óxidos de hierro son asociados y hablan igualmente de momentos aireados para este intervalo.

En análisis de fluorescencia se identifica el aumento relativo de hierro y manganeso y las proporciones de silíceo se mantienen moderadas, indicando una fase más seca (Figura 5- 2).

Con picos ligeramente mayores en los difractogramas, se reconoce cuarzo y de forma escasa, feldespato potásico (Figura 5- 3). En los difractogramas para la fracción arcillosa, se da el indicio escaso de la presencia de vermiculita, que con picos débiles sugieren procesos de meteorización en momentos más aireados este intervalo (Figura 5- 3).

Con una tendencia al aumento, los valores isotópicos de  $\delta^{15}\text{N}$  indican que los procesos de mineralización de la materia orgánica no ocurren por completo, concentrándose nitrógeno en la superficie del cuerpo de agua, quien demuestra un ligero aumento.

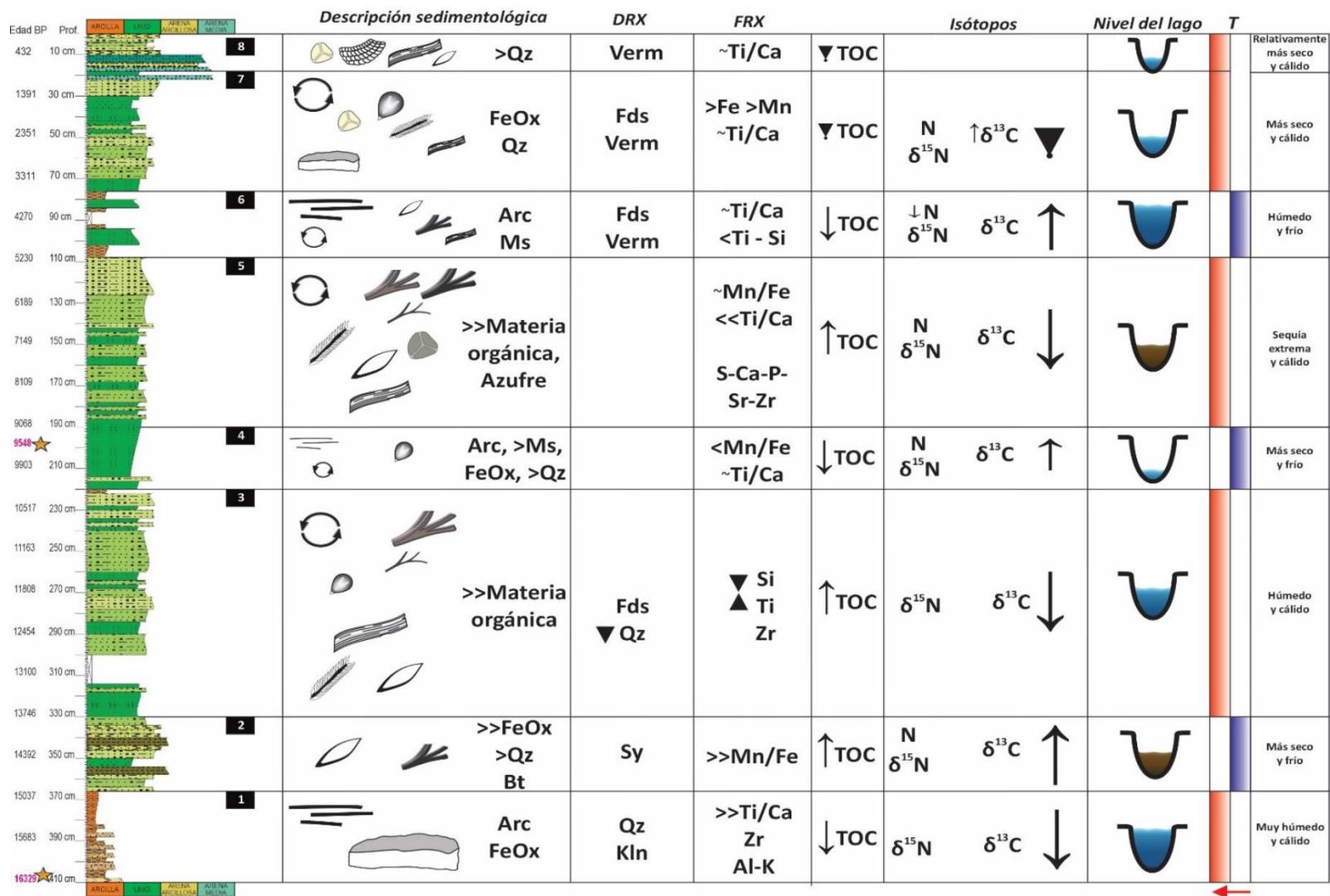
Las proporciones de TOC aumentan ligeramente con respecto a la anterior zona, con una tendencia al aumento hacia las menores profundidades, pero manteniéndose igualmente bajas dentro de la columna (Figura 5- 4). La evolución de la materia orgánica demuestra ser igualmente deficiente con altos valores en la relación C/N al principio y una disminución importante evidente hacia el tope del nivel. Los valores de  $\text{CO}_2$  armonizan con estos cambios, resaltando su mayor concentración en un ambiente de baja mineralización al principio de la zona; mientras su disminución concuerda con la reactivación de este mismo proceso hacia el tope, cercano a la siguiente zona. En el diagrama de fuentes de materia orgánica los valores de la relación C:N/ $\delta^{13}\text{C}$  caen en el campo de plantas C3 (Figura 5- 5).

- Zona 8. 23 – 0 (816 años BP a la actualidad)

Un aumento particular en el valor de magnesio se da para la zona, desconociendo su procedencia, dada la ausencia de otro elemento asociado. Abundantes granos finos a medios de cuarzo son hallados, mientras la detección de arcillas es reducida, respuesta asociada a momentos de mayor meteorización bajo condiciones un poco más secas frente a la anterior zona. La presencia de vermiculita aún dada, marcada en picos cercanos a 14 en  $2\theta$ , aunque con baja respuesta en la fracción arcillosa habla de su formación en momentos más secos; una leve tendencia al incremento de TOC habla de una variación más cálida y posiblemente un poco más húmeda hacia la parte superior de la zona, en condiciones reductoras que permitieran su formación.

