

PROPUESTA DE ESTANDARIZACIÓN DE LOS LEVANTAMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA ZONA COSTERA DEL CARIBE COLOMBIANO



Juan Felipe Gómez Velásquez
José Henry Carvajal Perico
Javier Otero García

PROPUESTA DE ESTANDARIZACIÓN
DE LOS LEVANTAMIENTOS
GEOMORFOLÓGICOS EN LA
ZONA COSTERA DEL
CARIBE COLOMBIANO



INVEMAR- CUERPO DIRECTIVO

Director
Francisco A. Arias Isaza

Subdirector
Coordinador de investigaciones
Jesús Antonio Garay Tinoco

Subdirector de Recursos y Apoyo a la
Investigación (SRA)
Sandra Rincón Cabal

Coordinador
Programa Biodiversidad y Ecosistemas
Marinos (BEM)
David Alonso Carvajal

Coordinador
Programa Valoración y Aprovechamiento
de Recursos Marinos Vivos (VAR)
Mario Rueda Hernández

Coordinadora
Programa Calidad Ambiental Marina (CAM)
Luisa Fernanda Espinosa

Coordinadora
Programa de investigación para
la Gestión en Zonas Costeras GEZ)
Paula Cristina Sierra Correa

Coordinadora (E)
Programa de Geociencias Marinas (GEO)
Blanca Oliva Posada Posada

Coordinador
Coordinación de Servicios Científicos
Carlos Augusto Pinilla González

Diseño e impresión
LITOFASH

Fotografías portada
Programa Geociencias Marinas y Costeras – Invemar

GOBERNACIÓN DEL MAGDALENA



Luis Miguel Cotes Habeych
Gobernador del Magdalena 2012 – 2015

Luis Fernando Barraza Escamilla
Asesor Gestión del Riesgo Gobernación del Magdalena

COLCIENCIAS



Jorge Alonso Cano
Director General (E)

Juan José Trujillo
Subdirector General

Paula Judith Rojas Higuera
Programa de Ciencia y Tecnología del Mar

EDITORES

Juan Felipe Gómez
Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José
Benito Vives de Andrés”, Invemar.

José Henry Carvajal
Servicio Geológico Colombiano

Javier Otero García
Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios
Ambientales de Colombia, Ideam

REVISIÓN TÉCNICA

Nestor Javier Martinez - IGAC
Geólogo

Blanca Oliva Posada - Invemar
Geóloga, MSc. Ciencias de la Tierra

Carlos Eduardo Peña - Invemar
Oceanólogo, MSc. Oceanografía Costera

GRUPO DE INVESTIGACIÓN

Consejo Técnico del Programa “Análisis y valoración de
los procesos erosivos en la costa continental e insular del
Caribe colombiano”

José Henry Carvajal - Ingeominas
Javier Otero - Ideam
Andrés Fernando Osorio - UNAL
Andrés Restrepo Estrada - Aqua & Terra Consultores
Paula Judith Rojas Higuera - Colciencias
Manuel Alvarado Ortega - Uninorte
Daniel Mauricio Roza - Invemar
Luis Barraza Escamilla - Gobernación del Magdalena

Cítese como:

Gomez, J., J. Carvajal y J. Otero. Propuesta de estandarización de los levantamientos geomorfológicos en la zona costera del Caribe colombiano. Convenio Especial de Cooperación Colciencias – Gobernación del Magdalena – Invemar. Serie de Publicaciones Especiales # XX. 110 páginas.

Palabras clave: Geomorfología, nomenclatura, zona costera, unidades geológicas.

ISBN: 978-958-98049-3-3

NOTA DEL DIRECTOR

Los aspectos geomorfológicos de las costas colombianas ocupan un lugar preponderante dentro de las actividades de ordenamiento costero y gestión de riesgos, dada la diversidad de formas que se presentan y los diversos caminos que han tomado los procesos evolutivos. La adecuada caracterización de las geoformas y la interpretación acertada de su evolución son herramientas fundamentales para definir el uso apropiado del territorio y la vulnerabilidad del mismo a diferentes amenazas naturales o antrópicas.

La concepción de este libro “Propuesta de estandarización para levantamientos geomorfológicos en la zona costera del Caribe colombiano”, tuvo estos elementos como base y a partir de ellos se revisaron la geoformas presentes en el litoral Caribe y se clasificaron según su origen, para proponer una estandarización de la nomenclatura geomorfológica que permita a los investigadores en estos temas hablar el mismo lenguaje. La multiplicidad de nombres asignados a una misma unidad, obligó a una recopilación documental exhaustiva y a una revisión de literatura especializada para plantear las denominaciones más ajustadas a nuestro medio con sus correspondientes definiciones.

La presentación que se hace tiene un esquema jerárquico que permite al usuario avanzar desde lo más general, a escala del Caribe, hasta lo más local, a escala 1:10.000 o mayores. Está enriquecida de ejemplos, fotos e imágenes y se complementa con una propuesta de leyenda geomorfológica, en la cual se asignan los nombres, símbolos, colores y códigos, además de un formato para caracterizar acantilados y recopilar toda la información de campo durante un levantamiento geomorfológico.

Como parte del programa de investigación “Análisis y valoración de los procesos erosivos en la costa continental e insular del Caribe colombiano”, adelantado en convenio por COLCIENCIAS- INVEMAR y la GOBERNACIÓN DEL MAGDALENA, se presenta esta publicación, construida con los expertos nacionales en el tema y apoyados por el Consejo Técnico del Programa, como un instrumento de apoyo a la investigación de las zonas costeras del Caribe colombiano.

