



**ANÁLISIS DE TERRAZAS MARINAS ASOCIADAS A CAMBIOS
DEL NIVEL DEL MAR EN LAS ENSENADAS BRAVA Y
MACUACA, PARQUE NACIONAL NATURAL TAYRONA.**

Enmarcado en el proyecto:

**Proyecto BPIN “Investigación científica hacia la generación de información y conocimiento
de las zonas marinas y costeras de interés de la nación”**

PROGRAMA DE GEOCIENCIAS MARINAS

LINDA VANESSA RUIZ GALEANO

Trabajo de grado presentado para optar al título de Geólogo

ASESOR

PhD. CONSTANZA RICAURTE VILLOTA

UNIVERSIDAD EAFIT

PROGRAMA DE GEOLOGÍA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

MEDELLÍN, ANTIOQUIA.

DICIEMBRE 2018

**ANÁLISIS DE TERRAZAS MARINAS ASOCIADAS A CAMBIOS DEL NIVEL
DEL MAR EN LAS ENSENADAS BRAVA Y MACUACA, PARQUE NACIONAL
NATURAL TAYRONA.**

LINDA VANESSA RUIZ GALEANO

UNIVERSIDAD EAFIT

PROGRAMA DE GEOLOGÍA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

MEDELLÍN, ANTIOQUIA.

DICIEMBRE 2018

Nota de aceptación:

Aprobado por el Comité de Grado en cumplimiento de los requisitos exigidos por la Universidad de EAFIT para optar al título de Geólogo.

Jurado

Jurado

Medellín, noviembre del 2018

DEDICATORIA

Dedico este proyecto, principalmente a mis padres por el gran esfuerzo que han hecho durante toda mi carrera para poder culminar esta etapa y por su constante apoyo en cada decisión tomada por mí. Luego, agradezco a mis hermanos, familia y amigos por el gran respaldo que han sido.

AGRADECIMIENTOS

Al programa de Geociencias Marinas y Costeras del INVEMAR, por el apoyo financiero a través del proyecto BPIN “Investigación científica hacia la generación de información y conocimiento de las zonas marinas y costeras de interés de la nación”.

A mi asesora la doctora Constanza Ricaurte Villota por su constante revisión antes y durante el proyecto y todo lo aprendido. Al investigador David Morales por el apoyo durante el trabajo de campo para el levantamiento de información primaria y dudas. Al profesor Juan Felipe Paniagua por la guía al finalizar el documento. Por último, agradezco a cada persona que se haya cruzado en mi camino pues estoy segura que de una u otra forma aprendí de cada uno y tome las mejores cosas para poder estar en el lugar de hoy.

Contenido

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN	2
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
2. ANTECEDENTES.....	3
3. PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN:.....	5
4. JUSTIFICACIÓN	5
5. HIPOTESIS Y OBJETIVOS	6
5.1 HIPOTESIS DE TRABAJO.....	6
6. OBJETIVOS	6
6.1 OBJETIVO GENERAL.....	6
6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
7. MARCO TEÓRICO	7
7.1 CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR.....	7
Cambios Eustáticos	7
Cambios Isostáticos	8
7.2 CAMBIO DEL NIVEL RELATIVO DEL MAR.....	9
7.3 VARIACIÓN DEL NIVEL DEL MAR EN EL HOLOCENO	11
7.4 TERRAZAS MARINAS	12
7.5 BATIMETRÍA	13
Ecosonda	13
Ecosonda Monohaz	14
Ecosonda Multihaz	15
Velocidad del Sonido	15
8. ÁREA DE ESTUDIO	16
8.1 GEOLOGÍA	18
9. METODOLOGÍA.....	19
9.1 TERRAZAS MARINAS EMERGIDAS	19
9.2 TERRAZAS MARINAS SUMERGIDAS.....	20
10. RESULTADOS.....	23
10.1 ENSENADA MACUACA	23
Terrazas Emergidas	23
Terrazas Sumergidas	28

10.2 ENSENADA BRAVA	30
<i>Terrazas emergidas</i>	30
<i>Terrazas Sumergidas</i>	36
11. DISCUSIÓN	38
12. CONCLUSIONES	41
13. RECOMENDACIONES	42
14. REFERENCIAS	43

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Rango de espacio-tiempo de factores implicados en cambios del nivel del mar. Tomado de Vernet et al. (2012).	7
Figura 2. Cambios del nivel relativo del mar para los últimos 15000 años BP. Tomado de: Vernet et al. (2012) Modificada por Clark et al.(1979) en: Viles y Spencer (1995).....	9
Figura 3. Procesos contribuyentes al cambio relativo del nivel del mar. (a-b) Corresponden a cambios generados por ajustes debidos a la isostasia Glacial. (c-d) Corresponden a cambios generados por tectonismo. (e) Dinámica de la corteza. (f) Compactación de sedimentos. (g) Ajuste isostático por distribución de sedimentos. (h) Ajuste de isostasia seguido por disolución kárstica. (i) Isostasia volcánica. (j) RSL por extracción de recursos. Tomado de Rovere et al. (2016).....	10
Figura 4. Curvas de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno. Tomado de Vernet et al. (2012) Modificado de Fleming et al. (1998).	11
Figura 5. Diagrama de terrazas marinas con sedimentos. Tomado de Schulz et al.(2018)	12
Figura 6. Elementos de una ecosonda. Tomado de Ballester y Garcia (2010).	13
Figura 7. Ejemplo de una Ecosonda Monohaz. Tomado de Ballester y Garcia (2010).	15
Figura 8. Ecosonda Multihaz. Tomado de Ballester y Garcia (2010).....	15
Figura 9. Equipo perfilador de sonido.....	16
Figura 10. Ubicación de Playa Macuaca y Playa Brava. (Datos tomados del proyecto “Evolución Geohistorica de la Sierra Nevada de Santa Marta”, Ingeominas, Ecopetrol ICP & Invemar, 2008)	17
Figura 11. Drone DJI Phantom 4Pro, utilizado para realizar el levantamiento de terrazas marinas emergidas.....	19
Figura 12. Procesamiento de recolección de datos en terrazas sumergidas.	20
Figura 13. Líneas establecidas para la toma de datos en campo.	21
Figura 14. Ejemplo de movimiento de Cabeceo. Tomado de Ballester y Garcia (2010).	22
Figura 15. Ejemplo de movimiento de balanceo. Tomado de Ballester y Garcia (2010).	22

Figura 16. Ejemplo de movimiento de rumbo. Tomado de Ballester y Garcia (2010)..	22
Figura 17. Ensenada Macuaca, presencia de dos niveles de terrazas. Terraza A, corresponde a la terraza más elevada, terraza B corresponde a la terraza encontrada al nivel del mar.....	23
Figura 18. Disección creada por la acción y fuerza del agua.....	24
Figura 19. Bioerosión en el eje vertical de las terrazas.....	24
Figura 20. Bioerosión (a) y disoluciones circulares (b).....	25
Figura 21. Columna sedimentaria de terraza(A).....	25
Figura 22. Capa de líticos, observados en la terraza.....	26
Figura 23. Bioperturbación encontrada en la terraza A, cuevas de cangrejos y/o raíces.	27
Figura 24. Muestra de tamaños de granos de la roca.....	27
Figura 25. Sección 1 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 0 y 47 metros.....	28
Figura 26. Sección 2 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 40 y 78 metros.....	29
Figura 27. Sección 3 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 70 y 100 metros.....	29
Figura 28. Ubicación de información encontrada en la ensenada Brava.....	30
Figura 29. Duna antigua encontrada en la ensenada Brava.....	31
Figura 30. Perfil altitudinal desde una duna antigua hasta una terraza creado para observar el cambio de pendiente y estructuras.....	32
Figura 31. Presencia de ignofosiles, presencia de raíces de árboles.....	32
Figura 32. Contacto entre roca sedimentaria y roca metamórfica, playa Brava.....	33
Figura 33. Columna sedimentaria de terraza A' ensenada Brava.....	33
Figura 34. Dos niveles de terrazas encontradas en Ensenada Brava.....	34
Figura 35. Salto de terraza marina, con presencia de laminación cruzada creada por alto grado de erosión.....	35
Figura 36. Superficie de erosión entre dunas y roca metamórfica.....	35
Figura 37. Perfil sección 1 ensenada Brava, profundidad entre 0 y 47 metros.....	36

Figura 38. Perfil sección 2 de la ensenada Brava, entre 30 y 78 metros de profundidad.37

Figura 39. Perfil sección 3, ensenada Brava, entre 70 y 100 metros de profundidad37

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Altura del nivel del mar relativo hasta el presente (tomada de Khan et al., 2017).38

RESUMEN

El siguiente documento corresponde al estudio de las terrazas marinas en playa Macuaca y playa Brava en el Parque Nacional Natural Tayrona (PNNT) con el fin de asociarlas a cambios del nivel del mar. A partir de la caracterización de terrazas marinas emergidas y sumergidas mediante levantamiento batimétrico y análisis estratigráfico (haciendo una descripción de su altura y sedimentología), se estimaron las edades de las terrazas y se asociaron a cambios con el nivel del mar. Las terrazas marinas sumergidas se documentaron con ecosonda y las emergidas fueron medidas en campo tomando como base o punto 0, el nivel del mar actual. Los resultados de las terrazas fueron comparados con diferentes curvas propuestas por autores con respecto a cambios del nivel relativo del mar en el Holoceno y Pleistoceno para así establecer sus edades y el origen de las mismas. Como conclusión se obtiene que, en el Caribe Colombiano, sí se encuentran evidencias de cambios del nivel relativo del mar a escala global y cambios tectónicos sufridos por la zona, confirmando lo propuesto por diferentes autores.

Palabras clave: Terrazas marinas, cambios del nivel del mar relativo, Mar Caribe.

INTRODUCCIÓN

Durante el Holoceno y Pleistoceno se registraron grandes cambios del nivel del mar en diferentes costas de todo el mundo (Page, 1982; Guilderson *et al.*, 2000; Quezada *et al.*, 2007; Meco *et al.*, 2018; Xiong *et al.*, 2018). Adicionalmente algunos estudios han logrado observar cambios del nivel del mar en el Caribe colombiano entre ellos el estudio de Robertson and Martínez (1999) por análisis de tectónica, Gómez *et al.* (2005) mediante el análisis de paleobatimetría, y Khan *et al.* (2017) mediante modelaciones del nivel de mareas. El territorio colombiano debido a que cuenta con dos costas, una sobre el mar Caribe y la otra sobre el océano Pacífico es uno de los lugares donde se puede observar estos cambios, encontrando como evidencia la geomorfología heredada, la pérdida de zona costera (erosión), estratigrafía y otras huellas más.

La identificación de cambios de nivel del mar en diferentes partes del mundo, se ha realizado a partir de estudios de geoformas, entre ellas de terrazas marinas, ya que estas se forman en la zona de interacción mar-costa por la acción del agua. Las terrazas obtienen estas formas mediante la interacción de la fuerza del agua con el sedimento, que al entrar y salir lima la superficie creando así zonas planas (Schulz *et al.*, 2018). Al bajar el nivel medio del mar, estas terrazas se observan por encima del nivel actual. Por esta razón es posible establecer diferentes alturas a las cuales; pudo haber llegado el nivel del mar, haber estado la línea de costa, e identificar zonas de amenaza y vulnerabilidad. Algunos de los autores que optan por correlacionar terrazas marinas a evolución de línea de costa e identificación de zonas de amenaza y vulnerabilidad corresponden respectivamente a los autores Codignotto *et al.* (1988) y Kokot *et al.* (2004). Estos autores estiman la subida del nivel del mar y establecen zonas donde posiblemente el agua logre inundar el terreno.

Aunque en Colombia se encuentran terrazas marinas a lo largo del mar Caribe, documentadas previamente por Correa y Vernet (2004), Idárraga *et al.* (2010) y Martínez *et al.* (2010) no todas pueden ser usadas para este tipo de estudios debido a afectaciones locales como procesos de cambio de nivel rápidos debidos al diapirismo de lodo. Las terrazas marinas de las ensenadas de Macuaca y Brava, son clave para corroborar

los modelos actuales de ascenso y descenso del nivel del mar global, ya que esta zona se encuentra libre de estos procesos locales, aunque se encuentra en una zona tectónicamente activa, debido a que estos cambios son lentos pueden ser más fácilmente medidos y descontados de los debidos al ascenso del nivel del mar.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

Entender los cambios pasados del nivel relativo del mar en la costa Caribe de Colombia, es importante para poder establecer zonas de amenaza a un futuro aumento del nivel del mar, derivado de variabilidad climática natural, así como del calentamiento global, los cuales pueden ser utilizados para el ordenamiento de la zona costera, proponiendo límites de asentamiento para la seguridad de las personas que en ella habiten.

2. ANTECEDENTES.

La geomorfología según ZUIDAM (1973) es “el estudio que describe las formas del terreno y los procesos que condujeron a su formación, y que, además, investiga las interrelaciones de esas formas y procesos en su distribución o arreglo espacial”. La geomorfología en un ambiente litoral se describe como la “interfase océano-continente, la cual refleja particularmente la dinámica de respuesta a los cambios globales, regionales y locales; hechos de los que se deriva una gran variedad de modelados y procesos definidos en función de las condiciones” (IDEAM, 2010). Las terrazas marinas corresponden a geoformas de ambiente litoral, definidas en este trabajo como: “una zona relativamente plana, horizontal o ligeramente inclinada, a veces larga y angosta limitada por una pendiente ascendente en un lado y por otra pendiente descendente más marcada en el lado opuesto” (IHO & IOC, 2008). Según Quezada *et al.* (2007) las terrazas marinas se forman normalmente por dos procesos; cambios de nivel del mar combinado algunas veces con movimientos tectónicos.

Alrededor del mundo se han estudiado varias terrazas marinas para poder generar modelos de cambio del nivel del mar, reconstrucción de paleoambientes, desplazamiento de las placas tectónicas y basculación del terreno. Rostami *et al.* (2000) mediante dataciones de

terrazas marinas y cambio de nivel del mar lograron correlacionar el tiempo de exhumación de la Patagonia Argentina y crear una comparación con modelos ya existentes de desglaciación. Por su parte, Ferranti *et al.* (2006) mediante registros de movimiento de las placas tectónicas, isótopos de oxígeno y análisis del material de las terrazas marinas lograron documentar las transgresiones y regresiones del nivel del mar en Italia y establecer posibles niveles del mar. Casalbore *et al.* (2017) estudiaron terrazas submarinas para la reconstrucción del Mar Tirreno donde se restauró los paleo-niveles observados y documentó los limitantes para este tipo de trabajos con el método de terrazas submarinas.