Una recopilación de los resultados más importantes dentro de cada proxy es presentada, se asocian de esta forma niveles del lago y condiciones de temperatura – humedad para cada una de las ocho zonas propuestas, reflejando una ciclicidad a través de todo el sondeo para dichas condiciones, con periodos cálidos más prolongados y fríos más cortos (Figura 5- 6).

Figura 5- 6. Condiciones climáticas asociadas a partir de los distintos proxys desarrollados en Laguna Seca Chingaza



Fuente: Autoría

## 5.2 Consideraciones adicionales

### 5.2.1 Comportamiento elemental a partir de análisis de fluorescencia

Ahora si contemplamos el gráfico de distribución elemental (Figura 5- 2) de forma aislada a la zonificación, es posible identificar ciertos comportamientos y que surgen en la interpretación anterior de cada zona.

Puede verse que no existe siempre una relación estrecha entre Ti- Fe versus el Ca. En ocasiones el Ca responde con valores constantes, mientras los elementos Ti y Fe incrementan o disminuyen dentro de un mismo intervalo. La forma en que se distribuyen estos elementos en el sedimento no parece seguir un patrón único de comportamiento y lo que refleja su presencia para cada intervalo no puede interpretarse con una misma causalidad.

Se reconoce así la fuerte relación positiva de los elementos aluminio, potasio y titanio; de forma indirecta para este sistema lagunar, el titanio está asociado a la presencia de arcillas, minerales que en sus estructuras guardan altos valores de aluminio y potasio. Esto se explica porque a través de la dinámica fluvio-glaciaria desarrollada en el sistema de páramo, la sedimentación de las arcillas y elementos móviles debe darse por su transporte en suspensión por los canales de escorrentía y su posterior depositación en ambientes tranquilos, de mayor colmatación de la laguna y generando estructuras laminadas en el sedimento. Lo que seguiría el comportamiento de los altos contenidos de Ti y la relación Ti/Ca, asociados a momentos climáticos de mayor humedad para Peterson & Haug, (2006) en la Cuenca Cariaco.

El hierro y manganeso responden con picos similares a las variaciones climáticas, sin embargo, el hierro al ser un elemento más móvil frente al manganeso refleja un poco más de sensibilidad ante cambios ambientales. La relación Mn:Fe sí demuestra armonía frente las asociaciones climáticas y su comparación con el reflejo de variables como la composición son igualmente concordantes.

Por otra parte, la respuesta de calcio en la laguna se desarrolla mejor en aquellos intervalos de condiciones más intensas; por ejemplo, para la primera y quinta zona, se muestra con valores mínimos y bajos respectivamente, mientras que cuando los cambios se dan de forma progresiva o no presentan cierta intensidad, la respuesta del Ca parece depender de otras variables. Por ejemplo, en la zona tres, en donde ocurre en general una condición ambiental húmeda, señalada por el Ti y valores isotópicos, el Ca responde con valores moderados. Por tanto, no constituye un elemento que por sí solo refleje condiciones de humedad para el ambiente paramuno en Chingaza.

El silíceo, quien representa minerales silicatados, no tiene una fuerte relación con condiciones secas y tampoco con aquellas más húmedas, pues en sus valores no es posible hallar un patrón de cambio único. Para las zonas 2 y 5, en donde se señalan las condiciones más secas para todo el sondeo, este está presente en valores mínimos; pero las condiciones son distintas en las zonas 3,4 y 7 por ejemplo y los valores son de moderados a altos. Esta respuesta debe ser analizada con mayor densidad de muestreo y con ello lograr dar una relación más precisa de este elemento frente a los cambios ambientales en este tipo de ambientes paramunos.

Finalmente, una similitud en el comportamiento de fósforo y azufre son identificados. Ambos elementos se muestran muy constantes, sin mayores cambios hasta llegar a la zona 5, en donde se muestran con fuertes picos positivos y vuelven a disminuir para las zonas restantes, mostrando que el contenido de fósforo heredado de la roca parental es poco reflejado ante los distintos cambios climáticos ocurridos. El azufre por su parte, desarrolla picos en los intervalos 3 y 5, que es en donde junto con reportes de feldespatos, sugieren posibles afectaciones de cenizas volcánicas en Chingaza.

### **5.2.2 Interpretaciones a partir de isótopos**

A partir de los datos planteados en el gráfico establecido en la Figura 2- 12, por Haug et al. (1998) y Meckler et al. (2007), las relaciones no siempre son correspondidas. Los valores de N y su isótopo pesado  $\delta^{15}\text{N}$  para las zonas 5 y 6 zonas no son coincidentes con las condiciones marcadas por los demás proxies; a esto se le atribuye el efecto de control que tiene la proporción de materia orgánica para la quinta zona; por otro lado, la diferencia en la variación de este elemento refleja que en Chingaza se desarrolla una atemporalidad de respuesta para estos isótopos dentro del ciclo del nitrógeno en los procesos de humificación de la materia orgánica. De igual forma, se identifica que la presencia de  $\text{CO}_2$  se asocia mejor a los contenidos de materia orgánica y ésta parece ser la principal captadora de dicho  $\text{CO}_2$ . Aunque pueda verse igualmente disminuido en procesos de mineralización avanzados, el efecto de captación es dominante, hecho reflejado en la zona 5.

Como resultado general, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para toda la columna presentan un rango aproximado entre -26 y -30 ‰ (Figura 5- 5), lo que implica que para la Laguna Seca las plantas que originan la materia orgánica analizada, corresponden en su totalidad a las de tipo C3, lo que a su vez refleja que a pesar de los cambios climáticos identificados, en Chingaza no se han hecho lo suficientemente precarios, ante temperaturas máximas y escasa disponibilidad de  $\text{CO}_2$ , para darse el crecimiento de plantas más evolucionadas como las tipo C4.

Finalmente, una reconstrucción paleoclimática es presentada en la Figura 5- 7, evidenciando dentro de cada proxy las variables más importantes y que se destacan como indicadores de cambios en las condiciones climáticas dando paso a cada una de las zonas identificadas.