FRANCISCO ARMANDO ARIAS ISAZA
Director General
INVEMAR

AGRADECIMIENTOS

La presente propuesta es el resultado de varias reuniones de trabajo con los miembros del consejo técnico del programa “Análisis y valoración de los procesos erosivos en la costa continental e insular del Caribe colombiano” las cuales permitieron ajustar la terminología y las definiciones presentadas. El apoyo permanente de Colciencias, representado por la bióloga Paula Judith Rojas, fue fundamental para el avance y ejecución del proyecto. El geólogo Jaime Orlando Martínez, el geógrafo Domingo Mendivelso, la ingeniera Luisa Fernanda Ramírez, el ingeniero Humberto Caballero Acosta y los geólogos del Invemar Javier Idárraga, David Morales, Dalmiro Gámez y Willian Henao, fueron un soporte permanente para enriquecer y aportar en las discusiones relacionadas con geomorfología costera. A todos ellos van dirigidos nuestros más sinceros agradecimientos.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	13
Antecedentes	13
Alcance	13
1. CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA	15
1. Clasificación Geomorfológica	15
1.1 Clasificación de las Costas	16
2. ESQUEMA JERÁRQUICO PROPUESTO	19
2.1 Geomorfoestructura Sistema Llanura del Caribe	19
2.2 Provincia Geomorfológica y Unidad Climática	20
2.3 Región Geomorfológica	23
2.3.1 Terrazas Fluvioamarinas	23
2.3.2 Planicies Deltaicas	23
2.3.3 Planicie Costera	24
2.3.4 Sierra	25
2.3.5 Lomerío	25
2.4 Unidades Geomorfológicas	25
2.4.1 Unidades geomorfológicas de origen marino	25
2.4.1.1 Espiga	27
2.4.1.2 Barra espiga o Barrera	27
2.4.1.3 Laguna costera	27
2.4.1.4 Llanura intermareal	27
2.4.1.5 Planos de inundación	27
2.4.1.6 Planos y llanuras con vegetación halófila	27
2.4.1.7 Playas	27
2.4.1.8 Beachrocks	33
2.4.1.9 Complejos de crestas y artesas de playa	33
2.4.1.10 Tómbolo	33
2.4.1.11 Bajos Arrecifales	34
2.4.1.12 Plataforma de abrasión	34
2.4.1.13 Terrazas Marinas	34
2.4.1.14 Pilares	35
2.4.1.15 Abanicos de sobrelavado	36
2.4.2 Unidades Geomorfológicas de Origen Fluvial	36
2.4.2.1 Barras frontales deltaicas	36
2.4.2.2 Llanura aluvial	36
2.4.2.3 Cauces	37
2.4.2.4 Abanicos aluviales	37
2.4.2.5 Diques naturales	37
2.4.2.6 Meandros	37
2.4.2.7 Lagunas	38
2.4.2.8 Terrazas Aluviales	38
2.4.3 Unidades de Origen Estructural	39
2.4.3.1 Sierra Homoclinal	39
2.4.3.2 Sierra Anticlinal	40
2.4.3.3 Sierras Sinclinales	40

2.4.3.4	Diapiros de lodo	40
2.4.4	Unidades de Origen Denudacional	42
2.4.4.1	Pedimento	43
2.4.4.2	Glacis de acumulación	43
2.4.4.3	Conos de deslizamiento	43
2.4.4.4	Conos de derrubios	44
2.4.4.5	Superficie de deslizamiento	44
2.4.4.6	Cerros remanentes	44
2.4.4.7	Conos y Lóbulos coluviales	44
2.4.4.8	Colinas	44
2.4.5	Unidades de Origen Kárstico	44
2.4.5.1	Dolinas	44
2.4.5.2	Valle Kárstico	45
2.4.6	Unidades de Origen Antrópico	45
2.4.7	Unidades de Origen Eólico	46
2.4.7.1	Dunas	46
2.4.7.2	Superficies de deflación	47
2.4.7.3	Dunas Antiguas	47
2.4.8	Acantilados	49
2.4.9	Unidades Asociadas a la Plataforma Continental	51
2.4.9.1	Planicies de Arena	53
2.4.9.2	Domos Diapíricos y de Sal	53
2.4.9.3	Abanico Submarino	53
2.4.9.4	Talus	53
2.4.9.5	Cañón Submarino	53
2.4.9.6	Colinas abisales	53
2.4.9.7	Cordillera submarina	53
2.4.9.8	Dique	53
2.4.9.9	Depresión	54
2.4.9.10	Escarpe	54
2.4.9.11	Espolón	54
2.4.9.12	Falda Archipelágica	54
2.4.9.13	Falda continental	54
2.4.9.14	Fosa	54
2.4.9.15	Guyot	54
2.4.9.16	Llanura Abisal	54
2.4.9.17	Hoyo	54
2.4.9.18	Monte submarino	54
2.4.9.19	Quiebre de la Plataforma	54
2.4.9.20	Talud Continental	54
2.4.9.21	Terrazas	54
2.4.9.22	Valle submarino	54
3.	PRINCIPIOS METODOLÓGICOS PARA LEVANTAMIENTOS EN LA INTERFASE TIERRA-OCEANO	57
3.1	Oleaje	57
3.2	Deriva Litoral	58
3.3	Celdas Litorales	58
3.4	Granulometría	59
3.5	Evolución histórica de la línea de costa	60
3.6	Eventos Tectónicos	61
3.7	Procesos de Tipo Antrópico	62

	Pág.
4. LEYENDA	65
4.1 Génesis	65
4.2 Morfometría/Morfografía	65
4.3 Tamaño de Sedimento	66
5. LITERATURA CITADA	69
6. ANEXOS	75
ANEXO 1	77
ANEXO 2	108
ANEXO 3	109

INDICE DE FIGURAS

Pág.

Figura 1.	Jerarquización geomorfológica utilizada en esta propuesta.	19
Figura 2.	Marco tectónico del Caribe colombiano.	20
Figura 3.	Mapa de terrenos geológicos de Colombia.	21
Figura 4.	Clasificación climática de acuerdo con el índice de Martonne.	22
Figura 5.	Esquema de un sistema deltaico.	23
Figura 6.	Tipos de deltas.	24
Figura 7.	Barra espiga y unidades geomorfológicas asociadas.	27
Figura 8.	Componentes de un perfil de playa.	30
Figura 9.	Línea de costa definida por el límite entre arena seca y arena húmeda.	32
Figura 10.	Formación de una terraza marina a partir de una plataforma de abrasión antigua.	35
Figura 11.	Unidad geomorfológica de Meandro y procesos asociados.	38
Figura 12.	Unidad geomorfológica Sierra homoclinal.	40
Figura 13.	Cono del volcán de lodo del Totumo.	41
Figura 14.	Facetas triangulares y pedimento.	42
Figura 15.	Deslizamiento planar con cono de deslizamiento en su base.	43
Figura 16.	Unidades geomorfológicas Urbana y de Playas artificiales.	46
Figura 17.	Tipos de dunas más comunes.	48
Figura 18.	Morfología de un acantilado.	49
Figura 19.	Estratificación o foliación y su relación con la estabilidad en acantilados.	49
Figura 20.	Efectos de la litología en la estabilidad de un acantilado.	50
Figura 21.	Tipos de acantilados de acuerdo a su perfil.	51
Figura 22.	Refracción del oleaje de acuerdo con la batimetría.	52
Figura 23.	Mapa de facies sedimentarias del Caribe colombiano.	53
Figura 24.	Ambientes béticos y su relación con el talud continental.	55
Figura 25.	Variables que interactúan en la geomorfología costera.	57
Figura 26.	Balance sedimentario.	59
Figura 27.	Definición del tamaño de las partículas de acuerdo con diferentes metodologías.	60
Figura 28.	Escalas Temporales de los procesos morfológicos.	61
Figura 29.	Colores propuestos de acuerdo con el origen de las Unidades.	65

INDICE DE TABLAS

Pág.