Para el Caribe colombiano se encuentran varios artículos sobre modelos de cambio de nivel del mar y estudios de terrazas marinas asociadas a cambios de nivel del mar. Entre los más destacados sobre terrazas marinas se encuentran los artículos de Gómez *et al.* (2005) y Martínez *et al.* (2010), ambos artículos describen terrazas marinas mediante métodos de datación de radiocarbono y descripción estratigráfica en la región de Cartagena, estas terrazas las asocian a cambios de levantamiento estructurales de la zona. Khan *et al.* (2017) proponen un modelo de cambio de nivel del mar para el mar Caribe y otros Robertson y Martínez (1999) sugieren un posible cambio del nivel del mar en el Golfo de Urabá y la Ciénaga Grande de Santa Marta.

Al norte de Colombia, más allá de la Ciénaga Grande de Santa Marta, en el Parque Nacional Natural Tayrona se encuentran muy pocos estudios de geología entre los que se destacan: IGAC (1975), Rangel y Posada (2005), Bobadilla (2006), INGEOMINAS *et al.* (2008), Rangel & Idárraga (2010) y el de Idárraga *et al.* (2011). Estos son estudios a grandes rasgos de geología y geomorfología de la zona. En algunos de estos trabajos se documentan terrazas marinas, pero no presentan descripciones ni estudios posteriores, por lo tanto, se considera un área de estudio de interés por la información que estas terrazas marinas podrían llegar a brindar con respecto a cambios del nivel del mar.

3. PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN:

¿Las terrazas marinas emergidas y sumergidas presentes en las ensenadas de Macuaca y Brava marcan cambios en el nivel relativo del mar de escala global?

4. JUSTIFICACIÓN

En las últimas épocas se ha generado un “Boom” respecto a temáticas ambientales como lo es el calentamiento global, la variabilidad del clima y como consecuencia de estos, los cambios relativos del nivel del mar, esto surge a raíz del impacto de desastres naturales que se han intensificado en gran parte en los sectores costeros. Las ciudades que se encuentran en constante relación con el mar, son aquellas que se ven más afectadas, representando grandes pérdidas financieras. Colombia por su posición geográfica cuenta con dos cuerpos de agua importantes como lo es el Océano Pacífico y el Mar Caribe. Estos dos mares se deben de monitorear constantemente para que estos no representen amenazas a poblaciones ubicadas cerca al mar, es decir daños de viviendas o construcciones por erosión costera o aumento del nivel del mar.

El Parque Nacional Natural Tayrona es un área de importancia con respecto al ámbito social y científico. Por parte del ámbito social es debido a su gran atracción turística por sus playas y su naturaleza, mientras que por el lado científico es un lugar donde lo que se encuentre puede extrapolarse al resto del Caribe, es un área en donde por su figura de conservación pueden encontrarse geformas costeras intactas ya que no se ven afacetada por cambios de escala muy reciente como el diapirismo. Con este trabajo se pretende establecer límites de cotas donde se registran los máximos cambios del nivel del mar para aquellas comunidades o poblaciones que viven cerca a la costa ya que pueden ser zonas con una amenaza a un futuro aumento del mar; así mismo contribuir desde un enfoque científico a la obtención de datos de los cambios del nivel del mar relativo para el caribe colombiano.

5. HIPOTESIS Y OBJETIVOS

5.1 HIPOTESIS DE TRABAJO

Mediante el estudio de las terrazas marinas en las ensenadas de Macuaca y Brava, se puede asociar eventos de ascenso y descenso del nivel del mar de escala global en el pasado, y entender su efecto en la costa Caribe de Colombia.

6. OBJETIVOS

6.1 OBJETIVO GENERAL

Analizar cambios de nivel del mar en la costa norte del Caribe colombiano a través del análisis de terrazas marinas en las ensenadas de Macuaca y Brava, PNNT.

6.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar las terrazas marinas emergidas y sumergidas en las ensenadas de Macuaca y Brava.
- Analizar e interpretar datos globales y locales del cambio de nivel del mar.
- Asociar el nivel de las terrazas con los cambios de nivel del mar identificados.

7. MARCO TEÓRICO

7.1 CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

Los cambios en el nivel del mar están determinados por interacciones entre factores antrópicos y naturales que ocurren en diversas escalas temporales (Figura 1). La evaluación de estos cambios se obtiene mediante la comparación del nivel medio del mar para diferentes periodos de tiempo, en cada uno de los cuales el cero corresponde a la traza que divide zonas emergidas y sumergidas (Málikov, 2010; Vernet *et al.*, 2012). Este punto del nivel medio del mar corresponde a la distancia entre en fondo marino con la superficie de la columna de agua (Emery y Myers, 1996; Homewood *et al.*, 2000).

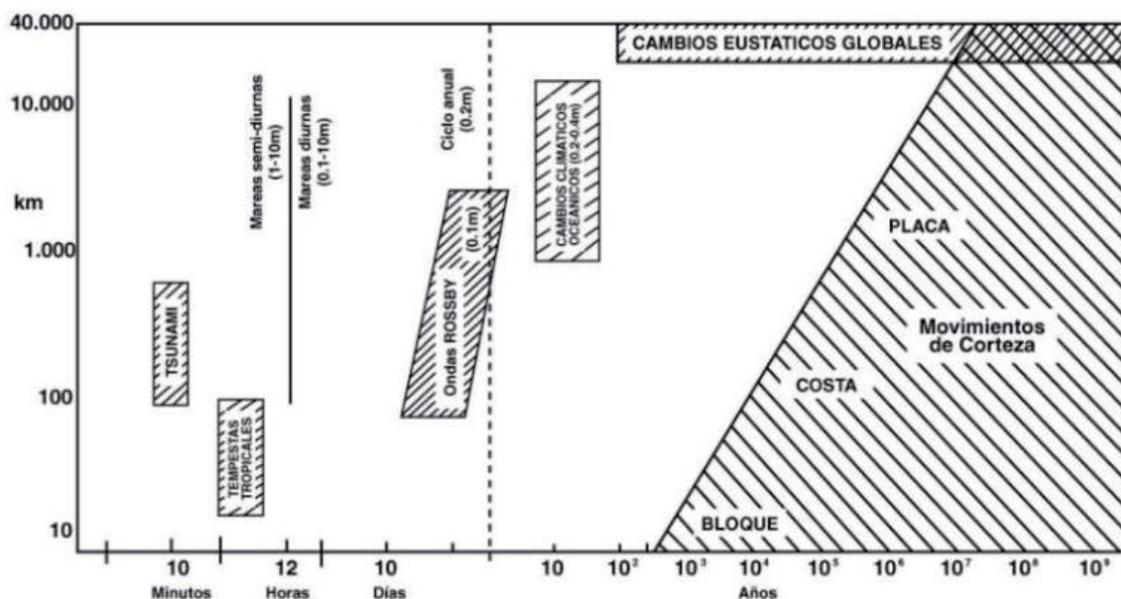


Figura 1. Rango de espacio-tiempo de factores implicados en cambios del nivel del mar. Tomado de Vernet *et al.* (2012).

Existen dos procesos importantes que ayudan a determinar los cambios del nivel del mar, los cuales corresponden a cambios eustáticos y cambios isostáticos. Los cambios eustáticos corresponden a variaciones en la columna de agua y los cambios isostáticos se refieren a los cambios en la corteza terrestre.

Cambios Eustáticos

El término de eustasia corresponde a una variación (relativa) del nivel del mar, esta variación se encuentra relacionada con un signo el cual corresponde a hundimiento (-) o

levantamiento (+) (Dabrio & Polo, 1996). La causa de estos dos signos corresponde principalmente a dos factores. El primer factor corresponde a ciclos glacio-eustáticos los cuales corresponden a la variabilidad de columna de agua con respecto a las fluctuaciones climáticas relacionadas principalmente con los casquetes polares, se habla de periodos fríos (glaciales) y de calentamiento (interglaciales) en el clima de la tierra (Pirazzoli, 1996; Vernet *et al.*, 2012). El segundo factor corresponde a cambios en la forma y tamaño de las cuencas oceánicas debido a los procesos sedimentarios (erosión, sedimentación) (Cockell, 2008; Jiménez, 2010).

Cambios Isostáticos

Los cambios isostáticos corresponden a la dinámica de la tierra, provocando así movimientos verticales y horizontales en la litosfera como consecuencia de cambios de densidad e influenciados directamente por la gravedad (Mussett y Khan, 2000). Algunas actividades relacionadas con estos cambios corresponden a tectónica de placas (Jiménez, 2010). Los fenómenos que generan estos cambios en la corteza terrestre corresponden a agua (hidro-isostasia), hielo (glacio-isostasia) y sedimentos (sedimento-isostasia), esto se debe a que la presión ejercida por estas masas modifica el geoide ya que este permanece en equilibrio flotando sobre un material más denso. El resultado de esta densidad corresponde a que cuando las zonas de menor densidad ascienden topográficamente, las más densas descienden y viceversa (Gómez *et al.*, 2005; Pirazzoli, 1996). A raíz de varios movimientos isostáticos J. A. Clark & Lingle (1979) recrean una modelación de curvas del nivel del mar en las costas alrededor del mundo de margenes continentales durante los últimos 6,000 años (Figura 2). Los autores proponen para el Caribe la curva IV, ya que según modelos creados, aproximadamente a los 10,000 años BP el mar sube y a los 5,000 años el nivel del mar se estabiliza a un nivel 0 o al nivel que conocemos actualmente.

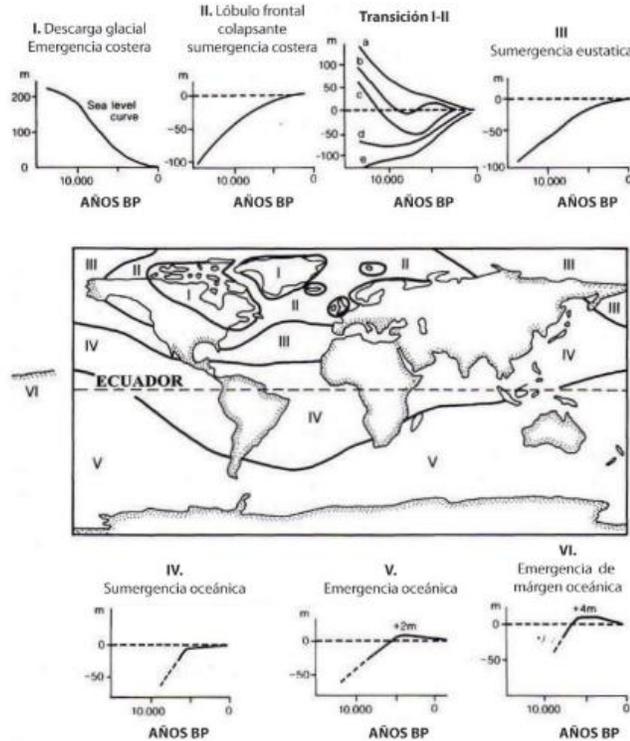


Figura 2. Cambios del nivel relativo del mar para los últimos 15000 años BP. Tomado de: Vernet et al. (2012) Modificada por Clark et al. (1979) en: Viles y Spencer (1995)

7.2 CAMBIO DEL NIVEL RELATIVO DEL MAR

El cambio relativo del nivel del mar, tiene en cuenta la posición y altura del agua con respecto al continente. Este cambio puede ser generado por procesos como; expansión térmica, rebote cortical debido a la glaciación, elevación y subsidencia de áreas relacionadas con procesos tectónicos, cambios geodésicos, entre otros (Rovere *et al.*, 2016). Para calcular este cambio Lambeck *et al.* (2000) proponen dos ecuaciones. La primera ecuación (1) corresponde al cambio relativo para áreas que son tectónicamente estables, donde las variables son: el tiempo de volumen del hielo derretido, el cambio de la corteza por isostasia y cambio del campo gravitatorio. La segunda ecuación (2) se relaciona con el cambio total del volumen del hielo terrestre, donde las variables son: el área de superficie del océano, el rango de densidades del hielo y agua del mar, y el volumen del hielo terrestre.

Ecuación (1):
$$\Delta\zeta_{rsi} = \Delta\zeta_e + \Delta\zeta_i + \Delta\zeta_w$$

Ecuación (2):
$$\Delta\zeta_e(t) = \frac{\rho_i}{\rho_o} \int_t \frac{1}{A_o(t)} \frac{dV_i dt}{dt}$$

Existen varios procesos donde el nivel relativo del mar puede ser modificado (Figura 3). El primero corresponde a la glacio-isostasia y atracción gravitacional, los cuales se definen como la reacción visco-elástica de la tierra en respuesta a la distribución del peso de hielo y agua del océano (Mitrovica y Milne, 2002; Kopp *et al.*, 2015). Es decir, donde ocurre un rebote de la corteza para igualar el peso perdido por el casquete de hielo. Para la zona ecuatorial por la subsidencia que proporcionan los glaciales en regiones oceánicas, el agua se ve obligada a migrar a la zona ecuatorial, lejos de la zona donde se encuentren los casquetes, este mecanismo es llamado “equatorial ocean syphoning” (Mitrovica y Peltier, 1991). El segundo proceso es por deformación tectónica, el cambio se evidencia en el eje vertical, por levantamiento o depresión de la corteza (Dura *et al.*, 2016). La tercera es por compactación de sedimentos o deformación en las cuencas, esta se observa por la pérdida de porosidad en la roca la cual crea menor volumen en la cuenca, o por el peso de la carga que genera mayor depresión en la cuenca después de un evento glacial. En la zona ecuatorial este efecto se caracteriza por tener una leve subsidencia y un pequeño levantamiento del continente (Mitrovica y Milne, 2002; Kopp *et al.*, 2015).