### **5.2.3 Relación temporal y condición climática**

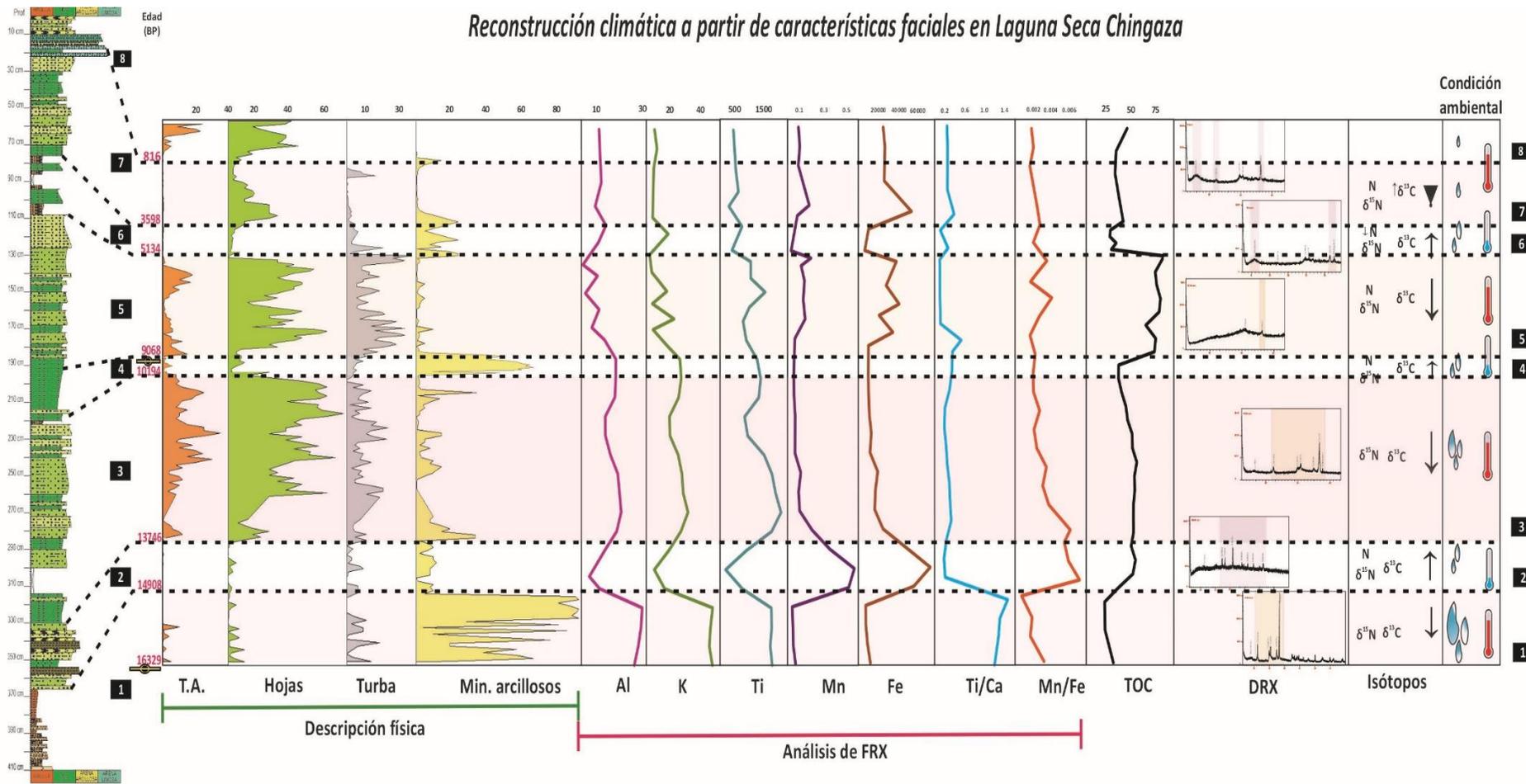
Las dataciones para los sedimentos de la columna de la Laguna Seca indican una temporalidad en su parte basal de 16329 años BP, lo que marca una edad de Pleistoceno tardío para el sedimento más antiguo del sondeo (Figura 5- 8).

La primera zona, con un rango temporal de 16329 a 14908 años BP, corresponde a la fase tardía del Pleistoceno y sus características en un sedimento fino y rico de minerales arcillosos dan cuenta de su sedimentación bajo un régimen húmedo y cálido, confirmado por los valores isotópicos. Se permite así asociar este intervalo a la fase interstadial Guantiva o Bolling - Allerod, fuertemente húmeda (Figura 5- 8).

La segunda zona con un intervalo de 14908 a 13746 años BP refleja cambios importantes con aumentos en las mediciones de TOC, que señalan condiciones climáticas de menor humedad relativas a la anterior zona, permitiendo su formación y esto sumado a la presencia de siderita, señala ambientes reductores; los valores isotópicos indican que en efecto ocurre un cambio en el clima, pasando a condiciones menos húmedas y ligeramente más frías. Es así que se interpreta este intervalo como parte del estadio Abra o Younger Dryas en las fases climáticas europeas, actuando como una fase corta de avance glacial para el páramo de Chingaza.

La tercera zona sugerida (13746 a 10194 años BP), resulta con características mejor desarrolladas de fases interstadiales, volviéndose más húmedas con un aumento de temperatura, favoreciendo la generación de material vegetal en altas proporciones y buena mineralización de materia orgánica, señalado en los isótopos y TOC. La presencia escasa de feldespatos y elementos como circonio indican influencia de cenizas volcánicas en el área para este intervalo temporal, coincidiendo con reportes de Thouret et al. (1997) en la cordillera central. Se relaciona esta zona a una fase interstadial (más húmedo y cálido) con un mejoramiento del clima, asociado a la fase Boreal europea, dando paso así al Holoceno temprano (Figura 5- 8).