Tabla 1. Clasificación de mapas geomorfológicos de acuerdo con la escala.	15
Tabla 2. Clasificación de las costas basada en procesos relacionados con los cambios relativos en el nivel del mar.	17
Tabla 3. Clasificación climática de acuerdo con el índice de aridez.	22
Tabla 4. Unidades geomorfológicas de origen marino y sus amenazas asociadas.	26
Tabla 5. Tipos de Playas.	29
Tabla 6. Unidades geomorfológicas de origen fluvial y sus amenazas asociadas.	36
Tabla 7. Unidades geomorfológicas de origen estructural y sus amenazas asociadas.	39
Tabla 8. Unidades geomorfológicas de origen denudacional y sus amenazas asociadas.	43
Tabla 9. Leyenda de acuerdo con el tamaño o composición de los sedimentos.	67

INTRODUCCIÓN

La geomorfología es el estudio de las formas del terreno y sus paisajes relacionados, y está basada en la descripción, clasificación, origen y evolución de las superficies (Bates *et al.*, 1984). Un estudio geomorfológico involucra ramas de la ciencia tan diversas como la Ingeniería, la Sedimentología, la Geografía, la Climatología, la Hidrología, la Geología, la Pedología, la Biología (Easterbrook, 1993; Gustavsson, 2005) y la Cronología. La diversidad de escuelas, criterios y enfoques con que puede abordarse la investigación geomorfológica, ha dificultado el establecimiento de un sistema de clasificación geomorfológico o una leyenda que sea universalmente aplicable.

Los levantamientos geomorfológicos realizados en la zona costera no han estado exentos de esta situación. En el contexto colombiano es común encontrar disparidad tanto en los nombres como en la nomenclatura asignada a las unidades geomorfológicas cartografiadas en la interfase continente-océano. Lo anterior plantea la necesidad de desarrollar un documento donde se homologuen las definiciones de las unidades geomorfológicas y la nomenclatura con que se denomina cada una de ellas a partir de la escala de trabajo, de manera que los mapas geomorfológicos que se levanten en el futuro contengan una leyenda unificada.

En este orden de ideas, el presente documento presenta un recuento del desarrollo del tema, en los ámbitos nacional e internacional (Capítulo 2); establece definiciones de unidades geomorfológicas y geoformas presentes en la zona costera y la plataforma continental del Caribe colombiano (Capítulo 3), plantea lineamientos metodológicos y de leyenda para levantamientos geomorfológicos en zonas costeras (Capítulos 4 y 5), definida esta última de acuerdo con la Política Nacional de Ordenamiento Integrado de las Zonas Costeras colombianas (PNAOCI, 1988). Por último, el documento contiene una sección de anexos con la nomenclatura recomendada para cada una de las unidades geomorfológicas incluidas en el Capítulo 3. La leyenda propuesta está abierta a un proceso de construcción permanente que permita adicionar las unidades geomorfológicas que no hayan sido descritas en el documento. Los usuarios interesados en acceder a los archivos con la nomenclatura de las leyendas lo pueden hacer a través del sitio web del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives de Andréis” (<http://gis.invemar.org.co/erosioncostera/>).

Antecedentes

El Programa Nacional de Investigación para la Prevención, Mitigación y Control de la Erosión Costera en Colombia (PNIEC) surgió como respuesta a la creciente problemática de retroceso en los litorales del Caribe y Pacífico colombianos. Luego de varias reuniones y talleres con expertos en el tema, se estableció un diagnóstico y un plan de acción entre los años 2009-2019, que incluye las estrategias y proyectos hacia los cuales se deben enfocar los recursos técnicos y económicos en el futuro.

Como parte de este proceso, la Subdirección de Programas de Desarrollo Científico y Tecnológico de Colciencias, con la participación del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), la Universidad Jorge Tadeo Lozano, la Universidad Nacional de Colombia, la Escuela de Administración, Finanzas y Tecnología (EAFIT), la Universidad del Norte, la Corporación Autónoma Regional del Canal del Dique (CARDIQUE), las gobernaciones de Bolívar y Magdalena, y el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVEMAR), formularon el programa “Análisis y valoración de los procesos erosivos en la costa continental e insular del Caribe colombiano”, programa desarrollado mediante convenio específico entre Colciencias, INVEMAR y la Gobernación del Magdalena.

Dentro de las necesidades establecidas en el programa para hacer frente a los problemas de erosión costera, se planteó la necesidad de estandarizar la nomenclatura geomorfológica y desarrollar una metodología donde se homologuen las definiciones de las unidades geomorfológicas y la nomenclatura con que se denomina cada una de ellas a partir de la escala de trabajo (Colciencias, 2008; Guzmán *et al.*, 2008).

Alcance

El presente documento ofrece una guía metodológica para la cartografía geomorfológica en zonas costeras. Con la participación de entidades que tradicionalmente han generado información geomorfológica como son el

Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), INGEOMINAS e INVEMAR, este documento busca establecer las bases para el desarrollo de trabajos futuros en el tema.

La escala de trabajo corresponde a la utilizada en los mapas de mayor detalle disponibles en el IGAC para la mayor parte del país, publicados en escala 1:25.000. Se estima que con esta escala, el área mínima que puede representarse sea de un polígono de 125 m de lado (1.5 hectáreas). Sin embargo, en la medida que pueda obtenerse topografía base en escalas de mayor detalle, que se adquieran imágenes de radar y satélite de mejor resolución (píxeles <10 m), o que se pueda disponer de información obtenida a través de la tecnología LiDAR (*Light Detection and Ranging*), las representaciones puntuales o lineales podrán detallarse y representarse como polígonos.

1. Clasificación Geomorfológica

La definición de unidades genéticamente homogéneas y que sean el resultado de un mismo proceso (denudativo o construccional) responde a uno de los principales objetivos de los levantamientos geomorfológicos, para los cuales la escala de trabajo establece el grado de generalización y por tanto es un condicionante de las unidades geomorfológicas cartografiadas.

La Unión Geográfica Internacional (IGU, por su sigla en inglés) ha recomendado los rangos de escala a utilizarse de acuerdo con el nivel de detalle requerido en la información (Tabla I). Dentro de las escalas de detalle ($\geq 1:10.000$) la unidad taxonómica de menor tamaño propuesta es la Superficie Genéticamente Homogénea (SGH), compuesta por superficies uniformes sin quiebres significativos de pendiente, las cuales son divididas en grupos de acuerdo con su inclinación, origen y edad (Finkl, 2004). Esta unidad básica, también denominada componente de terreno (van Zuidam, 1986), forma del terreno (Zinck, 1988), componente geomorfológico (Carvajal, 2008), elemento del paisaje (Villota, 1991) o geoforma (Instituto de Estudios Ambientales, 2002), constituye la base de los sistemas de jerarquización geomorfológica basados en un orden taxonómico.

De esta forma, los elementos de relieve de bajo orden están enmarcados dentro de elementos de orden más alto, en el que cada elemento del relieve tiene un origen e historia de formación específico (Finkl, 2004). En los sistemas jerárquicos, los niveles superiores son caracterizados por cambios más lentos (eventos de menor frecuencia) y unidades de mayor tamaño; mientras que en los niveles más bajos, los cambios son más rápidos (eventos de mayor frecuencia) y las unidades son de menor tamaño (Wu, 1999).