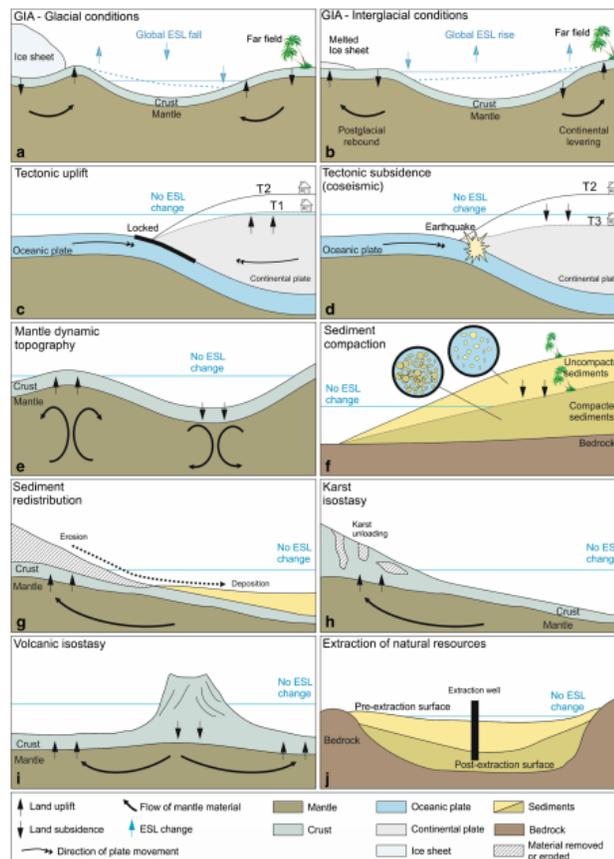


Figura 3. Procesos contribuyentes al cambio relativo del nivel del mar. (a-b) Corresponden a cambios generados por ajustes debidos a la isostasia Glacial. (c-d) Corresponden a cambios generados por tectonismo. (e) Dinámica de la corteza. (f) Compactación de sedimentos. (g) Ajuste isostático por distribución de sedimentos. (h) Ajuste de isostasia seguido por disolución kárstica. (i) Isostasia volcánica. (j) RSL por extracción de recursos. Tomado de Rovere *et al.* (2016)

7.3 VARIACIÓN DEL NIVEL DEL MAR EN EL HOLOCENO

Durante los últimos 10,000 años las variaciones del nivel relativo del mar han sido cada vez más notorias, estos cambios se generan en respuesta a la variación eustática representada por el último evento máximo de glaciación aproximadamente a los 20,000 años registrada mediante depósitos fósiles elevados y edades radiométricas (Yokoyama *et al.*, 2000; Lambeck y Chappell, 2001; Clark *et al.*, 2002; Lambeck y Purcell, 2005; Surić *et al.*, 2009). Posterior a esta etapa ocurrió una época interglaciar, donde el agua de los glaciares retornó a los océanos, comenzando por Antártica (17,000 años BP) y luego por Groenlandia (15×10^3 años BP) (Jouzel *et al.*, 1994). Como se observa en la figura 4, al comienzo el nivel del mar subió rápidamente hasta los 6,000 y 5,000 años BP y luego continuó lentamente hasta alcanzar el nivel actual a escala global (Fleming *et al.*, 1998; Vernette *et al.*, 2012).

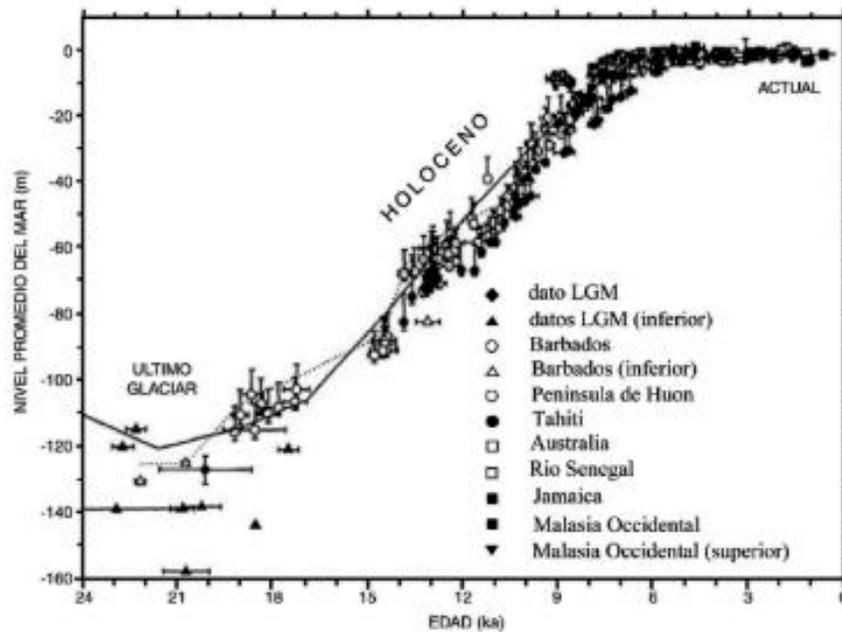


Figura 4. Curvas de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno. Tomado de Vernette *et al.* (2012) Modificado de Fleming *et al.* (1998).

7.4 TERRAZAS MARINAS

Las terrazas marinas son depósitos sedimentarios (plataformas) que han sido levantados levemente sobre el nivel del mar mediante el cambio del nivel del mar y/o eventos tectónicos, permitiendo que el oleaje cree terrazas de abrasión sobre estas. Algunas terrazas marinas tienen cobertura aluvio-deltaica que incluye arenas y gravillas con estratificación hasta sedimentos arenosos bien seleccionados de playas (IDEAM, 2010). Estas están en constante movimiento hacia arriba, haciendo que la abrasión por cambio de nivel del mar ocurra en una nueva terraza. Las terrazas marinas normalmente son pobres en nutrientes por lo que no se encuentra casi vegetación en ellas, otra característica es que en las más viejas se depositan dunas debido a se encuentran en un ambiente más tranquilo (Figura 5). Las terrazas marinas representan un paisaje dinámico ya que son geoformas que se adaptan a procesos ocurridos hace millones de años como lo es el cambio climático (Schulz *et. al.*, 2018).

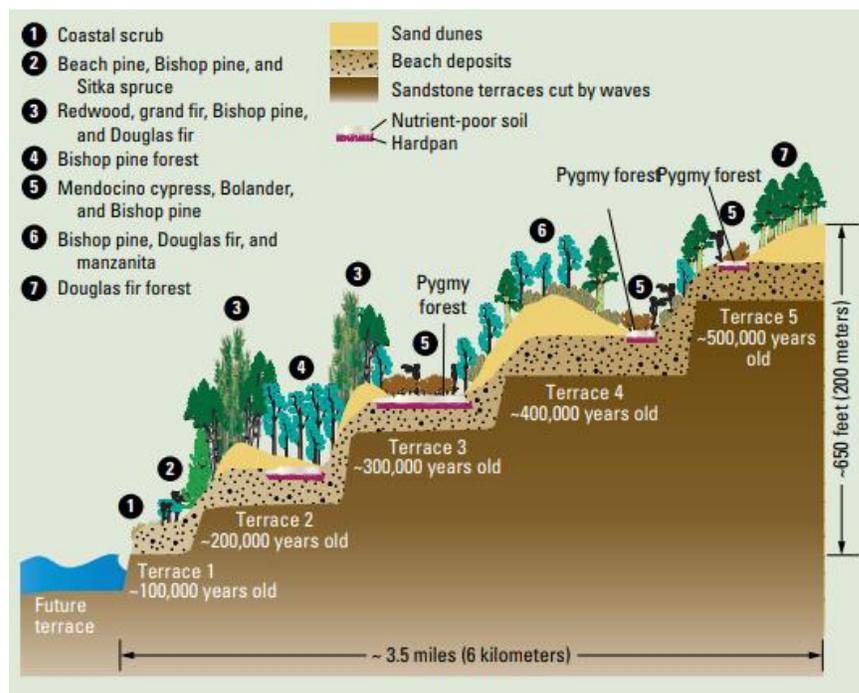


Figura 5. Diagrama de terrazas marinas con sedimentos. Tomado de Schulz *et al.* (2018)

7.5 BATIMETRÍA

Este marco teórico corresponde a estudios ya realizados y publicados que hacen aclaración del procedimiento de batimetría (Ballestero y Garcia, 2010; Fontán *et al.*, 2009; Idárraga *et al.*, 2010; Veloso, 2007). La palabra batimetría proviene del griego *batí*, profundidad y *metría*, de medida, por lo tanto, la batimetría corresponde al estudio de la profundidad marina o de la topografía del fondo oceánico. Este estudio se realiza mediante impulsos sonoros medidos por un equipo sonar, recolectando datos en los ejes X, Y y Z. El equipo sonar corresponde a ecosondas que pueden ser de dos categorías; Ecosondas Monohaz y Multihaz

Ecosonda

Una ecosonda es un equipo que mediante energía acústica es capaz de medir la distancia entre la superficie del agua y el fondo marino. El equipo funciona transmitiendo fuertes impulsos sonoros u ondas acústicas, los cuales son enviados por el transductor que luego del rebote de la onda, capta y clasifica los diferentes ecos.

Los elementos por los cuales una ecosonda está conformada corresponde a un registrador, un transmisor, un receptor y un transductor (Figura 6).

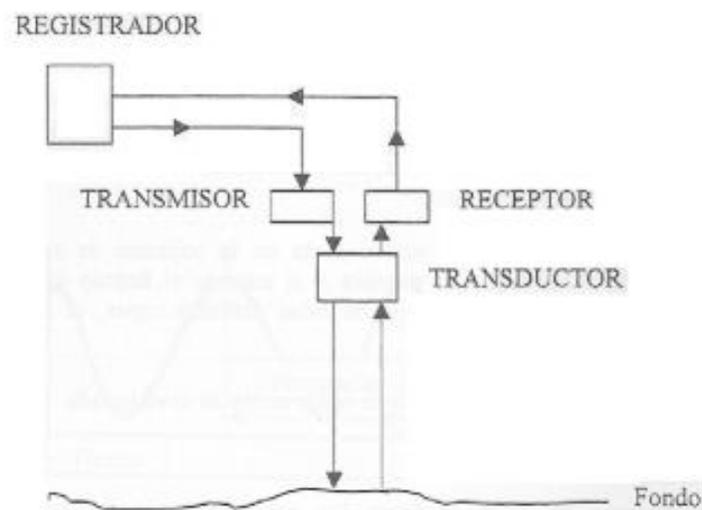


Figura 6. Elementos de una ecosonda. Tomado de Ballestero y Garcia (2010).

El registrador genera una energía acústica emitida por el transmisor. La energía viaja por la columna del agua hasta que, por cambio de material, la onda genere un rebote o un eco y se devuelva hasta el transductor. El transductor es el encargado de convertir la onda eco o del rebote a energía eléctrica y amplificarla para que el receptor pueda leer la magnitud. Una vez transformada la onda acústica a energía eléctrica el equipo mide el intervalo de tiempo requerido por la onda para ir al fondo y regresar. La ecosonda no mide, ni puede medir directamente la profundidad, pero si mide el tiempo que requiere la onda acústica para recorrer desde el punto de origen hasta el fondo y regresar. El intervalo del tiempo (ΔT) más la información de la velocidad del sonido (V) son insertadas en la formula, para sí conocer la distancia o la profundidad.

$$\text{Profundidad} = \frac{V * \Delta T}{2}$$

Sumado a esto, se deben aplicar las siguientes correcciones a las medidas como lo es la corrección del calado (distancia de ecosonda respecto a la superficie del agua), marea, velocidad del sonido, etc.

Las ecosondas se dividen por la cantidad de haces sonares que tenga, por lo tanto existen dos tipos: monohaz y multihaz. Esta diferencia crea características diferentes en cada ecosonda y por lo tanto usos diferentes.

Ecosonda Monohaz

La ecosonda monohaz tiene un solo haz por lo cual solo puede generar un pulso acústico. El pulso acústico es generado por un haz en forma de cono, esto significa que, al estar más cerca del fondo marino el área de cobertura es menor que al estar lejos del fondo marino (Figura 7). Esta ecosonda requiere de más líneas de proyección para cubrir más área y puede ocurrir falta de información debido al área del haz. El monohaz actualmente es utilizado para proyectos detallados, áreas pequeñas y proyectos que no necesiten tanto tiempo.

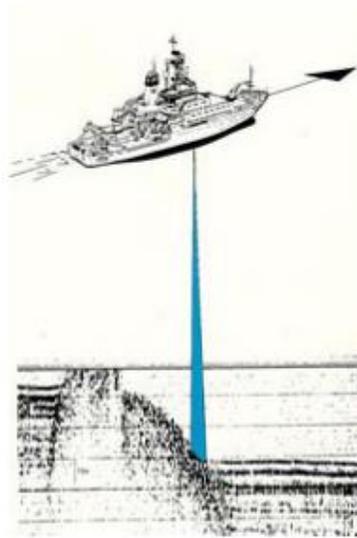


Figura 7. Ejemplo de una Ecosonda Monohaz. Tomado de Balletero y Garcia (2010).

Ecosonda Multihaz

La ecosonda multihaz cuenta con varios haces, por lo cual puede recibir varios pulsos acústicos a la vez. Los haces funcionan como una franja de puntos los cuales avanzan en la dirección del buque de levantamiento, llamando así un barrido lateral (Figura 8). A mayor cantidad de haces se obtiene una mejor resolución y una mejora de tiempo con respecto a la ecosonda monohaz.

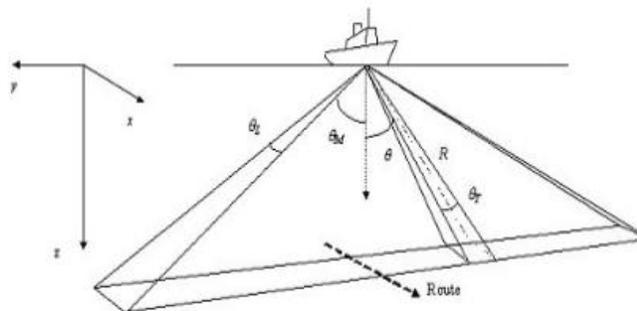


Figura 8. Ecosonda Multihaz. Tomado de Balletero y Garcia (2010).

Velocidad del Sonido

La velocidad del sonido es una velocidad constante para un mismo medio. Al cambiar de medio esta varía dependiendo de la densidad, temperatura, salinidad y

profundidad. Los valores estándares para agua dulce corresponde a 1435 m/s y para agua salada corresponde a 1500 m/s. Esta velocidad normalmente es calculada por un equipo llamado perfilador de sonido (Figura 9).



Figura 9. Equipo perfilador de sonido.

8. ÁREA DE ESTUDIO

El Parque Nacional Natural Tayrona está ubicado al norte de Colombia, en el departamento del Magdalena sobre la costa Caribe. El parque se encuentra localizado entre Punta Minas ($11^{\circ}16'26.4''$ N, $74^{\circ}12'21.3''$ O) y Río Piedras ($11^{\circ}17'51.2''$ N, $73^{\circ}53'42.4''$ O). El parque se caracteriza por contar con un litoral rocoso, así mismo por bahías y ensenadas alternadas con playas arenosas e islotes rocosos, abarca aproximadamente 12,000 hectáreas de extensión según ICRA (1964), Brattström (1980) y Diaz *et al.* (2000). Se encuentra limitado con el mar Caribe al norte y la Sierra Nevada de Santa Marta al sur. Las bahías y ensenadas que se destacan en el parque corresponden a: Bahía Concha, ensenada de Chengue, Gayraca, ensenada de Negüanje, ensenada de Cinto, Ancón de Guachaquita, y Cañaveral. Las playas de estudio se encuentran ubicadas al NNW de la falla Taganga cuya dirección corresponde SW a NE y cruza gran parte del Parque Tayrona (Figura 10). La litología del parque corresponde a rocas metamórficas y sedimentarias. Las rocas metamórficas corresponden a esquistos de Taganga según INGEOMINAS (2007), que varían entre filitas, esquistos, cuarzosericíticos, cloríticos,

anfibólicos, gráfíticos y mármoles. Las rocas sedimentarias corresponden a arenas y gravas ya que son aluviones recientes.