Figura 5- 7. Reconstrucción paleoclimática a partir de las descripciones facies en conjunto en Laguna Seca - Chingaza



Fuente: Autoría

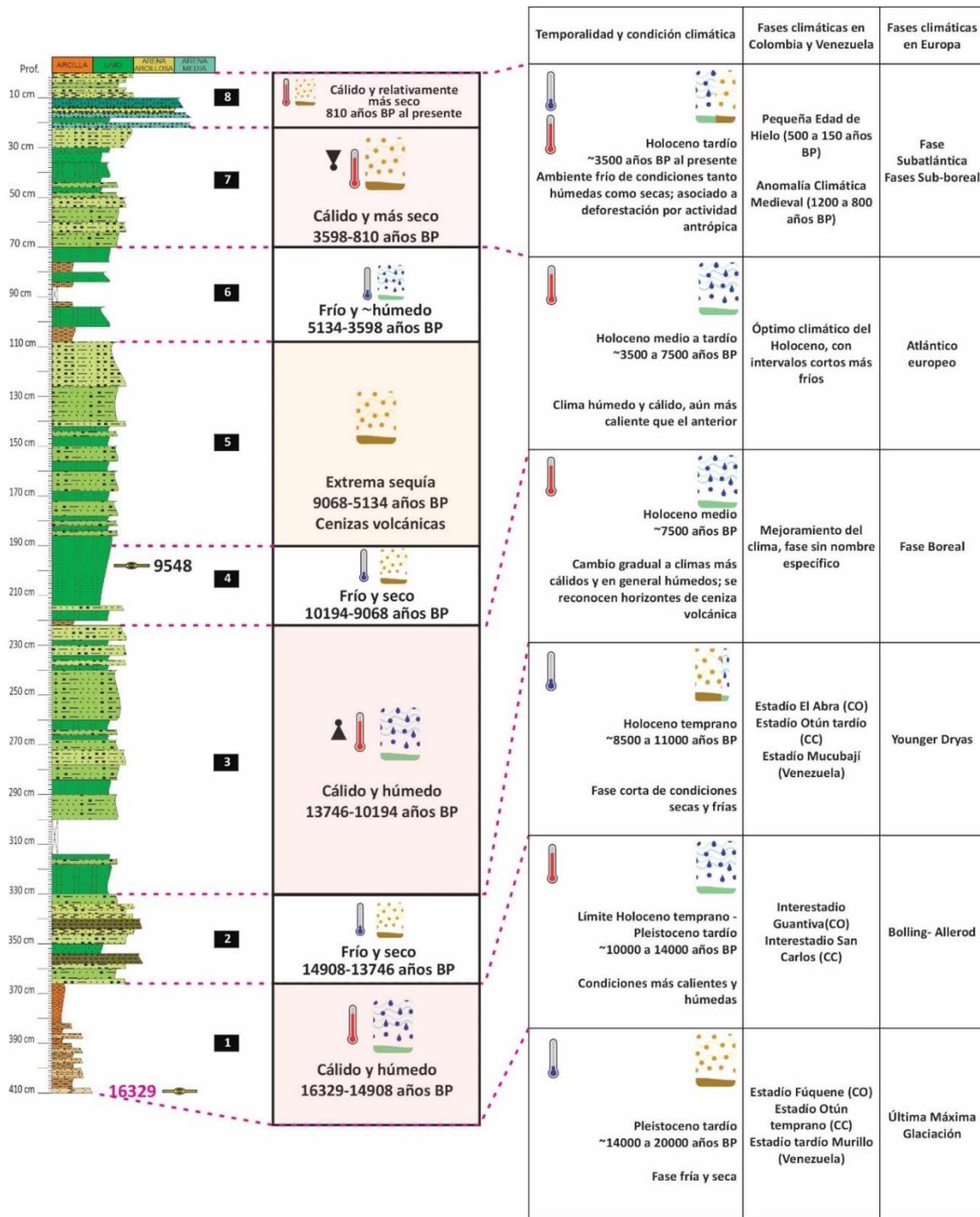
En una cuarta zona vuelven a identificarse condiciones frías y secas predominantemente. Los elementos orgánicos casi desaparecen, con un aumento relativo en la proporción de sílice, así como de cuarzo, soportando condiciones de energía de transporte bajas; por su parte, los resultados de isótopos revelan procesos menos avanzados de humificación para este intervalo. Con una edad de 10194 a 9068 años BP este intervalo marca condiciones asociadas al comienzo de un nuevo estadio del Holoceno temprano, representando un intervalo corto más frío y seco sin nombre asociado (Figura 5- 8).

Un cambio drástico en la presencia de material vegetal y orgánico marca el paso a la zona 5, caracterizado por un grueso intervalo temporal (9068 a 5134 años BP), e interpretado como un aumento del clima indudable a temperaturas más altas y secas; los niveles de TOC llegan a ser casi del 90%, reflejando una acumulación importante en un ambiente de turba. El contenido elemental y la ausencia de minerales con cristalinidad definida indican fuerte incidencia de caída de cenizas volcánicas en el área, también reportadas en otras áreas de Colombia como la laguna Fúquene, Sábana de Bogotá para el mismo intervalo (Dueñas, 1986; van der Hammen & González, 1959b). Los valores isotópicos señalan una reactivación de la mineralización de la materia orgánica, aunque esta sea limitada hacia el final de la zona por su acumulación masiva. El intervalo temporal para esta zona permite asociarla a la fase Óptimo Climático, correspondiente al Holoceno medio y sus características hablan del desarrollo de una fase interstadial de extrema sequía bajo un ambiente cálido (Figura 5- 8). La siguiente zona 6, refleja condiciones de variabilidad dentro de la misma, sin embargo, la baja formación de materia orgánica y vegetal junto con los escasos procesos de mineralización, indicados por los isótopos, cuentan de condiciones relativamente más húmedas y posiblemente menos cálidas. El intervalo temporal de la zona es 5134 a 3598 años BP, indicando el paso del Holoceno medio a tardío, a través de una fase más fría para Chingaza en relación con la anterior y asociada posiblemente a la terminación de la anterior fase del Óptimo Climático (Vélez et al., 2014) (Figura 5- 8).

La zona 7 es descrita como un intervalo de mayor sequía y posiblemente mayor temperatura con relación a la anterior zona, disminuyendo progresivamente hacia puntos más superficiales de la columna. Los procesos de mineralización son lentos, señalados por los valores isotópicos, lo que implica una mala evolución de la materia orgánica. La temporalidad de la zona (3598 a 816 años BP) marca el paso a un Holoceno tardío más cálido y seco y la fase conocida como Anomalía Climática Medieval (1200 a 800 años BP) puede estar aquí asociada sin marcar una fuerte diferencia del resto del intervalo (Figura 5- 8).