Tabla I. Clasificación de mapas geomorfológicos de acuerdo con la escala (Tomado de Finkl, 2004).

Escalas del Mapa	Tipo de Mapa	Rango de Escalas
Escala grande	Planos	$\geq 1:10.000$
(Mapas detallados)	Mapas básicos	1:10.000-1:25.000
	Mapas detallados	1:25.000-1:100.000
Escala mediana	Mapas sinópticos	1:100.000-1:1.000.000
Escala pequeña	Mapas de países	1:1.000.000-1:5.000.000
	Mapas de continentes	1:5.000.000-1:30.000.000
	Mapas del mundo	$\leq 1:30.000.000$

Uno de los sistemas de clasificación más ampliamente difundido en Colombia fue desarrollado por el Instituto Internacional de Ciencias de la Tierra y Levantamientos Aeroespaciales (ITC, por sus siglas en inglés) entre 1967 y 1968, y ajustado en años posteriores. En este sistema se realiza una separación entre mapas geomorfológicos analíticos, sintéticos y pragmáticos. Los primeros representan información de la forma actual del relieve y sus procesos, destacando la morfogénesis y morfocronología, aunque también incluyen aspectos morfoestructurales (Van Zuidam, 1986). Los mapas sintéticos representan las relaciones entre la expresión del terreno y otros factores que afectan el paisaje como el clima, hidrología, vegetación, litología, sedimentos y suelos, entre otros. Por último, en el enfoque pragmático se toma información relacionada con un propósito específico como es la información recolectada para generar un mapa de amenazas (Gustavsson, 2005). En este contexto, el sistema ITC distingue cuatro niveles de clasificación fisiográficos:

- Provincia de Terreno (<1:250.000)
Es la unidad más regional dentro de la jerarquización. En un sentido amplio, una provincia es uniforme en términos genéticos, climáticos, de relieve o litológicos.
- Sistema de Terreno (>1:250.000)
Se refiere a una unidad de paisaje con un relieve característico desarrollado bajo un ambiente ecológico particular, frecuentemente determinado por la génesis, la Litología o el clima. Un sistema de terreno debe reflejar patrones repetitivos en términos genéticos y de paisaje que se diferencian de otras formas en el terreno circundante.

- Unidad de Terreno (1:100.000-1:10.000)

Refleja una forma del terreno o una asociación de formas del terreno homogénea, la cual es el resultado de características distintivas de la morfología circundante. Los principales criterios de clasificación son el relieve, la génesis y la litología. Una unidad de terreno presenta características internas y externas que la diferencian de las formas del paisaje circundante.

- Componentes de Terreno ($\geq 1:10.000$)

Constituyen las unidades de menor tamaño, en donde el relieve es el criterio más importante de clasificación. Estas unidades son uniformes en cuanto a la forma del relieve, litología, suelos, vegetación y procesos, pero una característica del terreno puede ser dominante.

Carvajal (2008) compara algunas de las clasificaciones del terreno existentes y a su vez desarrolla una propuesta de jerarquización geomorfológica que servirá como base para el desarrollo de este documento. La clasificación se basa en las siguientes seis unidades de terreno:

- Geomorfoestructura

Son grandes áreas geográficas o amplios espacios continentales o intracontinentales definidos por estructuras geológicas y topográficas regionales. Pueden haber sufrido deformación o basculamiento, metamorfismo o intrusiones ígneas. Algunos ejemplos son: cordilleras de plegamiento, escudos o cratones y grandes cuencas sedimentarias o geosinclinales.

- Provincia Geomorfológica

Constituida por conjuntos de regiones con geoformas parecidas y definidas por un macro-relieve y una génesis geológica particular. Corresponde con los terrenos geológicos, los cuales están demarcados en Colombia por el trazo de fallas regionales y suturas definidas o inferidas.

- Región Geomorfológica

Son aquellas áreas que, además de reunir las características arriba mencionadas, tienen un origen dominado por procesos morfogenéticos o climáticos relacionados a un mismo ambiente (relieve característico) y que interactúan entre sí.

- Unidad Geomorfológica

Esta unidad se propone como la unidad básica de la cartografía geomorfológica. Corresponde a aquellas partes de las regiones que fueron generadas por un proceso morfogenético particular, el cual les imprime una característica morfológica específica. Presentan uniformidad en el material geológico y/o edad.

- Subunidad Geomorfológica

Corresponde a una subdivisión de las unidades geomorfológicas. Son partes específicas de cada unidad que es posible diferenciar en el terreno de acuerdo con su expresión morfológica o composición. Por ejemplo, en una unidad de terrazas marinas es posible diferenciar como una subunidad el escarpe de la terraza.

- Componente geomorfológico

Corresponde al máximo nivel de detalle en la jerarquización propuesta. Esta categoría está determinada por los rasgos del relieve (escarpes naturales o antrópicos, relieves internos de laderas o flancos, crestas, formas de valle), definidos en sitios puntuales y determinados por la morfometría detallada del terreno dentro de la subunidad geomorfológica.

1.1 Clasificación de las costas

Desde que las investigaciones científicas en la interfase tierra-océano tuvieron comienzo a principios del siglo XVIII, se han desarrollado múltiples intentos de clasificación y nomenclatura de las costas. Una de las primeras

clasificaciones fue la de Johnson (Johnson, 1919, citado de Finkl, 2004), quien separó cuatro grupos principales de costas de acuerdo con su génesis: emergentes, sumergentes, neutras y compuestas (Tabla 2). Posteriormente Shepard (1963), clasificó las costas en primarias y secundarias, siendo las primeras las que deben su fisiografía a agentes terrestres (volcanes, viento, diastrofismo), mientras que en el grupo de secundarias se encuentran las costas modificadas predominantemente por agentes marinos (erosión o depositación).

Tabla II. Clasificación de las costas basada en procesos relacionados con los cambios relativos en el nivel del mar (De acuerdo con Johnson, 1919).

Tipo de costa	Expresión geomorfológica
Sumergentes	Fiordos, rías
Emergentes	Llanura costera
Neutras	Deltas, planos aluviales, costas arrecifales
Compuestas	Cualquier combinación de las anteriores

Finkl (2004), basado en una revisión de las clasificaciones hechas en el pasado, estableció una metodología de clasificación de las zonas costeras basada en los siguientes criterios: morfoestructuras, evolución de la línea de costa (tomando en cuenta antigüedad, tasas de erosión y sedimentación), provincias tectónicas y climáticas, tipo de relieve, morfogenética, morfometría y elementos de relieve junto con superficies genéticamente homogéneas.