Para este trabajo se estudiaron dos zonas: playa Macuaca y playa Brava, cuyas coordenadas son 11°19'30.85" N, 74°8'32.32" O y 11°18'11.3" N, 74°11'74.18"O, respectivamente. Playa Macuaca se encuentra ubicada en la ensenada de Chengue, específicamente al oeste, muy cerca de punta Macuaca. Por su parte, Playa Brava se encuentra en Cabo de la Aguja al sur de isla La Aguja.

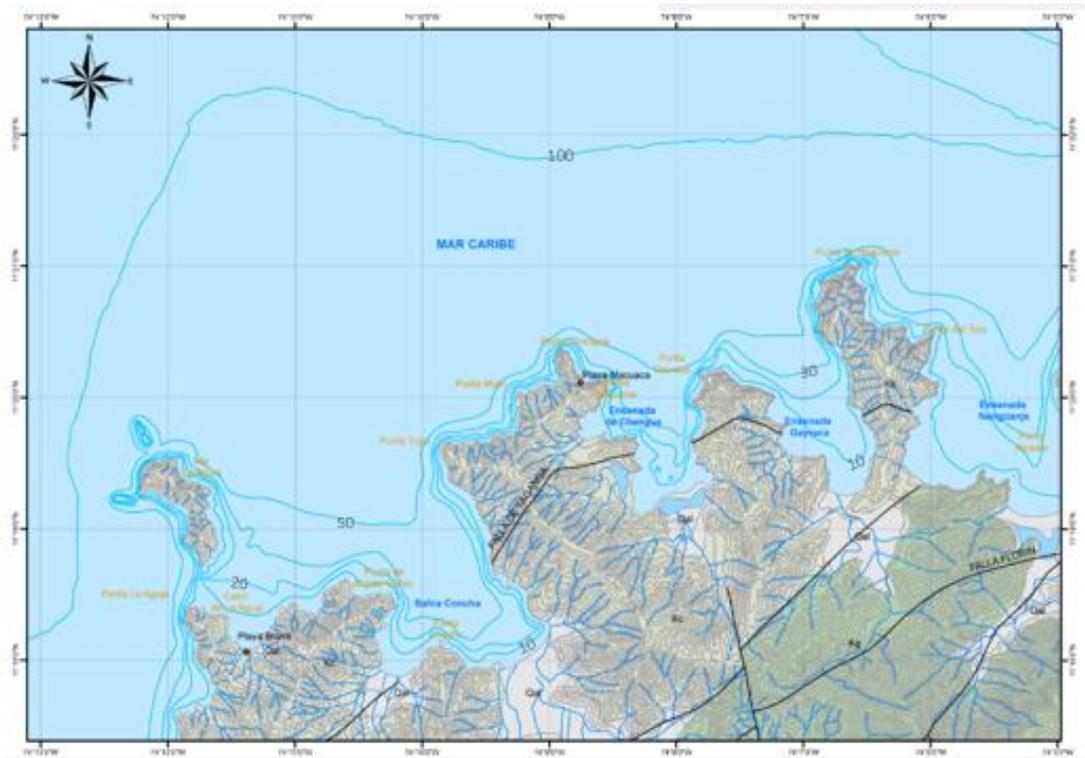


Figura 10. Ubicación de Playa Macuaca y Playa Brava. (Datos tomados del proyecto “Evolución Geohistorica de la Sierra Nevada de Santa Marta”, Ingeominas, Ecopetrol ICP & Invemar, 2008)

8.1 GEOLOGÍA

La Sierra Nevada de Santa Marta se encuentra limitada por la falla Oca, la falla Santa Marta-Bucaramanga y con el lineamiento del Cesar. A esta montaña costera Tschanz *et al.* (1974) la dividen en 4 providencias geotectónicas, las cuales corresponden a la provincia de Perijá, Sierra Nevada, Sevilla y Santa Marta. En la provincia de Santa Marta se encuentran dos cinturones metamórficos de esquistos de diferentes grados de metamorfismo, allí también se encuentra el punto más bajo del macizo SNSM, ubicado exactamente en el Parque Nacional Natural Tayrona (PNNT). La geología estructural de la zona es muy compleja debido a la cantidad de fallas que se encuentran en la SNSM, y por la presencia de 2 placas tectónicas como lo son la placa Caribe y la Suramericana.

El PNNT corresponde al borde ubicado en el NW de la Sierra Nevada de Santa Marta, se encuentra limitado al sur con la falla de Taganga y al este con la falla de Oca. Las litologías presentes en la zona de estudio corresponden a Filitas de Taganga del Oligoceno-Mioceno y depósitos de aluviones del cuaternario (INGEOMINAS *et al.*, 2007). Las Filitas de Taganga según Tschanz *et al.* (1969) están conformadas por filitas cloríticas y sericíticas de color verde claro con una foliación pizarrosa. Dentro de la unidad se encuentran anfibolitas de grano muy fino y talcoesquistos, y es afectada por diques, rocas metaígneas, greenstones cloríticos y rocas masivas. Los depósitos aluviales según INGEOMINAS *et al.* (2007) están constituidos por gravas y fragmentos de rocas metamórficas e ígneas de las múltiples unidades de basamento de la Sierra Nevada de Santa Marta.

9. METODOLOGÍA

9.1 TERRAZAS MARINAS EMERGIDAS

Para el análisis de terrazas marinas emergidas se dedicaron dos días de campo. Se recorrió la zona de estudio describiendo la composición geológica de las terrazas y como estas estaban distribuidas. La clasificación realizada para los niveles de terrazas encontradas en la zona se describe, mediante la localización y los diferentes niveles de altura con respecto al nivel del mar.

La altura de cada terraza corresponde a los datos tomados en la vertical (el salto) entre cada una de ellas y se corrobora mediante un modelo de elevación realizado con un Drone DJI Phantom 4Pro (Figura 11) mediante el software WebODM, la base de la terraza corresponde al nivel más bajo de la geoforma y el techo corresponde al nivel más alto. Las mediciones de largo y ancho de las terrazas se realizan mediante el modelo de elevación creado con el Drone a una altura de 50 metros y datos obtenidos en campo. Para el recorrido del Drone se diseña una malla para que cubra la mayor área posible de las ensenadas también se realizaron perfiles en dirección transversal a las playas mediante GNSS GEOMAX y el DEM para poder observar los niveles de terrazas en el terreno.



Figura 11. Drone DJI Phantom 4Pro, utilizado para realizar el levantamiento de terrazas marinas emergidas.

9.2 TERRAZAS MARINAS SUMERGIDAS

Para el análisis de terrazas marinas sumergidas se realizaron también dos días de campo, y se contó con equipos para la adquisición del fondo marino. Se utilizó el perfilador de subsuelo (Transductor SES 2000) con una frecuencia baja de 4-15 kHz y una alta frecuencia de 100 kHz localizado a 85 cm entre la lancha y el agua. Los registros se obtuvieron mediante el equipo SES 2000 Compact de INNOMAR, montado sobre un soporte en la embarcación de tamaño menor llamada Makaira azul (Figura 12). Para la estimación de la velocidad promedio del sonido en la columna de agua se utilizó un perfilador. El equipo se conectó a un sensor de movimiento para hacer las correcciones por olaje y al computador portátil externo donde se utilizó el programa SES. Al perfilador en la parte de arriba se conectó un sistema de posicionamiento GNSS GEOMAX para realizar la sincronización de posición y correcciones de localización. El levantamiento se realizó en proyecciones de coordenadas planas UTM zona 18 Norte, Datum WGS84.

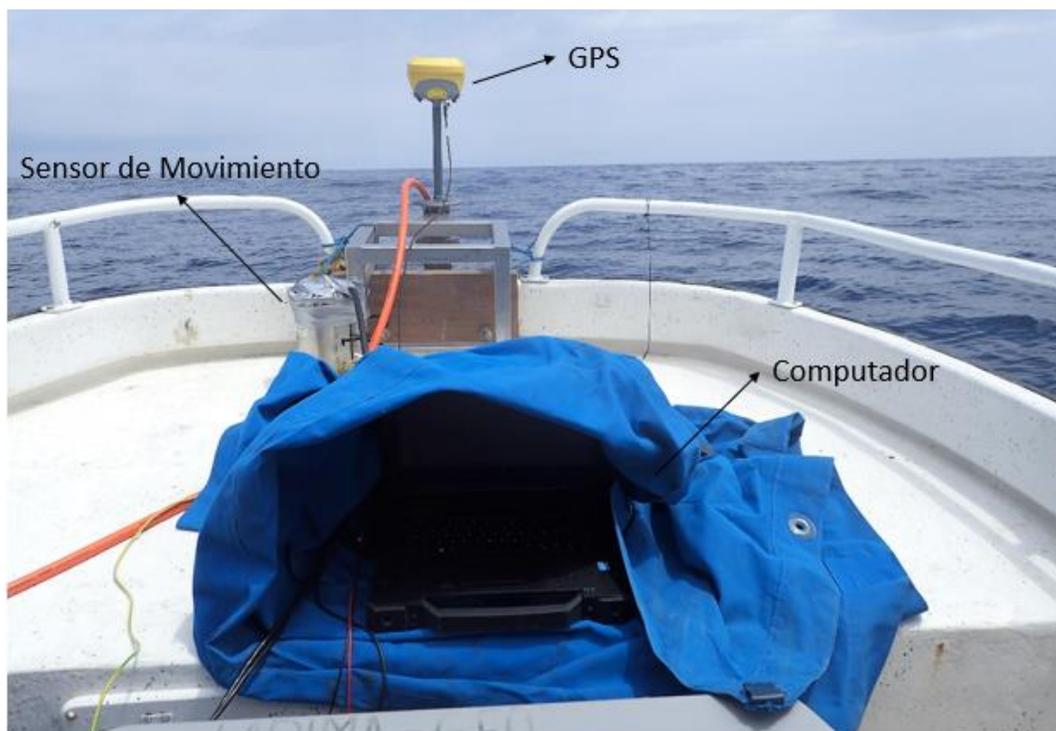


Figura 12. Procesamiento de recolección de datos en terrazas sumergidas.

El levantamiento tuvo como recorrido lineal un total de 24.14 km, en cuatro trayectos (dos para cada playa) que comenzó en la línea de costa y se alcanzó hasta la isobata de 100 m identificada en la carta náutica (CIOH, 2011), además de la profundidad dado por el perfilador (Figura 13). En playa Macuaca se obtuvo un recorrido de aproximadamente 4.5 km en cada línea, y en playa Brava se obtuvo un recorrido por línea aproximadamente de 7.5 km. La velocidad de los trayectos en la lancha fue de aproximadamente 7.4 km/h (4 nudos). El tiempo promedio de levantamiento fue de 3.2 horas. Se obtuvo un pronóstico de marea entre 0 - 0.27 m lo cual no afectó la actividad.

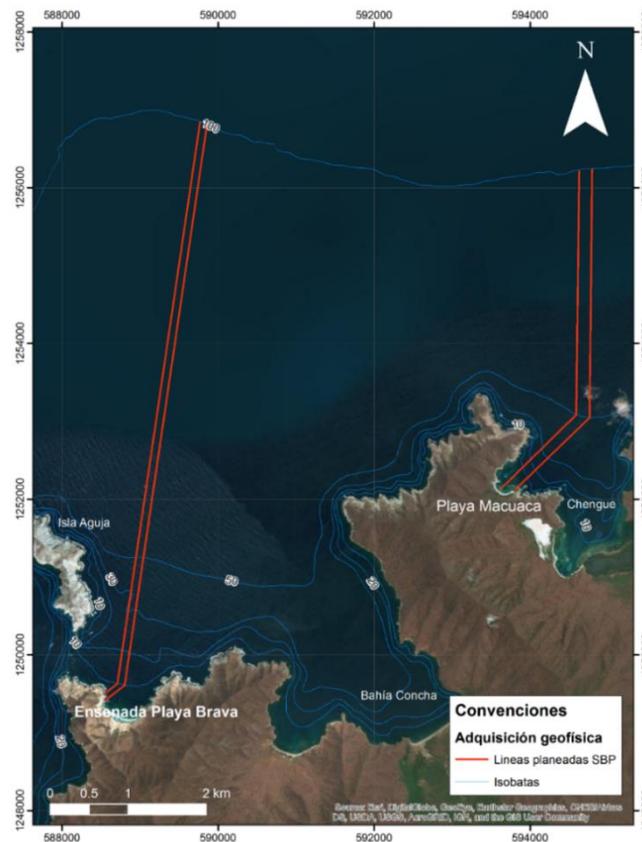


Figura 13. Líneas establecidas para la toma de datos en campo.

Se realizaron correcciones para obtener los perfiles de batimetría y tener una medida exacta de profundidad según Ballester y Garcia (2010). Las correcciones consisten en medir las mareas, velocidad del sonido, compensación del oleaje y corrección de GPS (cabeceo, balanceo y rumbo). Las correcciones de GPS se realizan debido al movimiento de la embarcación. La embarcación genera 3 rotaciones en los ejes ortogonales. El cabeceo

corresponde al movimiento en el eje X (Figura 14), el balanceo corresponde al movimiento cuya rotación corresponde al eje Y (Figura 15) y el rumbo corresponde al movimiento en el eje Z (Figura 16).

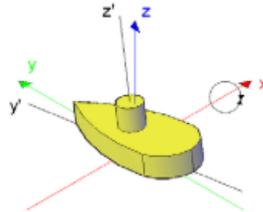


Figura 14. Ejemplo de movimiento de Cabeceo. Tomado de Balletero y Garcia (2010).

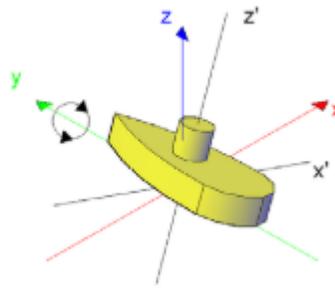


Figura 15. Ejemplo de movimiento de balanceo. Tomado de Balletero y Garcia (2010).

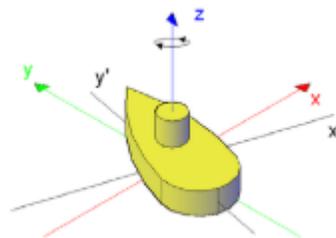


Figura 16. Ejemplo de movimiento de rumbo. Tomado de Balletero y Garcia (2010).

Como último se realizó el trabajo en oficina, el cual corresponde al procesamiento de datos, se usó el software ISE, donde se insertaron las correcciones de velocidad del sonido, corrección de oleaje y corrección de marea. Una vez realizado todo este procedimiento las imágenes se revisaron para la identificación de terrazas sumergidas.