La última zona, con edad de 816 años BP al presente, marca un aumento relativo en la condición húmeda, permitiendo incrementos en la concentración de TOC, Un ambiente más cálido, es sugerido por el aumento en la proporción en el material vegetal.

Figura 5- 8. Comparación a partir de edades de las zonas climáticas de Chingaza con los eventos estadales e interestadales indicados por otros autores



Fuente: Autoría

## 6 Conclusiones

Se identificaron 8 zonas faciales a partir de la descripción física del sedimento que conforma la columna, teniendo presente tanto la fracción mineral como orgánica. Su análisis detallado y asociado a proxies mineralógicos y químicos, evidencia que los componentes presentan una respuesta ante la condición ambiental y climática en la que fueron formados. De esta manera ha sido posible relacionar eventos estadiales e interestadiales reconocidos globalmente para las épocas del Pleistoceno tardío al Holoceno ocurridos en este sistema paramuno.

Los resultados de fluorescencia se muestran fuertemente sensibles a cambios ambientales y climáticos. A partir de la relación Ti/Ca y los valores de elementos individuales de Ti, Al y K se reconoce que su presencia en los sistemas terrestres de alta montaña, están netamente asociados con momentos de mayor descarga hídrica, bajo condiciones más húmedas. El uso de la relación Mn/Fe es también útil, con una respuesta menos fuerte, dado posiblemente por la alta movilidad del Fe y la influencia de factores más locales que modifican los estados de óxido – reducción del medio. Aun así, para ambos casos, las variaciones de los elementos individuales (Ti-Fe-Mn) resultan ser de gran utilidad, reflejando cambios no perceptibles en las relaciones mismas.

El Ca y Si son elementos que deben ser interpretados con la presencia, por ejemplo, de los minerales identificados en difracción, así como en la descripción macroscópica y no es posible asociarlos a una única condición de mayor o menor humedad. La respuesta es muy sensible, cuando se trata de eventos volcánicos, reflejando aumentos en elementos como S y P.

La difracción resulta ser un muy buen indicador de eventos volcánicos, identificando facetas cristalinas, inclusive cuando estas ocurren en muy baja proporción. La fracción arcilla no es muy variable, hallándose caolinita, illita y escasamente vermiculita, lo que parece ser representativo para este tipo de sistemas paramunos, en donde ocurre una alta concentración de material orgánico, que no posee formas cristalinas.

Las relaciones isotópicas N y su isótopo  $\delta^{15}\text{N}$  son variables que reflejan armónicamente las condiciones ambientales, así como las concentraciones de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\text{CO}_2$ . Se reconocen así como proxies fundamentales para reconocer ciclos y comportamientos de éstos en el páramo; sin

embargo, deben hacerse con un mayor detalle para poder hacer interpretaciones de cambios y temporalidades de cambio más detallados para cada elemento analizado.

La respuesta sedimentológica, teniendo en cuenta sus rasgos granulométricos y composicionales, presentan una fuerte relación con los cambios en las condiciones ambientales de su depositación en zonas de páramo de alta montaña, permitiendo una asociación a aquellas fases climáticas reconstruidas a partir de análisis palinológicos en Colombia.

La dinámica de sedimentación en lagunas de páramos tropicales de alta montaña, constituyen un sistema de aporte cerrado, desarrollándose un proceso de sedimentación continuo que reflejan variables mayormente climáticas para los cambios identificados.

El uso de análisis mineralógicos y geoquímicos fue importante como fuente de información para hacer interpretaciones paleoclimáticas dado que, a partir de relaciones elementales y facetas cristalinas, discernir entre posibles escenarios climáticos se hace un ejercicio más certero, entendiendo la relación y el ciclo que estos componentes guardan con dichos ambientes.

El actual trabajo es un piloto de lo que podría obtenerse con una densidad de análisis mayor, en donde las muestras analizadas coincidan en profundidad, permitiendo también mejores tratamientos estadísticos. Tener mayor resolución de análisis dará un mayor valor a los trabajos de investigación, con resultados de mayor certeza ante variables de alta sensibilidad al cambio climático, proxys de gran utilidad para la interpretación paleoclimática.

A continuación se relacionan los distintos anexos asociados a los resultados y los análisis estadísticos desarrollados en el trabajo.