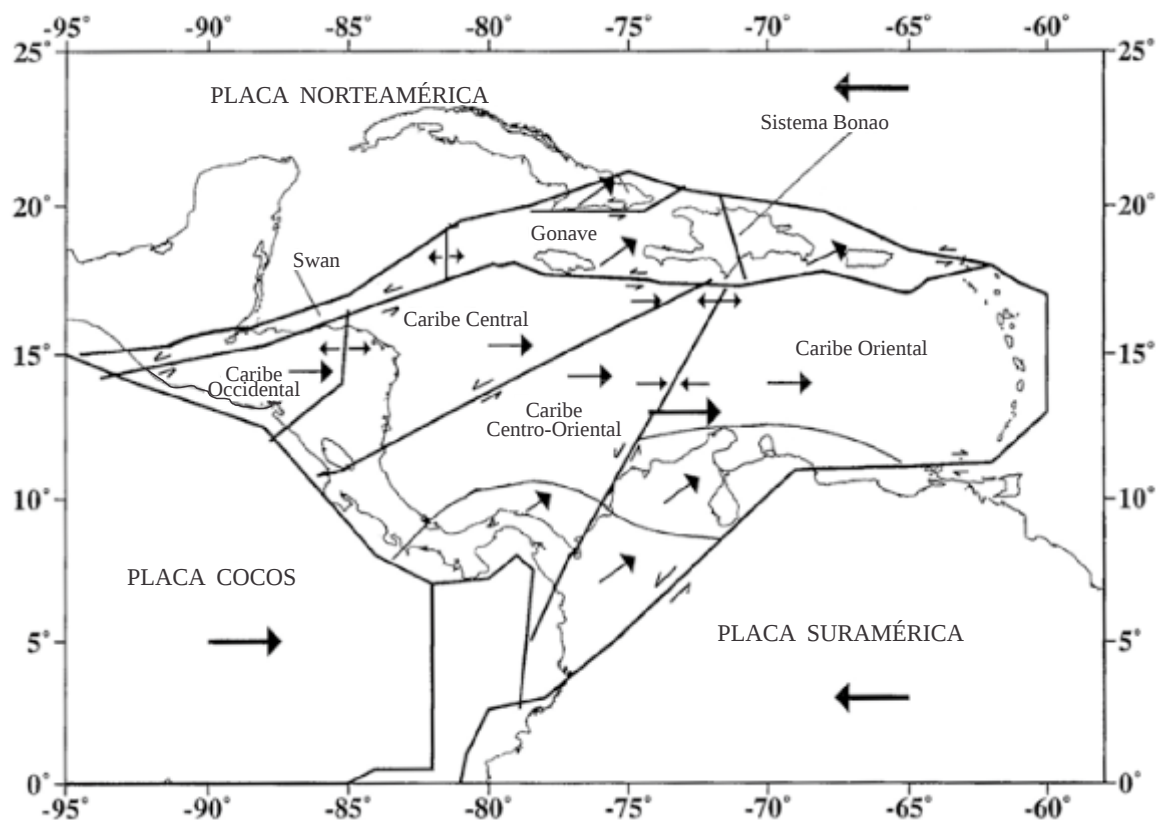


Figura 2. Marco tectónico del Caribe colombiano (Tomado de Cotilla *et al.*, 1999).

2.2 Provincia Geomorfológica y Unidad Climática

Las provincias geomorfológicas están conformadas por conjuntos rocosos que han tenido una evolución geológica común, lo cual las enmarca dentro de un rango de edades y origen particular. En Colombia han sido propuestos mapas de terrenos por Etayo (1983) y de provincias morfoestructurales por Cediel *et al.* (2003). Etayo (1983) define nueve terrenos sobre la zona costera Caribe (Figura 3), limitados por fallas o por lineamientos regionales. El grado de actividad de fallas como Oca, Santa Marta-Bucaramanga y Romeral, sumado a las propiedades de las rocas que componen los terrenos, son factores determinantes en la configuración de la costa e inciden en la dinámica litoral, por lo que debe ser tenido en cuenta en el momento de caracterizar un tramo costero. Conocer la longitud, profundidad y el nivel de actividad de la falla, contribuye a establecer el grado de amenaza que representa en un tramo litoral particular.

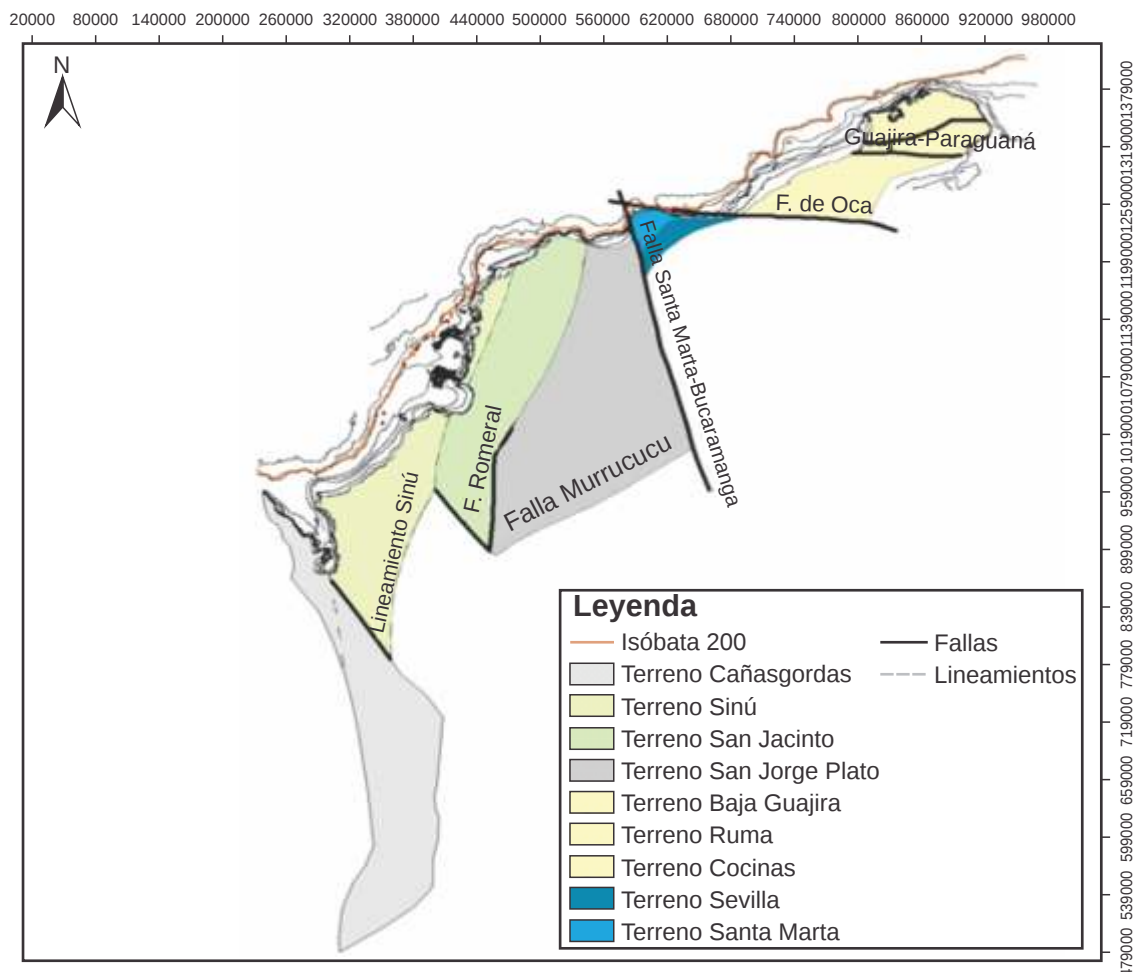


Figura 3. Mapa de terrenos geológicos de Colombia (Modificado de Etayo, 1983).