10. RESULTADOS

10.1 ENSENADA MACUACA

Terrazas Emergidas

Las terrazas marinas de la ensenada de Macuaca, se encuentran localizadas al sur-este ($11^{\circ}19'30.69''N$, $74^{\circ}8'24.78''O$) de la playa, donde se encuentran 2 niveles de terrazas, las cuáles se encuentran alteradas por la fuerza del oleaje y por disolución (Figura 17). Estas terrazas se encuentran basculadas hacia el sur, por ende, su espesor es mayor hacia el norte.

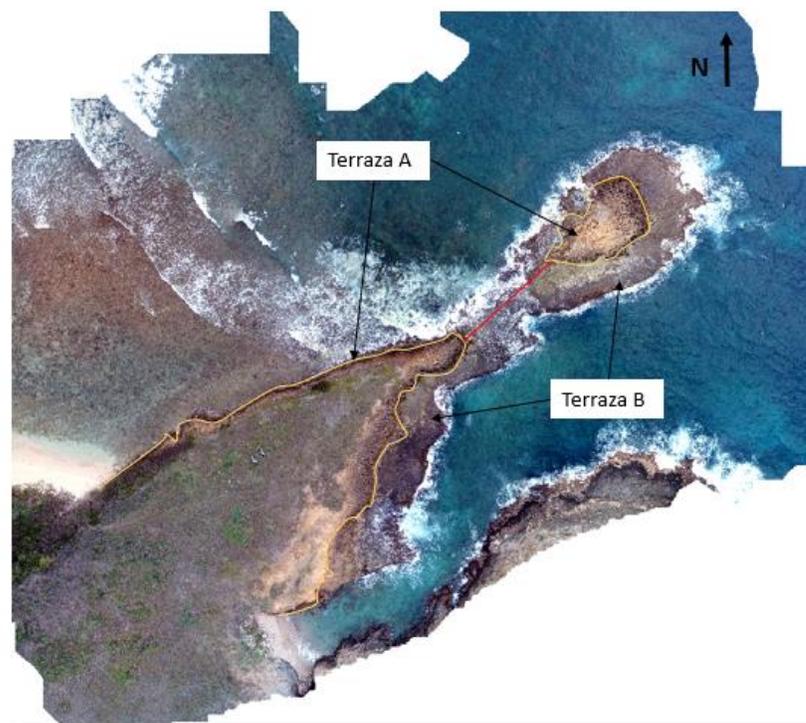


Figura 17. Ensenada Macuaca, presencia de dos niveles de terrazas. Terraza A, corresponde a la terraza más elevada, terraza B corresponde a la terraza encontrada al nivel del mar.

La primera terraza (A) se encuentra a mayor elevación que la terraza B y presenta vegetación indicando madurez de la geoforma. La terraza está constituida por roca arenisca, y se encuentra meteorizada física y químicamente por la acción del agua. Cuenta con una longitud aproximada de 170 m y un ancho de aproximadamente 36 m. Hacia el norte presenta una disección de aproximadamente 40 m creada por la acción y fuerza del

agua (Figura 17, y 18), esto también crea en la roca disoluciones circulares y se observa bioerosión producida por microorganismos (Figura 19 y 20).



Figura 18. Desección creada por la acción y fuerza del agua.



Figura 19. Bioerosión en el eje vertical de las terrazas.

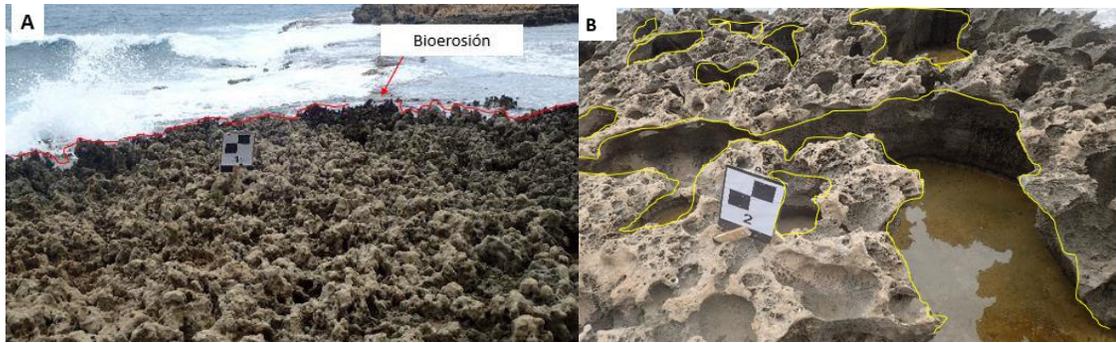


Figura 20. Bioerosión (a) y disoluciones circulares (b).

El espesor de la terraza A cuenta con dos espesores de aproximadamente 1.50 m y 1.80 m, respectivamente corresponden en dirección sur y norte. Al analizar dos perfiles verticales de la terraza, se encuentra que la roca contiene granos de tamaño arena media y fina, y la presencia de granos es mayor que la presencia de matriz (Figura 21).

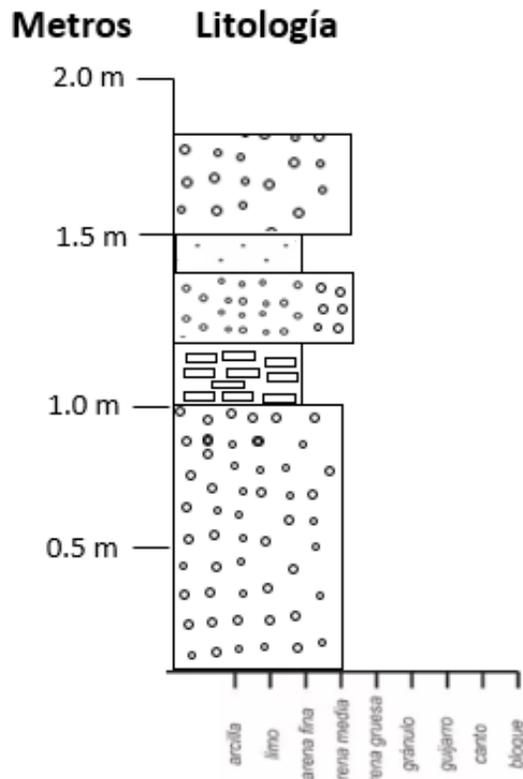


Figura 21. Columna sedimentaria de terraza(A).

Dentro de la terraza se encuentra una capa de líticos que mide de largo 2.5 km. Esta capa se encuentra a la altura en el norte a los 10 cm y hacia al sur se encuentra a 1.0 m. La capa de líticos tiene un ancho entre 5 y 30 cm, los cuales tienen una longitud aproximada de 7 cm y se encuentran alineados en sentido N-S (Figura 22). Posterior a esta capa, se presenta una capa de arena media y fina con bioperturbación en el ambiente, ya que cuenta con la presencia de cuevas de cangrejo y/o raíces (Figura 23).



Figura 22. Capa de líticos, observados en la terraza.



Figura 23. Bioperturbación encontrada en la terraza A, cuevas de cangrejos y/o raíces.

La terraza actual (B) corresponde a la terraza que se encuentra sobre el nivel del mar, tiene una longitud de 205 m y un ancho de aproximadamente 20 m. Se presenta una terraza con tamaño de grano de arena fina y media con presencia de líticos (Figura 24). La plataforma se presenta continua, en ciertas partes se encuentra con disolución en forma circular, y en esta terraza igualmente se observa bioerosión. Los espesores de la terraza corresponden a 1.40 m al sur y al sector norte de la terraza no fue posible medir debido al oleaje presente en la zona.



Figura 24. Muestra de tamaños de granos de la roca.

Terrazas Sumergidas

El fondo marino de la ensenada Macuaca analizado para este estudio corresponde a una profundidad entre 0 y - 100 m. A continuación, se presenta la información tomada en 3 partes para no perder resolución en la imagen. La primera sección corresponde a la profundidad que va entre los 0 y 46 m. En esta zona entre los 0-20 metros se observa un coral, debido a la estructura y la primera terraza marina. La terraza marina (C) se encuentra ubicada entre los 30 y 40 m de profundidad, cuenta con un salto de aproximadamente 10 m y con una pendiente de 4.48° . En la figura 25 observa dos texturas, la primera probablemente se puede asociar a una estructura coralina debido a la rugosidad en la imagen y la segunda posiblemente corresponde al basamento.

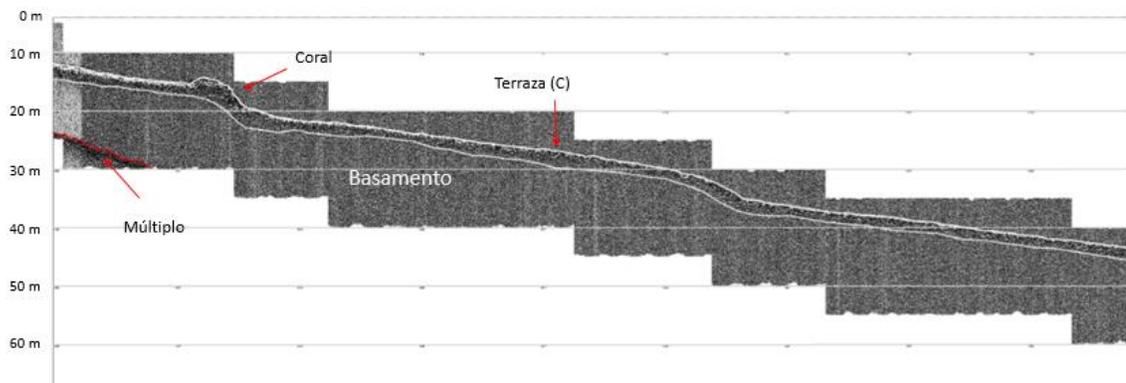


Figura 25. Sección 1 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 0 y 47 metros.

En la segunda sección del perfil, la profundidad corresponde entre los 45- 75 metros de profundidad. Se encuentran 4 terrazas seguidas. La terraza (D) corresponde a la terraza entre la profundidad de 55 y 62 m, tiene un salto de 7 m y un ángulo de inclinación de 9° . Entre los 62 y 76 m se encuentra 4 terrazas seguidas y escalonadas las cuales corresponden a terrazas; (E) se encuentra entre la profundidad 62-63 m, cuenta con un salto de 1 m y no tiene ángulo de inclinación. La terraza (F) se encuentra entre las profundidades de 63-68 m, cuenta con un salto de 5 m y no cuenta con ninguna inclinación. La terraza (G) se encuentra entre las profundidades de 68 y 70 m, cuenta con un salto de 2 m y con una inclinación de 3° . Por último, se encuentra la terraza (H) la cual se encuentra entre las

profundidades 75-78, tiene un salto de 3 m y cuenta con 15° en el ángulo de inclinación (Figura 26).

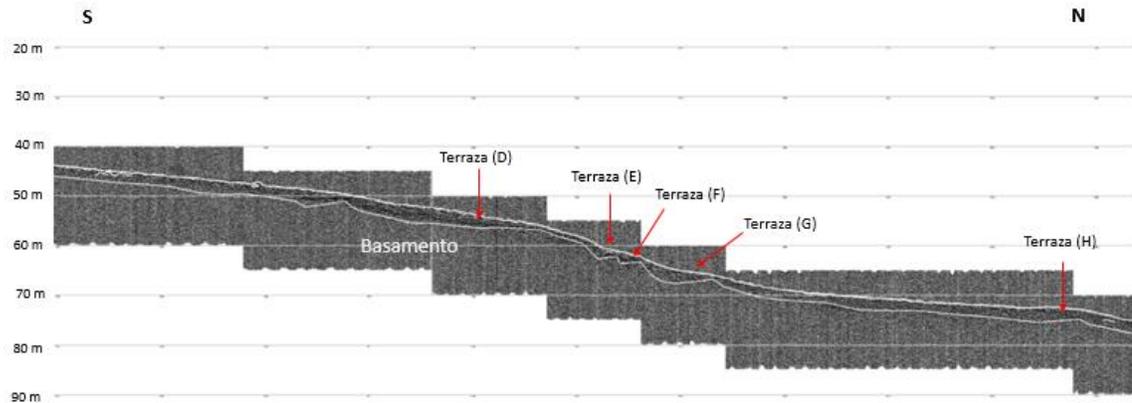


Figura 26. Sección 2 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 40 y 78 metros.

Por último, la sección 3, para las profundidades que corresponden entre los 75 y 100 m. Se encuentra una plataforma de amplia longitud, entre los 78 y 90 m, la cual levemente tiene un ángulo de inclinación de 5° . En el basamento se encuentra una estructura cóncava, que por su geoforma apunta ser un montículo. A los 90 m de profundidad la sección muestra una pendiente más abrupta de aproximadamente 20° que va hasta el final del perfil (Figura 27).



Figura 27. Sección 3 perfil Ensenada Macuaca, profundidad entre 70 y 100 metros.

10.2 ENSENADA BRAVA

Terrazas emergidas

Las terrazas marinas de la ensenada Brava se encuentran ubicadas principalmente en el sector norte de la playa (Figura 28). Esta ensenada es caracterizada por tener un fuerte oleaje y por presentar varias playas en forma de bolsillo, así mismo se encuentra dunas antiguas de aproximadamente 2 m de altura (Figura 29), previamente estudiadas y registradas por Idárraga *et al.* (2011).

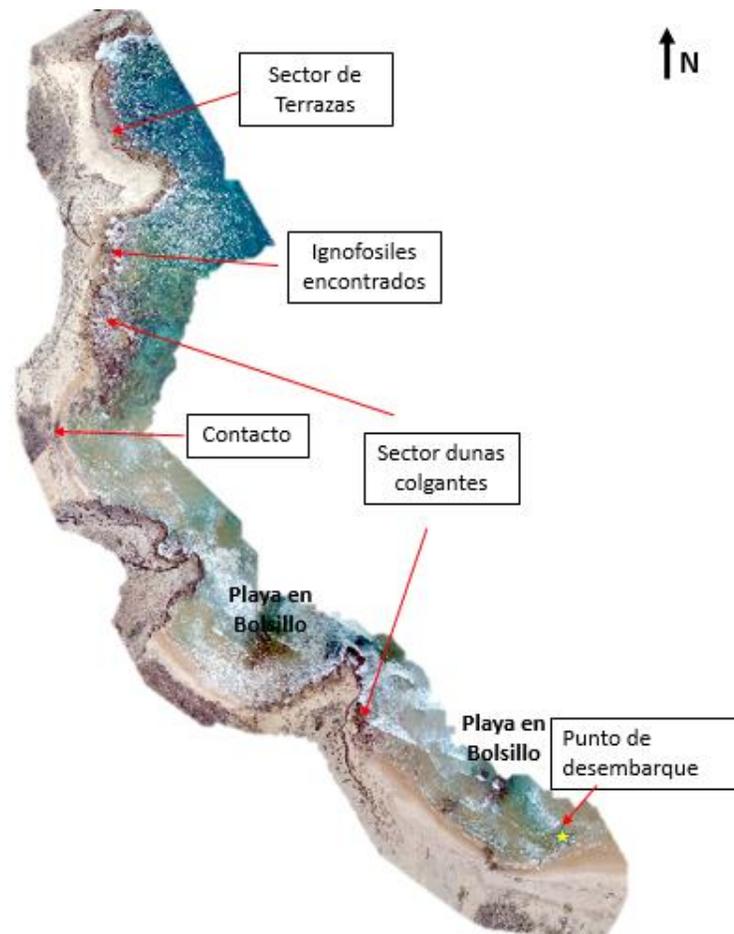


Figura 28. Ubicación de información encontrada en la ensenada Brava.