*Anexo A. Resultados de datación  $^{14}\text{C}$*

*Anexo B. Resultados descripción física sedimentológica*

*Anexo C. Resultados de fluorescencia de rayos X*

*Anexo D. Resultados de difracción de rayos X*

*Anexo E. Resultados de carbono orgánico total (TOC)*

*Anexo F. Resultados de isótopos*

*Anexo G. Análisis estadísticos de Análisis de componentes funcionales*

## 7 Bibliografía

- Barnard, A., Wellner, J. S., & Anderson, J. B. (2014). Late Holocene climate change recorded in proxy records from a Bransfield Basin sediment core, Antarctic Peninsula. *Polar Research*, 33(1). <https://doi.org/10.3402/polar.v33.17236>
- Berrío, J. C., Boom, A., Botero, P. J., Herrera, L. F., Hooghiemstra, H., Romero, F., & Sarmiento, G. (2001). Multi-disciplinary evidence of the Holocene history of a cultivated floodplain area in the wetlands of northern Colombia. *Vegetation History and Archaeobotany*, 10(3), 161–174. <https://doi.org/10.1007/PL00006928>
- Betancourth, D., Gómez, J., Mosquera, J., & Tirado, L. (2010). X-ray Diffraction Analysis on Rocks from Emerald Mining Region. *Scientia et Technica Año XV1*, 44(44), 257–260.
- Bogotá-A, R. G., Groot, M. H. M., Hooghiemstra, H., Lourens, L. J., Van der Linden, M., & Berrio, J. C. (2011). Rapid climate change from north Andean Lake Fúquene pollen records driven by obliquity: Implications for a basin-wide biostratigraphic zonation for the last 284 ka. *Quaternary Science Reviews*, 30(23–24), 3321–3337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.003>
- Bradley, R. (2005). Paleoclimatology. In R. Dmowska & J. Holton (Eds.), *International Geophysics Series* (Second). [https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8\\_158](https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_158)
- Bronk Ramsey, C. (2021, November 24). *Manual OxCal 4.4*. [https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp\\_contents.html#Introduction](https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_contents.html#Introduction)
- Bürgli, H. (1961). Sedimentación cíclica en el geosinclinal cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín Geológico*, 7, 85–118.
- Clement, A. C., & Peterson, L. C. (2008). Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics*, 46(4), 1–39. <https://doi.org/10.1029/2006RG000204>
- Clement Milán, T. J. (2010). *Historia del clima de la Tierra - Anton Uriarte* (Segunda). <http://www.elkar.com>
- Colombi, C. E., Montañez, I. P., & Parrish, J. T. (2011). Registro de la relación isotópica de carbono en la paleoflora de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior), Noroeste Argentino: implicaciones paleoatmosféricas. *Revista Brasileira de La Paleontología*, 14(1), 39–50. <https://doi.org/10.4072/rbp.2011.1.04>
- Corona Martínez, L. (2017). *Dinámica del monzón de Norteamérica durante el último periodo glacial*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Corredor, V. E., & Terraza Melo, R. (2015). *Geología de la plancha 228 - Bogotá Noreste*.
- Donato, J. Ch. (1991). Los sistemas acuáticos de Colombia: Síntesis y revisión. *Cuadernos Divulgativos*, 4, 1–8.
- Dorronsoró, C. (2023, June 14). *Edafología.ugr.es*. Departamento de Edafología y Química Orgánica - Universidad de Granada. <http://edafologia.ugr.es/hidro/concept.htm>
- Dueñas, H. (1986). Registro palinológico de las tres últimas épocas glaciales en la Sabana de Bogotá, Cordillera Oriental, Andes Colombianos. *Geología Colombiana*, 15(15), 48–54.

- Etayo Serna, F. (1964). Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. *Boletín de Geología*, 16–17, 142.
- García-Velázquez, L., & Gallardo, A. (2017). El ciclo global del nitrógeno. Una visión para el ecólogo terrestre. *Ecosistemas, Revista Científica de Ecología y Medio Ambiente*, 26(1), 4–6. <https://doi.org/10.7818/ecos.2017.26-1.02>
- Gaviria M., S., Sarmiento P, G., Fernández L., J., & Delgado M., E. (2005). Aportes de la mineralogía de arcillas a la reconstrucción paleoambiental de la Cuenca lacustre de Fúquene. *Geología Colombiana*, 30, 67–75.
- Giraldo-Giraldo, M. J., Velásquez-Ruiz, C. A., & Pardo-Trujillo, A. (2018). Late-Holocene pollen-based paleoenvironmental reconstruction of the El Triunfo wetland, Los Nevados National Park (Central Cordillera of Colombia). *The Holocene*, 28(2), 183–194. <https://doi.org/10.1177/0959683617721330>
- González-Carranza, Z., Hooghiemstra, H., & Vélez, M. I. (2012). Major altitudinal shifts in Andean vegetation on the Amazonian flank show temporary loss of biota in the Holocene. *The Holocene*, 22, 1227–1241. <https://doi.org/10.1177/0959683612451183>
- Gröcke, D. R. (1998). Carbon-isotope analyses of fossil plants as a chemostratigraphic and palaeoenvironmental tool. *Lethaia*, 31(1), 1–13. <https://doi.org/10.1111/J.1502-3931.1998.TB00482.X>
- Hach Be Right. (2015). *Importancia de la medición de carbono orgánico total*.
- Haug, G. H., Gunther, D., Peterson, L., Sigman, D., Konrad, H., & Beat, A. (2003). Climate and the collapse of Maya civilization. *Scientist*, 299(4), 322–329. <https://doi.org/10.1511/2005.54.968>
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Rohl, U. (2001). Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293(August), 1304–1308.
- Haug, G. H., Pedersen, T. F., Sigman, D. M., Calvert, S. E., Nielsen, B., & Peterson, L. C. (1998). Glacial/interglacial variations in production and nitrogen fixation in the Cariaco Basin during the last 580 kyr. *Paleoceanography Currents*, 13(5), 427–432. <https://doi.org/10.1029/98PA01976>
- Helmens, K. F., & van der Hammen, T. (1994). The Pliocene and Quaternary of the high plain of Bogota (Colombia): a history of tectonic uplift, basin development and climatic change. *Quaternary International*, 21, 41–61.
- Hoog, A. G., Heaton J, Ti., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S. M., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Boswijk, G., Bronk R, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, R., & Wacker, L. (2020). SHCal20 Southern hemisphere calibration, 0-55,000 years CAL BP. *Radiocarbon*, 00(00), 1–20. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>
- Hooghiemstra, H., & Flantua, S. G. A. (2019). Colombia in the Quaternary: an overview of environmental and climatic change. In *The Geology of Colombia: Vol. 4 Quaterna* (Issue September, pp. 43–95). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales. [https://doi.org/https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.02\\_43](https://doi.org/https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.02_43)
- Hubach, E. (1957). Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Servicio Geológico Colombiano*, 5, 93–112.