Junto con la geología, los rangos del clima presentes entre La Guajira y el Urabá influyen en el grado de erosión de la roca, la profundidad de los suelos, el tipo de cobertura vegetal y, en general, en la evolución de las unidades del terreno. Por tanto, la siguiente categoría (regiones geomorfológicas), debe estar cubierta jerárquicamente no solo dentro de un terreno geológico, sino también dentro de una unidad climática.

El clima en el Caribe se caracteriza por el déficit hídrico notorio desde la parte central del litoral y se acentúa hacia el noreste en la península de La Guajira (IDEAM¹, 2010). En este sector, donde la meteorización de la roca es más lenta si se compara con zonas de mayor humedad, la morfología del terreno está dominada por la litología y la disposición estructural de las rocas. Así, esta misma litología bajo unas condiciones climáticas distintas, generaría relieves marcadamente diferentes (Van Zuidam, 1986).

En Colombia se han utilizado diversas clasificaciones climáticas (Holdridge, Köppen, etc.). Para este documento se referencia la clasificación según Martonne (Figura 4), basada en la relación entre la precipitación media anual (mm) y la temperatura media anual (°C), para dar como resultado un índice de aridez (Tabla III) a través de la ecuación:

$$I_a = P / (T_m + 10) \text{ (Ecuación 1)}$$

Donde:

P es la precipitación anual en milímetros.

T_m es la temperatura media anual en °C.

Tabla III. Clasificación climática de acuerdo con el índice de aridez.

Valor de I_a	Zona
0-5	Árido
5-10	Semiárido
10-30	Subhúmedo
30-70	Húmedo
70-150	Húmedo lluvioso
>150	Húmedo lluvioso sin diferencias estacionales

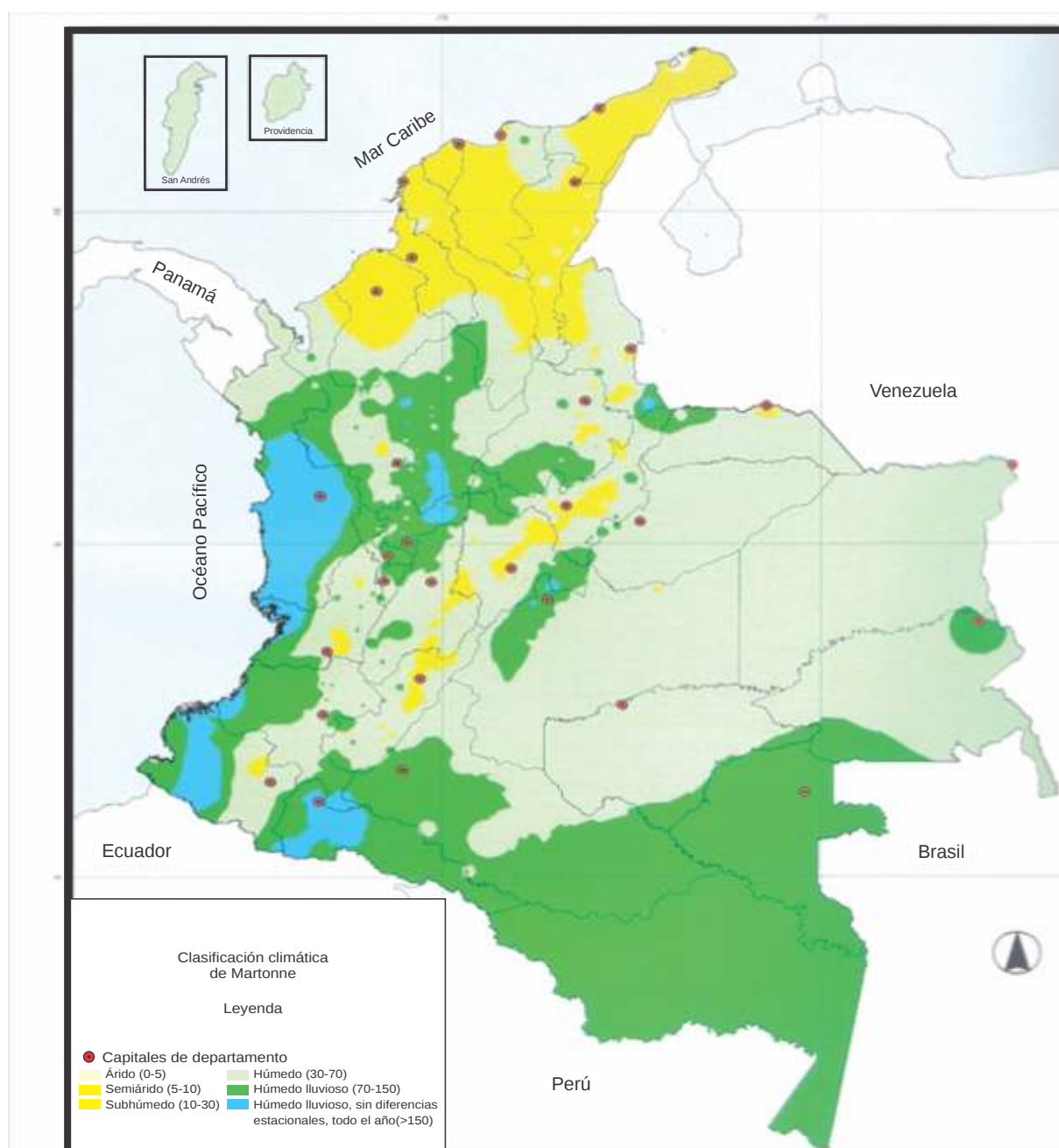


Figura 4. Clasificación climática de acuerdo con el índice de Martonne (Tomada de IDEAM, 2008).

2.3 Región Geomorfológica

Las regiones geomorfológicas, denominadas en otras clasificaciones macrounidades geomorfológicas, paisaje geomorfológico, gran paisaje o unidad genética de relieve, son una agrupación de geoformas relacionadas genética y geográficamente, y que han estado afectadas por procesos climáticos y geológicos (endógenos o exógenos) similares. Regiones geomorfológicas encontradas en inmediaciones del Caribe colombiano se describen a continuación.