Figura 29. Duna antigua encontrada en la ensenada Brava.

Al SE de la playa a unos 400 m del inicio de la playa en las coordenadas; $11^{\circ}17'57.69''N$, $74^{\circ}11'16.17''O$, se realiza un perfil transversal desde la cima de una duna, hasta una terraza marina. La duna principalmente contiene vegetación y se observa arena fina con la presencia de ignofosiles y bioperturbación evidenciada por raíces y cuevas de cangrejos. Posterior a esto se encuentra una pequeña depresión en la cual la superficie es más sólida de arena litificada con granos de tamaño medio, presenta bioerosión, pero suave. Al llegar a la altura de una superficie de abrasión esta, se encuentra con algas, círculos de disolución y bioerosión muy marcada. La plataforma de abrasión está en constante interacción con el agua por el oleaje, pero se encuentra aproximadamente a 0.5 m de altura (Figura 30).

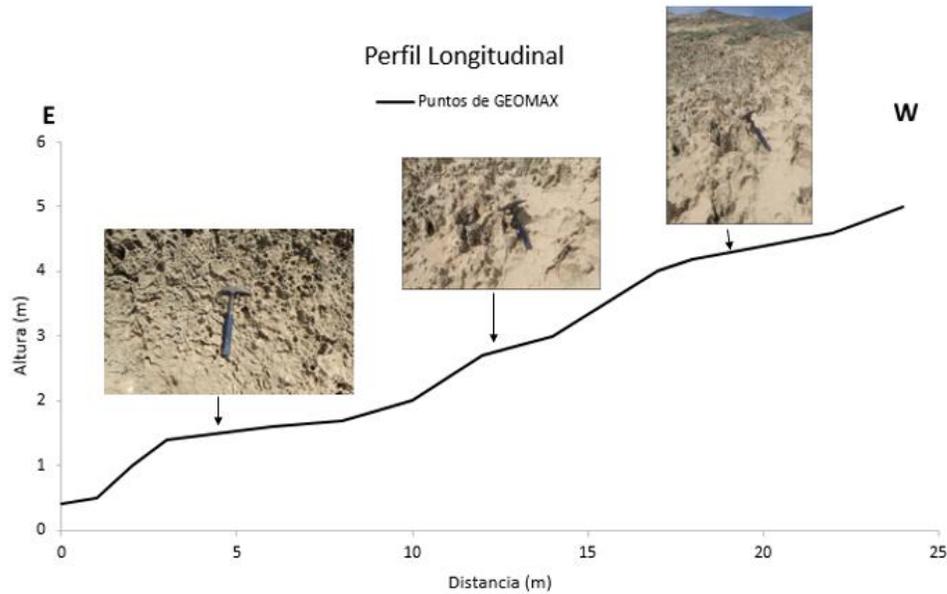


Figura 30. Perfil altitudinal desde una duna antigua hasta una terraza creado para observar el cambio de pendiente y estructuras.

En las coordenadas; 11°18'2.54"N, 74°11'20.64"O, se analiza la presencia de ignofosiles mucho más grandes, posiblemente raíces de árboles en la zona (Figura 31). Se encuentra así mismo un contacto entre arena fina y filita de Taganga, la foliación de la filita de Taganga se encuentra en dirección SN (Figura 32).



Figura 31. Presencia de ignofosiles, presencia de raíces de árboles.



Figura 32. Contacto entre roca sedimentaria y roca metamórfica, playa Brava.

En la zona norte ($11^{\circ}18'7.24''N$, $74^{\circ}11'20.11''O$) de la ensenada se encuentran dos niveles de terrazas (Figura 34). La terraza A' corresponde a la terraza más antigua encontrada en la zona. La terraza cuenta con una longitud de 100 m, y un ancho de aproximadamente 13 m, está compuesta principalmente por arena media a fina que se encuentra litificada y se encuentra ubicada aproximadamente a 2.3 msnm. Una capa de arena fina cubre gran parte de la terraza (Figura 33).

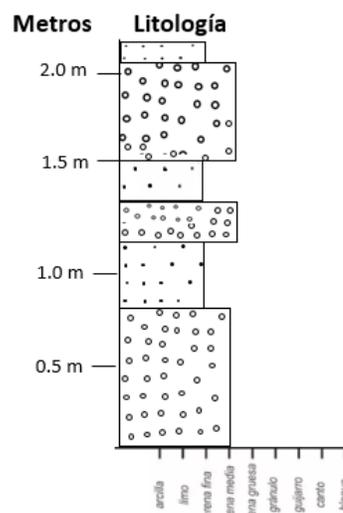


Figura 33. Columna sedimentaria de terraza A' ensenada Brava.

La terraza B', se encuentra sobre el nivel actual del mar, cuenta con una longitud de 129 m y un ancho de 3 m, está compuesta principalmente por algas y arena media a fina litificada (Figura 34). También se observa la presencia de disolución circular, formada principalmente por la interacción del agua y oleaje con la plataforma.

La altura con respecto al fondo marino no fue posible medir debido al oleaje, se hace una estimación de aproximadamente 5 msnm.



Figura 34. Dos niveles de terrazas encontradas en Ensenada Brava.

El salto generado entre la plataforma A' y la B', corresponde a un salto de aproximadamente 2.3 - 4 m. Se encuentran las estructuras de erosión bioerosión en la vertical, y en estas, se encuentran laminaciones cruzadas y evidencia de un alto grado de erosión por las estructuras de disolución (Figura 35). El salto se encuentra conformado por arenisca litificada.



Figura 35. Salto de terraza marina, con presencia de laminación cruzada creada por alto grado de erosión.

En las coordenadas; $11^{\circ}18'8.45''N$, $74^{\circ}11'20.45''O$, al norte de las terrazas se observa una superficie de erosión entre dunas y roca metamórfica posiblemente filita. La superficie de erosión tiene aproximadamente 20 m y de ancho cuenta con 45 cm (Figura 36).



Figura 36. Superficie de erosión entre dunas y roca metamórfica.

Terrazas Sumergidas

En la ensenada Brava en el perfil de subsuelo entre las profundidades de 0 – 100 metros se encontró una capa continua la cual tiene una rugosidad suave, posterior a esta capa se encuentra el basamento. Por calidad de imagen, el perfil se divide en 3 zonas. La primera sección corresponde a las profundidades entre 0 y 47 m, allí se obtuvieron tres terrazas marinas. La primera terraza marina (I), se encuentra ubicada entre 14 y 16 m de profundidad, cuenta con un salto de 2 m y no presenta inclinación. La segunda terraza marina (J) está situada en el rango de profundidad entre 28 y 40 m, cuenta con un salto de aproximadamente 12 m y la pendiente del salto corresponde a unos 20°. Entre los 40 y 42 m, se presenta un posible depósito en forma de lente. La tercera terraza (K) se encuentra ubicada entre los 44 y 46 m, esta terraza no presenta pendiente y cuenta con un poco de rugosidad (Figura 37).

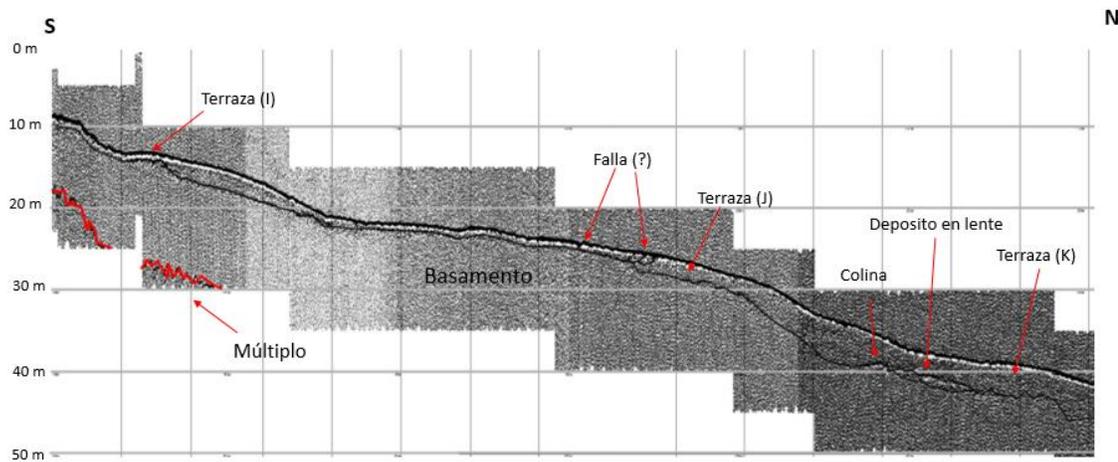


Figura 37. Perfil sección 1 ensenada Brava, profundidad entre 0 y 47 metros.

La sección 2 corresponde a las profundidades que van de 30 a 70 m. Entre las profundidades de 42 y 48 m, se encuentran dos terrazas escalonadas (K y L). La terraza (L), cuenta con un salto de 2 m, una rugosidad baja y no presenta inclinación. Entre los 47 y 50 m de profundidad se encuentran estructuras de montículos. Posterior a estas estructuras se encuentra a los 50 m de profundidad la terraza (M), con un salto de aproximadamente 1.5 – 2 m. La terraza (N), se encuentra ubicada en profundidades entre 60-72 m, cuenta con un salto de 12 m y su pendiente corresponde aproximadamente a 16°. Al observar el perfil generado del subsuelo, se encuentra dos lineamientos entre 54 y 56

m, y 73 y 75 m de profundidad, posiblemente se le atribuye a una micro falla en el sector (Figura 38).

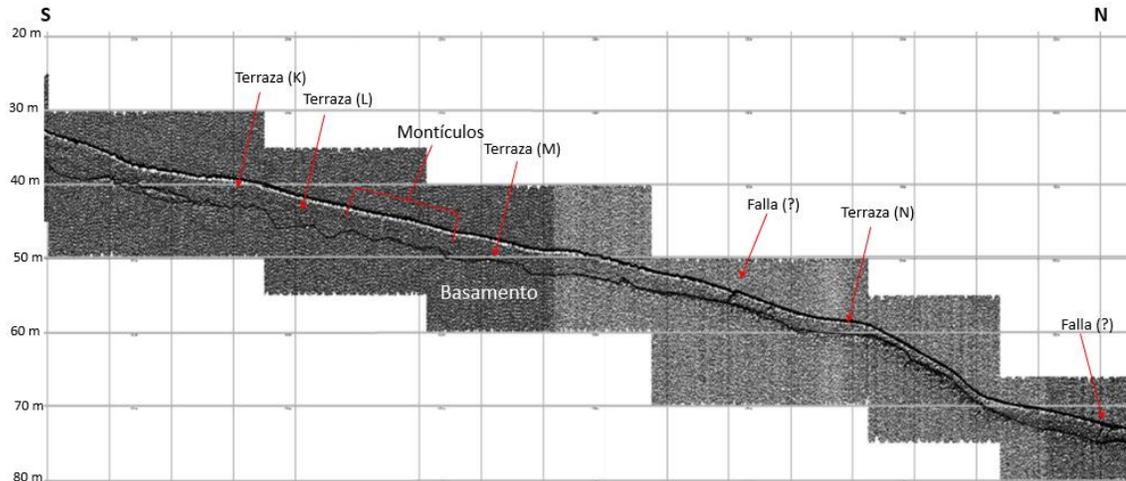


Figura 38. Perfil sección 2 de la ensenada Brava, entre 30 y 78 metros de profundidad.

Por último, la sección 3 corresponde al rango entre 70 y 100 m. La presencia de una última terraza (H), se encuentra entre las profundidades de 75 y 81 m y con un salto de 6 m, la cual presenta una textura suave. A continuación de la terraza, en la plataforma se encuentran estructuras onduladas de aproximadamente 1 a 2 m de altura repartidos entre los 82 y 90 m de profundidad. Finalmente, se presenta una depresión en la plataforma a una profundidad de 92 m (Figura 39)

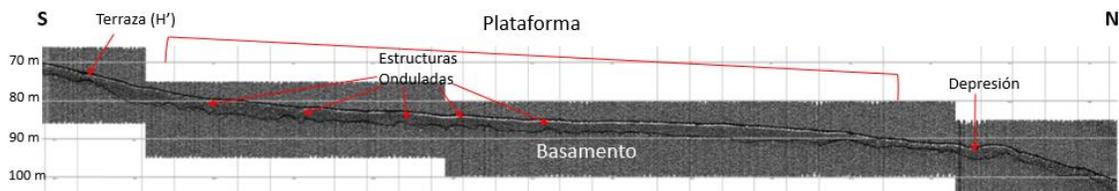


Figura 39. Perfil sección 3, ensenada Brava, entre 70 y 100 metros de profundidad

11. DISCUSIÓN

Para el Caribe colombiano Khan *et al.* (2017), generaron un modelo del nivel relativo del mar. Este modelo se desarrolló mediante la recopilación de estudios secundarios, incluyendo además modelos de regresión de altura de mareas, logrando así generar unas tablas donde se observa el nivel relativo del mar con las respectivas edades para el Mar Caribe (Tabla 1). Los datos obtenidos de las terrazas marinas en las ensenadas de Macuaca y Brava son graficados en la figura 40, para obtener edades relativas de las terrazas mediante la correlación de su profundidad con lo encontrado por otros autores como: Angulo *et al.* (2006), Khan *et al.* (2017) y Cooper *et al.*,(2018). Es importante rescatar que la tabla generada por Khan *et al.* (2017), solo llega hasta los 10,000 años o una profundidad de 50 m; a mayor profundidad las terrazas son asociadas a las curva generada por Cooper *et al.*(2018) que abarca hasta los 24,000 años o 140 m de profundidad.

Tabla 1. Altura del nivel del mar relativo hasta el presente (tomada de Khan et al., 2017).