- Jaramillo, A. (1998). *Registro palinológico de una de las turberas del complejo lagunar de Puentelargo, Páramo de Frontino, Cordillera Occidental Colombiana*. Universidad de Antioquia, Medellín.
- Johnson, B., & Goldblatt, C. (2015). The nitrogen budget of Earth. *Earth-Science Reviews*, 148, 150–173. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2015.05.006>
- Julivert, M. (1961). Observaciones sobre el cuaternario de la Sabana de Bogotá. *Boletín de Geología*, 7, 5–36.
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., & Leng, M. J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1–4), 29–57. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2005.10.003>
- Lasheras Adot, M. E. (2002). *Estudio de suelos desarrollados a partir de rocas ígneas: basaltos, diques doleríticos y ofitas bajo tipos climáticos húmedos de Pirineo Navarro* [Tesis doctoral, Universidad de Navarra]. <https://www.semanticscholar.org/paper/Estudio-de-suelos-desarrollados-a-partir-de-rocas-y-Adot-Esther/c0118958320242f8b0b8258f66acf72cda4dde09#citing-papers>
- Liu, B., Booth, R. K., Escobar, J., Wei, Z., Bird, B. W., Pardo, A., Curtis, J. H., & Ouyang, J. (2019). Ecology and paleoenvironmental application of testate amoebae in peatlands of the high-elevation Colombian páramo. *Quaternary Research (United States)*, 92(1), 14–32. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.143>
- Llambí, L. D., Soto W, A., Célleri, R., De Bievre, B., Ochoa, B., & Borja, P. (2012). Ecología, hidrología y suelos de páramos. Páramos Andinos. In *Páramos Andinos*. <https://biblio.flacsoandes.edu.ec/libros/digital/56477.pdf>
- Lupa binocular.com. (n.d.). *Qué es y cómo funciona una lupa binocular: Partes y funcionamiento*. Recuperado November 10, 2023. <https://lupabinocular.com/lupas-binoculares/como-funciona-una-lupa-binocular/>
- Marchant, R., Behling, H., Berrio, J., Cleef, A., Duivenvoorden, J., Hooghiemstra, H., Kuhry, P., Melief, B., Schreve-brinkman, E., Geel, B. A. S. V. A. N., Hammen, T. V. A. N. D. E. R., Reenen, G. V. A. N., & Wille, M. (2002). Pollen-based biome reconstructions for Colombia C yr ago: Late Quaternary tropical vegetation dynamics. *Journal of Quaternary Science*, 17, 113–129. <https://doi.org/10.1002/jqs.669>
- Meckler, A. N., Haug, G. H., Sigman, D. M., Plessen, B., Peterson, L. C., & Thierstein, H. R. (2007). Detailed sedimentary N isotope records from Cariaco Basin for terminations I and V: Local and global implications. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(4). <https://doi.org/10.1029/2006GB002893>
- Misra, K. C. (2012). *Introduction to Geochemistry, principles and applications* (Wiley Blac).
- More, S. S., Nugent, J., Vartak, A. P., Nye, S. M., & Vince, R. (2017). Espectrometría de fluorescencia de Rayos X. *Chemical Research in Toxicology*, 30(3), 777–784. <https://doi.org/10.1021/acs.chemrestox.6b00291>
- Morello, J. (2002). *Perfil Ecológico de Suramerica*. Universidad de Buenos Aires.
- Müller, P. J. (1977). C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochimica et Cosmochimica*, 41(6), 765–776. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90047-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90047-3)

- Muñoz, P., Gorin, G., Parra, N., Velásquez, C., Lemus, D., Monsalve, M. C., & Jojoa, M. (2017). Holocene climatic variations in the Western Cordillera of Colombia: A multiproxy high-resolution record unravels the dual influence of ENSO and ITCZ. *Quaternary Science Reviews*, *155*, 159–178. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.021>
- Munsell. (1975). Munsell Soil Colour Charts. In *Geoderma* (Vol. 48, Issue 199, p. 9).
- Nations Online Project. (n.d.). *Political Map of the World*. Recuperado January 9, 2023. [https://www.nationsonline.org/oneworld/map/world\\_map.htm](https://www.nationsonline.org/oneworld/map/world_map.htm)
- Nazneen, S., & Raju, N. J. (2017). Distribution and sources of carbon, nitrogen, phosphorus and biogenic silica in the sediments of Chilika lagoon. *Journal of Earth System Science*, *126*, 13. <https://doi.org/10.1007/s12040-016-0785-8>
- Newton, A., Thunell, R., & Stott, L. (2006). Climate and hydrographic variability in the Indo-Pacific Warm Pool during the last millennium. *Geophysical Research Letters*, *33*(19). <https://doi.org/10.1029/2006GL027234>
- Osorio, N. W. (2014). Manejo de los nutrientes en suelos del trópico. *L. Vieco S.A.S. Medellín Colombia*, 2.
- Pancost, R. D., & Boot, C. S. (2004). The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments. *Marine Chemistry*, *92*(1-4 SPEC. ISS.), 239–261. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.06.029>
- Parámos de Colombia*. (2001). Colección Ecológica Del Banco de Occidente. <https://www.imeditores.com/banocc/paramos/indice.htm>
- Parkkinen, J. P. S., Hallikainen, J., & Jaaskelainen, T. (1989). Characteristic spectra of Munsell colors. *Journal of the Optical Society of America*, *6*(2), 318. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.6.000318>
- Patiño, L., Velez, M. I., Weber, M., Velásquez-R, C. A., David, S., Rueda, M., Castañeda, I., & Arboleda, D. (2020). Late Pleistocene–Holocene environmental and climatic history of a freshwater paramo ecosystem in the northern Andes. *Journal of Quaternary Science*, *35*(8), 1046–1056. <https://doi.org/10.1002/jqs.3249>
- Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Melfi, A. J., Telles, E. C. C., Boulet, R., Valencia, E. P. E., & Tomazello, M. (1996). The use of carbon isotopes (<sup>13</sup>C,<sup>14</sup>C) in soil to evaluate vegetation changes during the holocene in Central Brazil. *Radiocarbon*, *38*(2), 191–201. <https://doi.org/10.1017/S0033822200017562>
- Peterson, L. C., & Haug, G. H. (2006). Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *234*(1), 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.021>
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., & Rohl, U. (2000). Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, *290*(5498), 1947–1951. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1947>
- Ramires Ruiz, V. M. (2014). *Reconstituicao paleoclimática dos últimos 5500 anos nos Andes orientais da Colombia*. Sao Paulo, Instituto de Geociencias.