2.3.1 Terrazas fluviomarinas

Denominadas también plataformas o planicies fluviomarinas, son superficies planas asociadas con antiguos niveles de origen fluvial y/o marino, conformando plataformas elevadas respecto al nivel del mar actual. La elevación de las terrazas puede ser producto de eventos depositacionales, tectónicos o cambios eustáticos. Cuando estas superficies ocupan superficies considerables, tienen un buen grado de conservación y su escalonamiento comprende un desnivel superior al valor de las curvas de nivel, aparecerán reflejadas en el mapa topográfico (Lozano *et al*, 1997).

2.3.2 Planicies deltaicas

Son superficies asociadas a la desembocadura de un río con una carga de sedimentos finos y medios suficiente para generar una extensión subareal de la plataforma continental (Baeteman, 1994). Se caracteriza por su baja altura respecto al nivel del mar y por presentar diques, orillares y múltiples canales tributarios. Su origen es fluviomarino y se configuran a partir de los sedimentos aluviales y la interacción de estos con el oleaje, la marea y las corrientes litorales.

De acuerdo con su elevación y procesos inherentes, dentro de la planicie deltaica pueden diferenciarse tres zonas: plano deltaico superior, plano deltaico inferior y plano deltaico subacuoso (Figura 5).

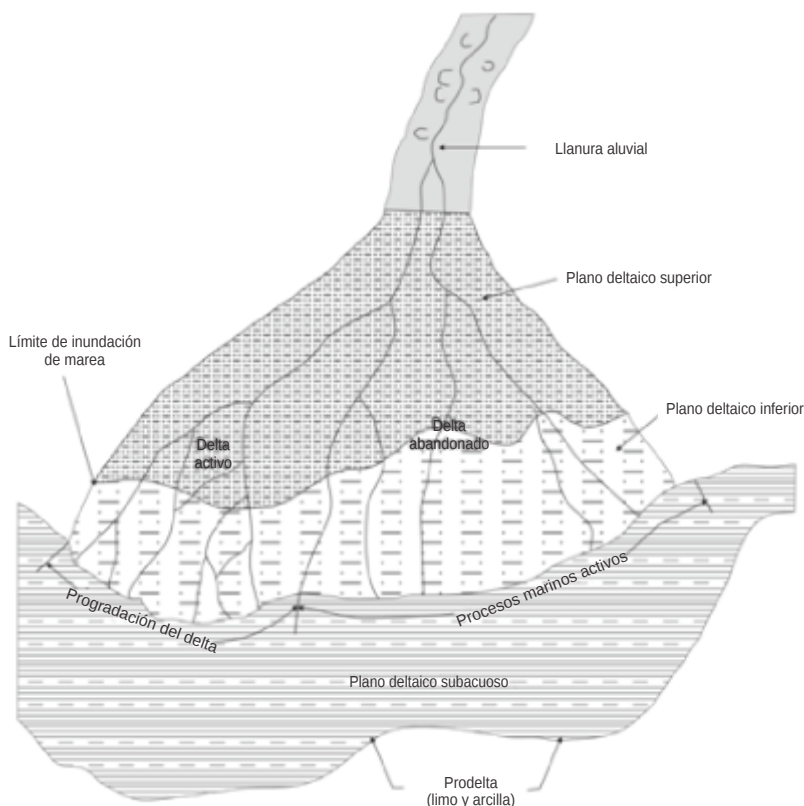


Figura 5. Esquema de un sistema deltaico (Tomado de Corps of Engineers, 2002).

Por sus dimensiones, los sistemas deltaicos más destacados en el Caribe colombiano son los relacionados con los ríos Ranchería, Magdalena, Sinú y Atrato.

La forma de los deltas está determinada por el tipo de energía predominante en la desembocadura del río (mareas, oleaje, fluvial), siendo esta energía la encargada del transporte y redistribución de los sedimentos (Figura 6).

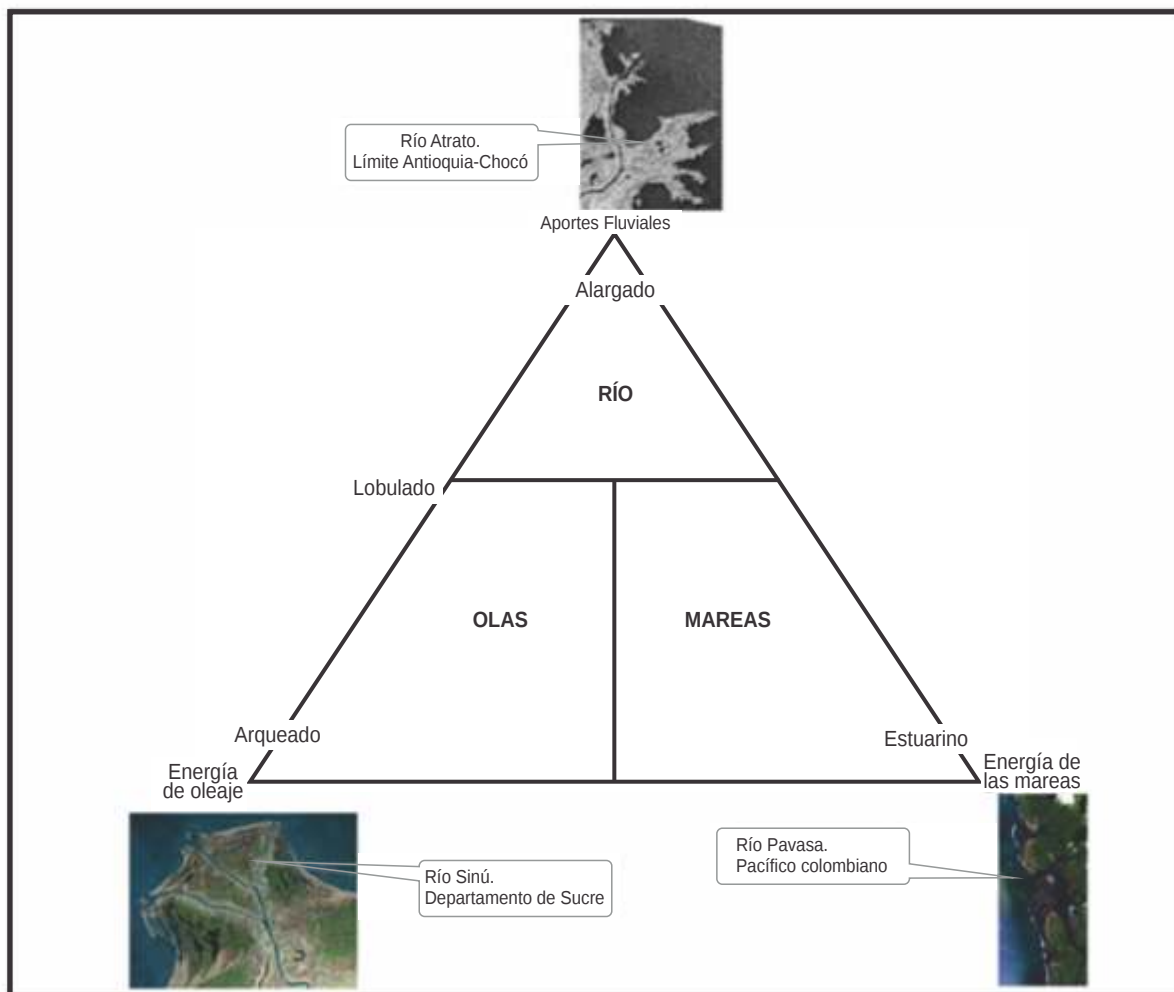


Figura 6. Tipos de deltas (Modificado de Wright y Coleman, 1973, citado de Woodroffe, 2002).