Site	1 to 0 ka	2 to 1 ka	3 to 2 ka	4 to 3 ka	5 to 4 ka	6 to 5 ka	7 to 6 ka	8 to 7 ka	9 to 8 ka	10 to 9 ka
South Florida	-0.6 ± 0.9	-1.1 ± 0.9	-1.7 ± 0.8	-2.3 ± 0.8	-3.3 ± 0.8	-4.5 ± 0.9	-6.5 ± 0.9	-9.1 ± 0.9	-13.3 ± 1.0	-17.5 ± 1.2
Cuba	-0.8 ± 0.4	-1.3 ± 0.4	-1.8 ± 0.5	-2.2 ± 0.7	-2.9 ± 0.7	-3.9 ± 0.8	-5.9 ± 0.9	-8.3 ± 1.0	-12.2 ± 1.0	-16.3 ± 1.2
Mexico	0.1 ± 0.6	-0.1 ± 0.7	-0.6 ± 0.8	-1.0 ± 0.9	-1.8 ± 1	-2.6 ± 1.1	-4.2 ± 1.2	-6.7 ± 1.3	-12.1 ± 1.5	-18.1 ± 1.8
Bahamas	-1.0 ± 0.4	-1.4 ± 0.5	-1.8 ± 0.7	-2.2 ± 0.8	-3.0 ± 0.9	-4.0 ± 1.1	-5.8 ± 1.2	-8.3 ± 1.2	-12.1 ± 1.3	-16.1 ± 1.4
Cayman	-1.0 ± 0.3	-1.4 ± 0.2	-1.8 ± 0.4	-2.0 ± 0.5	-2.5 ± 0.7	-3.3 ± 0.8	-5.2 ± 0.9	-7.6 ± 0.9	-11.8 ± 1.0	-16.3 ± 1.2
Belize	-0.5 ± 0.4	-0.8 ± 0.4	-1.3 ± 0.4	-1.5 ± 0.4	-2.0 ± 0.3	-2.6 ± 0.3	-4.3 ± 0.3	-6.7 ± 0.3	-11.9 ± 0.6	-17.6 ± 1.1
Jamaica	-0.2 ± 0.4	-0.6 ± 0.3	-0.9 ± 0.3	-1.2 ± 0.3	-1.7 ± 0.3	-2.5 ± 0.3	-4.4 ± 0.3	-6.9 ± 0.3	-10.7 ± 0.6	-15 ± 0.9
Honduras	-0.8 ± 0.4	-1.2 ± 0.4	-1.6 ± 0.5	-1.8 ± 0.6	-2.3 ± 0.7	-3.1 ± 0.8	-5.1 ± 0.8	-7.7 ± 0.8	-12.7 ± 0.9	-18.2 ± 1.2
Dominican Republic	-0.2 ± 1.0	-0.6 ± 1.0	-1.0 ± 1.0	-1.4 ± 1.1	-2.1 ± 1.1	-2.9 ± 1.2	-4.7 ± 1.2	-7.1 ± 1.2	-11.0 ± 1.3	-15.6 ± 1.4
Puerto Rico	0.1 ± 0.8	-0.4 ± 0.8	-1.1 ± 0.8	-1.7 ± 0.9	-2.7 ± 0.9	-3.5 ± 0.9	-5.1 ± 0.9	-7.8 ± 1.0	-12.3 ± 1.1	-17.8 ± 1.2
St. Croix	0.1 ± 0.6	-0.6 ± 0.5	-1.3 ± 0.6	-1.9 ± 0.6	-2.9 ± 0.6	-3.7 ± 0.7	-5.3 ± 0.8	-8.1 ± 0.8	-12.9 ± 1.0	-18.7 ± 1.2
Colombia	-0.2 ± 1.1	-0.4 ± 1.1	-0.7 ± 1.1	-0.8 ± 1.1	-1.3 ± 1.2	-2.1 ± 1.2	-4.1 ± 1.2	-7.0 ± 1.3	-11.5 ± 1.5	-17.0 ± 1.7
Curacao	-0.2 ± 0.9	-0.4 ± 0.9	-0.7 ± 0.9	-0.8 ± 0.9	-1.3 ± 0.9	-1.9 ± 1.0	-3.6 ± 1.0	-6.4 ± 1.1	-11.2 ± 1.3	-17.2 ± 1.6
Antillas	0.4 ± 0.6	0.0 ± 0.6	-0.4 ± 0.7	-0.7 ± 0.8	-1.7 ± 0.8	-2.5 ± 0.9	-4.2 ± 1.0	-7.6 ± 1.0	-13.6 ± 1.1	-21.1 ± 1.1
Panama	-0.5 ± 0.4	-0.8 ± 0.6	-1.2 ± 0.8	-1.5 ± 0.9	-2.1 ± 1.0	-3.2 ± 1.0	-5.9 ± 1.0	-9.2 ± 1.1	-14.0 ± 1.4	-19.4 ± 1.8
Western Venezuela	-0.1 ± 0.5	-0.2 ± 0.4	-0.4 ± 0.3	-0.5 ± 0.3	-1.0 ± 0.4	-1.5 ± 0.6	-3.2 ± 0.8	-6.0 ± 1.0	-11.1 ± 1.3	-17.5 ± 1.6
Barbados	0.5 ± 0.7	0.4 ± 0.7	0.2 ± 0.7	0.1 ± 0.7	-0.7 ± 0.7	-1.4 ± 0.8	-3.1 ± 0.9	-6.6 ± 1.0	-13.1 ± 1.1	-21.2 ± 1.0
Trinidad	0.0 ± 0.7	-0.1 ± 0.8	-0.2 ± 0.8	-0.3 ± 0.8	-0.9 ± 0.8	-1.3 ± 0.8	-2.7 ± 0.9	-5.8 ± 0.9	-12.0 ± 1.1	-20.0 ± 1.2
Orinoco	-0.4 ± 0.5	-0.5 ± 0.4	-0.5 ± 0.5	-0.4 ± 0.4	-0.7 ± 0.4	-0.9 ± 0.4	-2.0 ± 0.5	-4.9 ± 0.8	-10.9 ± 1.1	-18.9 ± 1.3
Suriname and Guyana	0.8 ± 0.6	1.0 ± 0.7	1.2 ± 0.9	1.5 ± 1.0	1.3 ± 0.9	1.3 ± 0.9	0.6 ± 0.8	-1.8 ± 0.8	-7.9 ± 1.0	-16.4 ± 1.5

En la figura 40, también se observa que en la zona de estudio existen terrazas marinas ubicadas entre 0 y entre 1,6 y 2,6 m de altura, en ambas ensenadas, las cuales coinciden con lo encontrado por Angulo *et al.*, (2006), quienes describen un evento de subida del nivel del mar hace 5,000 años aproximadamente. Esto podría evidenciar que sí ocurrió un evento de máximo nivel del mar en las costas del Caribe colombiano a mediados del Holoceno. Por otro lado Khan *et al.* (2017) dice que el máximo nivel del mar en el Caribe colombiano llegó a unos 0,9 m sobre el nivel actual, significando esto que terrazas marinas encontradas a mayor altura corresponderían a la tasa de elevación de la Sierra Nevada de

Santa Marta que aún son desconocidas. Dichas tasas de elevación podrían estar asociadas a la tasa de movimiento de la Falla Bucaramanga-Santa Marta, la cual es menor a 2 mm/año según INGEOMINAS *et al.* (2008) y el movimiento de la Falla Oca, el cual varía entre 0,2 y 0,5 mm/año según Chicangana *et al.* (2011) e INGEOMINAS *et al.* (2007).

Una vez realizada la correlación entre la profundidad y la edad de las terrazas, estas terrazas son asociadas a la recopilación de curvas relativas del nivel del mar realizadas por Cooper *et al.* (2018) (Figura 40), donde los puntos de deshielo propuestos por Cooper *et al.* (2018) se prolongan a lo encontrado en las ensenadas de este estudio. Correspondiendo entonces que la terraza encontrada a una profundidad de 14 m estaría según el gráfico de Cooper *et al.* (2018) asociada al pulso de desglaciación 1C y estaría correlacionada a la curva propuesta para el nivel del mar en el Holoceno temprano y medio. La terraza encontrada a 28 m de profundidad tendría una edad relativa de aproximadamente 9,000 y 11,000 años, y estaría relacionada al nivel constante inferido del mar según Cooper *et al.* (2018). Las terrazas encontradas entre los 28 y 55 m de profundidad se tendrían edades entre de 10,000 y 12,000 años, y podrían estar marcando el nivel constante producido por casquetes de hielo y por pulsos de agua, específicamente el evento 1B, el cual corresponde a la parte final del Younger Dryas, identificado en la curva generada por Cooper *et al.* (2018). Por la coincidencia obtenida entre las terrazas y la curva generada por los autores, las terrazas encontradas entre los 60 y 75 m de profundidad corresponderían a edades entre los 13,000 y 15,000 años, nuevamente estas terrazas podrían estar asociadas a pulsos producidos por el derretimiento de glaciales. Con respecto a la plataforma encontrada entre los 90 y 100 m de profundidad, tendría una edad de aproximadamente de 16,500 a 19,000 años, asociadas a la estabilización ocurrida después del máximo retroceso del mar.

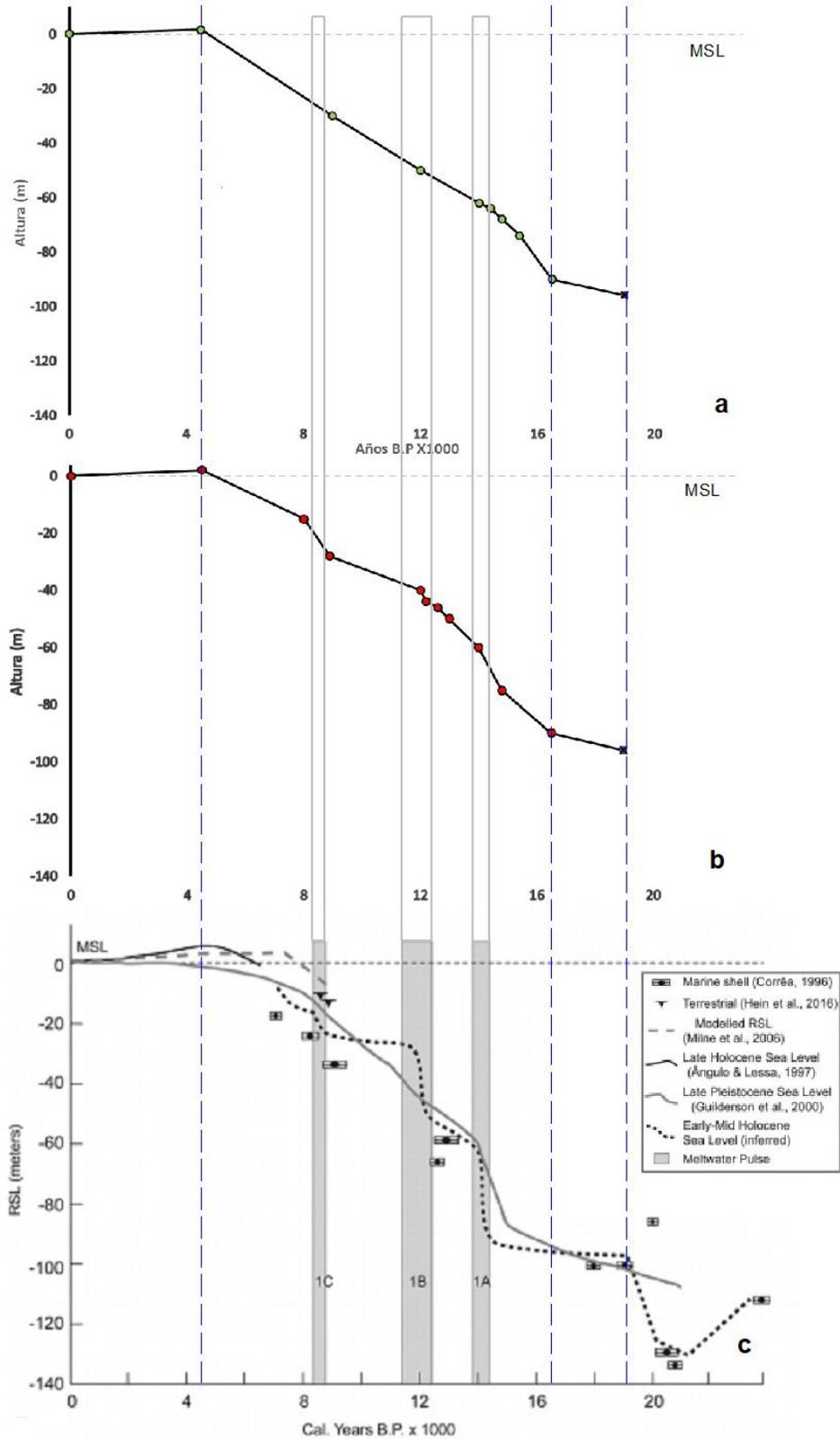


Figura 40. Curvas de nivel generadas con la altura-profundidad de las terrazas marinas encontradas en ensenada de Macuaca (a) y ensenada Brava (b), comparadas con lo presentado por Cooper *et al.*, 2018 (c). El asterisco morado en las gráficas a y b determina la finalización del perfil de subsuelo o en dado caso el punto mayor en profundidad obtenido.

12. CONCLUSIONES

- Se obtiene que en Playa Macuaca y Playa Brava las terrazas son de edades entre el Holoceno y el Pleistoceno.
- Debido a que en ensenada Brava se observan terrazas marinas posteriores a un evento de desglaciación, es posible afirmar que éstas pueden estar asociadas a procesos tectónicos inducidos en la zona.
- Las terrazas sumergidas examinadas podrían tener edades menores a 20,000 años ya que se encuentran por encima de los 100 m de profundidad, fechadas relativamente a partir de la correlación con otros estudios.
- Las terrazas marinas de ensenada Macuaca y Brava, pueden ser trazadores de cambios de nivel del mar a escala global, ya que la mayoría coinciden con eventos de deshielo, identificados en otros estudios.
- La plataforma marina encontrada entre los 90 y 100 m estaría marcando el nivel máximo que retrocedió el mar en el Caribe Colombiano hace 19,000 años.
- Las terrazas marinas emergidas con altura entre 1.7 y 2.6 m, indicarían cambios tanto del nivel del mar como cambios tectónicos (levantamiento) de la zona correspondientes a un posible rebote cortical en la zona del Caribe, correspondientes a un nivel máximo del mar hace aproximadamente 4,500 años.

13. RECOMENDACIONES

El trabajo anteriormente descrito abre múltiples caminos para nuevos estudiantes que deseen realizar estudios al respecto de la temática del cambio del nivel del mar en la zona del Caribe Colombiano. Para un estudio más profundo se requiere un estudio más detallado que incluya:

1. Estudios de datación con isotopos de oxígeno, carbono U/Th y palinología para obtener edades no relativas.
2. Núcleos de terrazas encontradas para completar tanto la estratigrafía como la sedimentología de estas terrazas
3. Estudio detallo de geología estructural en la zona, para poder así establecer si las fallas o la geología estructural me están modificando las terrazas encontradas.
4. Muestras sedimentológicas y grabaciones en video mediante buceo, para poder realizar un estudio de diferentes ambientes geomorfológicos y biológicos de los fondos marinos que se conforman estas terrazas.