- Rangel-Ch., J. O. (2000). Colombia Diversidad Biotica III- La región de vida paramuna. In *Universidad Nacional de Colombia* (Vol. 3). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., ... Talamo, S. (2020). The INTCAL20 Northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 00(00), 1–33. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reyes, E. (n.d.). Geoquímica de Isótopos Estables: Fundamentos, Técnicas y Aplicaciones. In *Composición isotópica del carbono orgánico*.
- Rice, D. L., & Tenore, K. R. (1981). Dynamics of carbon and nitrogen during the decomposition of detritus derived from estuarine macrophytes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 13(6), 681–690. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(81\)80049-7](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(81)80049-7)
- Rojas Rojas, J. E., Varela Ramírez, A., & Osher Altsjor, K. (2018). *Plan de conservación de las especies de frailejones presentes en el territorio CAR*. <https://www.car.gov.co/uploads/files/5d2e21fe3eaa2.pdf>
- Ruddiman, W. F. (2007). CO<sub>2</sub> and Long-Term Climate. In *Earth's Climate: Past and Future*. 2ed.
- Rull, V., Abbott, M. B., Polissar, P. J., Wolfe, A. P., Bezada, M., & Bradley, R. S. (2005). 15,000-yr pollen record of vegetation change in the high altitude tropical Andes at Laguna Verde Alta, Venezuela. *Quaternary Research*, 64(3), 308–317. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.08.014>
- Rull, V., Stansell, N. D., Montoya, E., Bezada, M., & Abbott, M. B. (2010). Palynological signal of the Younger Dryas in the tropical Venezuelan Andes. *Quaternary Science Reviews*, 29(23–24), 3045–3056. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.012>
- Sarmiento, G., Gaviria, S., Hooghiemstra, H., Berrio, J., & van der Hammen, T. (2008). Landscape evolution and origin of Lake Fúquene (Colombia): Tectonics, erosion and sedimentation processes during the Pleistocene. *Geomorphology*, 100, 563–575. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.02.006>
- Silva, A. (1998). *La materia orgánica del suelo*.
- Thouret, J. C., Van derHammen, Salomons, B., & Juvigne, E. (1997). Late Quaternary glacial stades in the Cordillera Central, Colombia, based on glacial geomorphology, tephra-soil stratigraphy, palynology, and radiocarbon dating. *Journal of Quaternary Science*, 12, 347–369.
- Torres, V. (1996). *Contribución a la reconstrucción paleoambiental del pleistoceno superior en la Sabana de Bogotá*.
- Torres, V. (2006). *Pliocene - Pleistocene evolution of flora, vegetation and climate: A palynological and sedimentological study of a 586-m core from the Bogotá Basin, Colombia*. Universidad de Ámsterdam, IBED.
- Torres, V., Vandenberghe, J., & Hooghiemstra, H. (2005). An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogotá basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(1–2), 127–148. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.005>

- Unkel, I., Björck, S., & Wohlfarth, B. (2008). Deglacial environmental changes on Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews*, 27(15–16), 1541–1554. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.004>
- Urrego, D. H., Hooghiemstra, H., Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., Thompson, L., Bush, M. B., González-Carranza, Z., Hanselman, J., Valencia, B., & Velásquez-Ruiz, C. (2016). Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes using ecological grouping and ordination methods. *Climate of the Past*, 12(3), 697–711. <https://doi.org/10.5194/cp-12-697-2016>
- Valdivieso Bohórquez, G. E. (2019). *Guía de buenas prácticas de laboratorio de Difracción de Rayos X para preparación e interpretación de minerales arcillosos – 106 A.*
- van der Hammen, T., & González, E. (1959a). *Holocene and late glacial climate and vegetation history of Páramo de Palacio (Eastern Cordillera, Colombia, South America)* (Vol. 39).
- van der Hammen, T., & González, E. (1959b). *Upper Pleistocene and Holocene Climate and vegetation of the “Sabana de Bogota” (Colombia, South America)*.
- van der Hammen, T., & Hooghiemstra, H. (2003). Interglacial – glacial Fúquene-3 pollen record from Colombia: an Eemian to Holocene climate record. *Global and Planetary Change*, 36, 181–199. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00184-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00184-4)
- van der Hammen, T., Werner, J. H., & van Dommelen, H. (1973). Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-Andean biota. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 16(1–2), 1–42. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(73\)90031-6](https://doi.org/10.1016/0034-6667(73)90031-6)
- Van Geel, B., & van der Hammen, T. (1973). Upper Quaternary vegetational and climatic sequence of the Fúquene area (Eastern Cordillera, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14(1). [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(73\)90064-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(73)90064-3)
- van 'T Veer, R., Islebe, G. A., & Hooghiemstra, H. (2000). Climatic change during the Younger Dryas chron in northern South America: a test of the evidence. *Quaternary Science Reviews*, 19(17–18), 1821–1835. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00093-7)
- Vargas Ríos, O., & Pedraza, P. (2004). *Parque Nacional Natural Chingaza*. Universidad Nacional de Colombia.
- Velásquez - R, C. A., & Hooghiemstra, H. (2013). Pollen-based 17-kyr forest dynamics and climate change from the Western Cordillera of Colombia; no-analogue associations and temporarily lost biomes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 194, 38–49. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.03.001>
- Vélez, M. I., Escobar, J., Brenner, M., Rangel, O., Betancourt, A., Jaramillo, A. J., Curtis, J. H., & Moreno, J. L. (2014). Middle to late Holocene relative sea level rise, climate variability and environmental change along the Colombian Caribbean coast. *Universidad Regina Library*, June. <https://doi.org/10.1177/0959683614534740>
- Vélez, M. I., Hooghiemstra, H., Metcalfe, S., Martínez, I., & Mommersteeg, H. (2003). Pollen and diatom based environmental history since the Last Glacial Maximum from the Andean core Fúquene-7, Colombia. *Journal of Quaternary Science*, 18, 17–30. <https://doi.org/10.1002/jqs.730>
- Vriend, M., Groot, M. H. M., Hooghiemstra, H., Bogotá, A., & Berrio, J. C. (2012). Changing depositional environments in the Colombian Fúquene Basin at submillennial time-scales during 284–27 ka

from unmixed grain-size distributions and aquatic pollen. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 199–214. <https://doi.org/10.1017/S0016774600001591>

Wang, X., Cui, L., Xiao, J., & Ding, Z. (2013). Stable carbon isotope of black carbon in lake sediments as an indicator of terrestrial environmental changes: An evaluation on paleorecord from Daihai Lake, Inner Mongolia, China. *Chemical Geology*, 347, 123–134. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2013.03.009>

Wu, J., & Porinchu, D. F. (2020). A high-resolution sedimentary charcoal- and geochemistry-based reconstruction of late Holocene fire regimes in the páramo of Chirripó National Park, Costa Rica. *Quaternary Research (United States)*, 93(1), 314–329. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.64>

Zhang, Z., Zhao, M., Lu, H., & Faiia, A. M. (2003). Lower temperature as the main cause of C4 plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3–4), 467–481. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00387-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00387-X)