Por último se sugiere realizar un modelo de cambios del nivel del mar en el Caribe colombiano con los datos presentados anteriormente, incluyendo otras localidades y los obtenidos por Martínez *et al.* (2010).

14. REFERENCIAS

- Angulo, R. J., Lessa, G. C., & Souza, M. C. De. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.008>
- Ballester, L., & Garcia, D. (2010). *ESTUDIO BATIMÉTRICO CON ECOSONDA MULTIHAZ Y CLASIFICACIÓN DE FONDOS*.
- Bobadilla, I. P. (2006). *Estado del Conocimiento y caracterización general de la franja marino-costero del Parque Nacional Natural Tayrona, Caribe Colombiano mediante el uso de sistemas de información*. Universidad Jorge Tadeo Lozano.
- Brattström, H. (1980). Rocky-shore zonation in the Santa Marta area, Colombia. *Sarsia*, 65(3–4), 163–226. <https://doi.org/10.1080/00364827.1980.10431482>
- Casalbore, D., Falese, F., Martorelli, E., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2017). Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: Problems and perspective. *Quaternary International*.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.027>
- Chicangana, G., Kammer, A., Vargas, C., Ordoñez, C., Mora-páez, H., Ferrari, A., & López, S. (2011). El posible origen de la sismicidad somera que se presenta en la región que corresponde a la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de Perijá y la Península de La Guajira, noreste de Colombia. *Cap&Cua*, 6(January), 1–33.
- CIOH. (2011). Santa Marta a Cabo San Agustín. Retrieved September 27, 2018, from <http://www.cioh.org.co/derrotero/images/stories/Cartas/slide/406.jpg>
- Clark, J. A., & Lingle, C. S. (1979). Predicted relative sea-level changes (18,000 years B.P. to present) caused by late-glacial retreat of the Antarctic Ice Sheet. *Quaternary Research*, 11(3), 279–298. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(79\)90076-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(79)90076-0)
- Clark, P. U., & Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1–3), 1–7. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00118-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00118-4)
- Cockell, C. (2008). *An introduction to the earth-life system*. Cambridge University Press. Retrieved from <http://admin.cambridge.org/academic/subjects/earth-and-environmental-science/palaeontology-and-life-history/introduction-earth-life->

system?format=PB&isbn=9780521729536

- Codignotto, J. O., Marcomini, S. C., & Santillana, S. N. (1988). Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 43(April 2017), 43–50.
- Cooper, J. A. G., Meireles, R. P., Green, A. N., Klein, A. H. F., & Toldo, E. E. (2018). Late Quaternary stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to sea-level change, Santa Catarina, Brazil. *Marine Geology*, 397(May 2017), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.011>
- Correa, I. D., & Vernetto, G. (2004). INTRODUCCIÓN AL PROBLEMA DE LA EROSIÓN LITORAL EN URABÁ (SECTOR ARBOLETES - TURBO) COSTA CARIBE COLOMBIANA. Retrieved from [https://repository.eafit.edu.co/bitstream/handle/10784/1601/Introducción al Problema de la Erosión Litoral en Uraba.pdf?sequence=1](https://repository.eafit.edu.co/bitstream/handle/10784/1601/Introducción%20al%20Problema%20de%20la%20Erosión%20Litoral%20en%20Uraba.pdf?sequence=1)
- Dabrio, C. J., & Polo, M. D. (1996). Eustatic Changes and Stratigraphic Architecture of coastal Units. *GEOGACETA*, 4. Retrieved from <http://rabida.uhu.es/dspace/bitstream/handle/10272/11814/Cambios.pdf?sequence=2>
- Diaz, J. M. (2000). Áreas coralinas de Colombia, (November), 22. Retrieved from http://www.invemar.org.co/documents/10182/14479/Areas_coralinas_de_Colombia.pdf/83c2c3e9-d1eb-42a5-bead-575951f23e28
- Dura, T., Engelhart, S. E., Vacchi, M., Horton, B. P., Kopp, R. E., Peltier, W. R., & Bradley, S. (2016). The Role of Holocene Relative Sea-Level Change in Preserving Records of Subduction Zone Earthquakes. *Current Climate Change Reports*, 2(3), 86–100. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0041-y>
- Emery, D., & Myers, K. (1996). Sequence Stratigraphy (pp. 333–340). London: Blackwell Science Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.09983-3>
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., ... Verrubbi, V. (2006). Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.009>
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., & Chappell, J. (1998). *Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field*

sites. *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 163). Retrieved from https://ezproxy.eafit.edu.co:3052/S0012821X98001988/1-s2.0-S0012821X98001988-main.pdf?_tid=18f54cfc-8a29-4a15-8312-ea00a6af7599&acdnat=1537326568_a803c9b55153d9d06a44ba1d15daaa66

Fontán, A., Albarracín, S., & Alcántara-Carrió, J. (2009). Métodos en Teledetección Aplicada a la Prevención de Riesgos Naturales en el Litoral ESTUDIOS DE EROSIÓN EN COSTAS SEDIMENTARIAS MEDIANTE GPS DIFERENCIAL Y ECOSONDAS MONOHAZ / MULTIHAZ. Retrieved from https://www.researchgate.net/profile/Javier_Alcantara_Carrio/publication/259592011_Estudios_de_erosión_en_costas_sedimentarias_mediante_GPS_diferencial_y_ecosondas_monohazmultihaz/links/0c96052cedab7a334b000000/Estudios-de-erosión-en-costas-sedimentarias-

Gómez, A., Martínez, J. I., & Yokoyama, Y. (2005). *RECONSTRUCCIÓN DE CAMBIOS PALEOBATIMÉTRICOS HOLOCENICOS DE LAS TERRAZAS MARINAS DE LA REGION DE CARTAGENA (BOLIVAR): UN ESTUDIO BASADO EN LA MALACOFUNA FOSIL*. Universidad EAFIT.

Guilderson, T. P., Burckle, L., Hemming, S., & Peltier, W. R. (2000). Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(12), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2000GC000098>

Homewood, P., Maurland, P., & Lafont, F. (2000). Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Memoire de La du Centre De Recherche, Elf Exploration Production*, 26, 81 pp.

ICRA, I. C. de la R. A. (1964). *Resolución No. 191 de 1964*. Retrieved from <http://www.parquesnacionales.gov.co/portal/wp-content/uploads/2015/04/Res.191deagostode1964.pdf>

Idárraga-García, J., Morales, D. F., Henao, W., Posada, B. O., & Guzmán, G. (2010). *Rasgos Geológicos del Subsuelo en la Plataforma Continental Frente a la Barra Salamanca Ciénaga Grande de Santa Marta Caribe Colombiano (INVEMAR)*. XIV SEMINARIO NACIONAL DE CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS DEL MAR. SENALMAR. Retrieved from www.invemar.org.co

- Idárraga, J., Posada, B., Ramírez, D., & Lozano, D. (2011). *En Caracterización geomorfológica e interpretación de los procesos que dieron lugar a la formación de dunas antiguas en Playa Brava, Parque Nacional Natural Tayrona*. (BPIN 2011). GEO- INVEMAR.
- IDEAM. (2010). Litorales. *En Sistemas morfogénicos del Territorio Colombiano* (p. 252). Bogotá, D. C. Retrieved from http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/021769/Sistemas_Morf_Territ_Col_Ideam_Cap6.pdf
- IGAC. (1975). *Estudio semidetallado de suelos del parque Tayrona*. Bogotá: IGAC. Bogotá: IGAC.
- IHO, & IOC. (2008). Normalización de las formas del relieve. Directrices, Formulario de Propuestas y Terminología, 30. Retrieved from www.iho.int
- INGEOMINAS, Ecopetrol ICP, & INVEMAR. (2008). EVOLUCIÓN GEOHISTÓRICA DE LA SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA Y SUS CUENCAS ADYACENTES. In *Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta* (p. 194).
- INGEOMINAS, I. C. de G. y M., INVEMAR, ICP, Ecopetrol, & GEOSearch LTDA. (2007). GEOLOGÍA DE LA PLANCHAS 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27, 33, 34 Y 40. PROYECTO: "EVOLUCIÓN GEOHISTÓRICA DE LA SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA." Bogotá, D. C.: Ministerio de Minas y Energía.
- INGEOMINAS, ICP, Ecopetrol, & Invemar. (2008). Geomorfología de la zona costera y piedemonte occidental. In *Evaluación Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta* (p. 194).
- Jiménez, A. (2010). Biodiversidad y Tectónica de Placas Plate tectonic and biodiversity, *2010*(181), 85–96. Retrieved from <https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/viewFile/200087/267546>
- Jouzel, J., Lorius, C., Johnsen, S., & Grootes, P. (1994). Climate instabilities : Greenland and Antarctic records. *Compte Rendu de l'Académie Des Sciences de Paris*, *319*(II), 65–77. Retrieved from https://www.researchgate.net/publication/245669891_Climate_instabilities_Greenland_and_Antarctic_records
- Khan, N. S., Ashe, E., Horton, B. P., Dutton, A., Kopp, R. E., Brocard, G., ... Scatena, F. N. (2017). Drivers of Holocene sea-level change in the Caribbean. *Quaternary Science Reviews*.

<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.032>

- Kokot, R. ., Codignotto, J. O., & Elissondo, M. (2004). Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 59. Retrieved from http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222004000300012
- Kopp, R. E., Hay, C. C., Little, C. M., & Mitrovica, J. X. (2015). Geographic Variability of Sea-Level Change. *Current Climate Change Reports*, 1(3), 192–204. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0015-5>
- Lambeck, K., & Chappell, J. (2001, April 27). Sea level change through the last glacial cycle. *Science*. American Association for the Advancement of Science. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>
- Lambeck, K., & Purcell, A. (2005). Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: Model predictions for tectonically stable areas. In *Quaternary Science Reviews* (Vol. 24, pp. 1969–1988). Pergamon. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.025>
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P., & Purcell, A. (2000). Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 513–527. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00223-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00223-5)
- Málikov, Í. (2010). Análisis de las tendencias del nivel del mar a nivel local y su relación con las tendencias mostradas por los modelos internacionales. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 1–38. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Martínez, J., Yokoyama, Y., Gomez, A., Delgado, A., Matsuzaki, H., & Rendon, E. (2010). Late Holocene marine terraces of the Cartagena region, southern Caribbean: The product of neotectonism or a former high stand in sea-level? *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 214–224. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.010>
- Meco, J., Lomoschitz, A., Rodríguez, Á., Ramos, A. J. G., Betancort, J. F., & Coca, J. (2018). Mid and Late Holocene sea level variations in the Canary Islands. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.07.020>
- Mitrovica, J. X., & Milne, G. A. (2002). On post-glacial sea level: I. General theory. *Royal Astronomical Society*, 15.

- Mitrovica, J. X., & Peltier, W. R. (1991). On postglacial geoid subsidence over the equatorial oceans. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/91JB01284>
- Mussett, A. E., Khan, M. A., & Button, S. (2000). *Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics. Magnetic surveying* (Vol. 83). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511810305>
- Page, B. (1982). TECTONIC DEFORMATION OF THE CARIBBEAN COAST NORTHWESTERN COLOMBIA.
- Pirazzoli, P. A. (1996). *Sea-level changes: the last 20,000 years*. Wiley. Retrieved from <https://www.wiley.com/en-us/Sea+Level+Changes%3A+The+Last+20%2C000+Years-p-9780471969136>
- Quezada, J., González, G., Dunai, T., Jensen, A., & Juez-Larré, J. (2007). Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades 21Ne de la terraza costera más alta del área deCaldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, 34(1), 81–96. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082007000100005>
- Quezada, J., González, G., Dunai, T., Jensen, A., & Juez-Larré, J. (2007b). Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades 21Ne de la terraza costera más alta del área deCaldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, 34(1), 81–96. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082007000100005>
- Rangel, N., & Idárraga, J. (2010). Morfología submarina y sedimentos en la margen continental y fondos oceánicos del Caribe Colombiano. In *SENALMAR* (pp. 53–57). Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives de Andrés”. INVEMAR. Retrieved from https://www.researchgate.net/publication/306356515_Morfologia_submarina_y_sedimentos_en_la_margen_continental_y_fondos_oceanicos_del_Caribe_Colombiano
- Rangel, N., & Posada, B. (2005). Geomorfología y procesos erosivos en la costa norte del departamento de Córdoba, Caribe Colombiano (sector Paso Nuevo-Cristo Rey). *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras - INVEMAR*, 34(1), 101–119.
- Robertson and Martínez, N., K. (1999). Cambios del Nivel Del Mar Durante el Holoceno en el Litoral Caribe Colombiano. *Cuadernos de Geografía*, VIII(1), 168–198.

- Rostami, K., Peltier, W. R., & Mangini, A. (2000). Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: Comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews*. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00075-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00075-5)
- Rovere, A., Stocchi, P., & Vacchi, M. (2016). Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports*, 2(4), 221–231. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0045-7>
- Schulz, M., Lawrence, C., Muhs, D., Prentice, C., & Flanagan, S. (2018). *Landscapes from the Waves-Marine Terraces of California*. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/fs/2018/3002/fs20183002.pdf>
- Surić, M., Richards, D. A., Hoffmann, D. L., Tibljaš, D., & Juračić, M. (2009). Sea-level change during MIS 5a based on submerged speleothems from the eastern Adriatic Sea (Croatia). *Marine Geology*, 262(1–4), 62–67. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.005>
- Tschanz, C. M., Arias, A., Cruz, J., Jaramillo, L., Jimeno, A., & Veega, C. J. (1969). *Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Área - Colombia. Escala 1:200.000. Producto. Versión 1969*. [s.n.]. Retrieved from http://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=47420&query_desc=au%3A%22Tschanz%2C Charles M.%22
- TSCHANZ, C. M., MARVIN, R. F., CRUZ B., J., MEHNERT, H. H., & CEBULA, G. T. (1974). Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<273:GEOTSN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<273:GEOTSN>2.0.CO;2)
- Veloso, M. (2007). *Simulación de propagación de ondas sonoras con aplicaciones en Acústica Subacuática*. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/267402400>
- Vernette, G., Correa, I. D., & Bernal, G. (2012). *Introducción a los cambios del nivel del mar y sus consecuencias sobre la zona costera*. Universidad Nacional de Colombia Medellín.
- Viles, H., & Spencer, T. (1995). Coastal Problems: Geomorphology, Ecology and Society at the Coast. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(10), 983–984. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199610\)21:10<983::AID-ESP630>3.0.CO;2-R](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199610)21:10<983::AID-ESP630>3.0.CO;2-R)
- Xiong, H., Zong, Y., Qian, P., Huang, G., & Fu, S. (2018). Holocene sea-level history of the northern coast of South China Sea. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.022>

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., & Fifield, L. K. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406(6797), 713–716.
<https://doi.org/10.1038/35021035>

ZUIDAM, R. A. VAN. (1973). *Guide to Geomorphological photo interpretation*. Enschede: I.T.C.