2.3.3 Planicie costera

Conocida también como llanura costera o depósitos litorales recientes, incluye áreas con una morfología predominantemente plana o de baja altura con respecto al nivel del mar, característica que las diferencia de las terrazas fluvio-marinas. Su origen es marino o fluvio-marino y, generalmente, representa una franja de costa que ha progradado o que es resultado de cambios en el nivel del mar (NSSH, 2008), y que se encuentra limitada hacia el continente por colinas o zonas montañosas. Planicies costeras se presentan, entre otros sitios, en el tramo entre Puerto Colombia y el municipio de Tubará, en el departamento del Atlántico, alternándose con terrazas entre las cabeceras municipales de Turbo y Necoclí en el Urabá antioqueño.

2.3.4 Sierra

Elevaciones estrechas y elongadas de la superficie que conforman series lineales. Presentan cima estrecha y laderas con inclinación pronunciada (Carvajal, 2008).

2.3.5 Lomerío

Formas de relieve con pendiente suave a inclinada y formas redondeadas, producto de una fuerte disección. Las cimas presentan formas desde alargadas a redondeadas.

2.4 Unidades Geomorfológicas

Las unidades geomorfológicas son las unidades básicas en la cartografía geomorfológica y constituyen el elemento estructurador de la presente propuesta.

Partiendo de la división que se ha hecho de las regiones geomorfológicas, las unidades geomorfológicas para el Caribe colombiano se han separado a partir de su ambiente de formación en: unidades de origen marino, fluvial, estructural, denudacional, kárstico, antrópico y eólico. El origen de algunas de las unidades puede conllevar la interacción de más de un ambiente; en estos casos, la génesis será atribuida al ambiente morfogenético más evidente y más reciente en el tiempo. A las unidades a las cuales en la literatura se les haya dado más de un nombre, se les asignará en su definición el nombre de uso más común, seguido de los otros nombres utilizados entre paréntesis. En caso de que los nombres en inglés sean utilizados en nuestro medio, se colocarán igualmente entre paréntesis y en cursiva. Las descripciones correspondientes a las subunidades y componentes geomorfológicos serán anteceditas por un guión.

2.4.1 Unidades geomorfológicas de origen marino

La génesis de estas geoformas está definida por el efecto de procesos asociados a las condiciones marinas, como son el oleaje, la deriva litoral y las mareas. Junto con las unidades de origen eólico, su evolución hacia otras unidades geomorfológicas puede ocurrir en lapsos de tiempo cortos (10-100 años). A continuación se describen las unidades geomorfológicas de origen marino más comunes en el Caribe colombiano, las cuales se resumen en la Tabla IV. Estas unidades son la base para el desarrollo de la leyenda presentada en el Anexo 1 de este documento.

Tabla IV. Unidades geomorfológicas de origen marino y sus amenazas asociadas.

Regiones Geomorfológicas	Unidades Geomorfológicas	Procesos Asociados	Amenaza
Planicie Costera	Barra espiga	-Erosión/Acreción	-Inundación
	Playa	-Socavación	-Retroceso de la línea de costa
	Tómbolo	-Intrusión salina	-Contaminación de acuíferos
	Espiga, abanicos de sobrelavado	-Setup	-Tormentas/Huracanes
	Complejos de cordones y artesas de playa		-Tsunamis
	<i>Beach Rocks</i>		
Planicie Deltaica	Laguna costera	-Desecación	-Disminución del espejo de agua
	Barra frontal deltaica	-Eutroficación, sedimentación	-Sedimentación, contaminación
	Llanura intermareal		
	Plano de inundación	Intrusión marina	Contaminación de acuíferos
	Plano y llanura con vegetación halófila	Alteración en el intercambio de agua entre el continente y el océano	Aumento de la salinidad
Terraza Fluvio Marina	Artesas de salares		
	Terraza marina	Socavación por acción del oleaje	-Retroceso de la línea de costa
	Pilar, plataforma de abrasión		-Movimientos en masa
	Arrecifes sumergidos o parcialmente sumergidos	-Cambios drásticos de temperatura	Blanqueamiento
		-Sedimentación	

2.4.1.1 Espiga (flecha litoral, barra espiga, puntales)

Cuerpos arenosos bajos, configurados en forma de ganchos elongados en la dirección de la deriva litoral, caracterizados porque uno de sus extremos se encuentra fijo a una saliente o bajo firme, mientras que el otro extremo prograda en forma curva por procesos de deriva, refracción y difracción del oleaje. Están conformadas por complejos de crestas y artesas de playa tamaño arena o grava que permiten discernir la evolución de la geoforma (Carvajal *et al.*, 2010). Cartográficamente la espiga puede contener otras unidades como playas o lagunas costeras.

Al evaluar el comportamiento de una espiga ante eventos de oleaje extremos, es importante distinguir entre espiga consolidada o con vegetación y espiga sin consolidar, esta última más vulnerable a sufrir retrocesos en la línea de costa ante eventos extremos. Un ejemplo de espiga asociada a un río es la establecida sobre la desembocadura del río Turbo, la cual ha sufrido una acelerada progradación desde finales de la década de los 60 y donde la vegetación ha ido colonizando paulatinamente los sectores al interior de la espiga.

2.4.1.2 Barra espiga o Barrera (Cordón litoral, bahía barrera, isla barrera, *barriers*, *barriers spits*, *baymouth barrier*)

Barras elongadas de morfología baja dispuestas paralelas a la línea de costa, formadas por procesos avanzados de progradación de espigas y que dejan una boca que comunica el mar con la laguna interior. Pueden también generarse por la emergencia de barras litorales que localmente pueden estar soportadas por barreras de coral subactual. Están constituidas de arenas o gravas, cuya característica principal es que separan cuerpos de agua interiores (generalmente salobres) del mar abierto (Carvajal *et al.*, 2010) (Figura 7). Su formación es producto de un proceso de acrecimiento generado por el transporte de sedimentos por mareas, el oleaje, el viento, sobrelavado (*overwash*) por tormentas o deriva litoral. Ejemplos en el Caribe colombiano de este tipo de procesos se observan al sur de la Punta Juan Moreno, entre Galerazamba y Pueblo Nuevo (Bolívar). De acuerdo a su tamaño y su evolución en el tiempo, pueden igualmente considerarse una región geomorfológica que incluye unidades como dunas, lagunas costeras y playas.

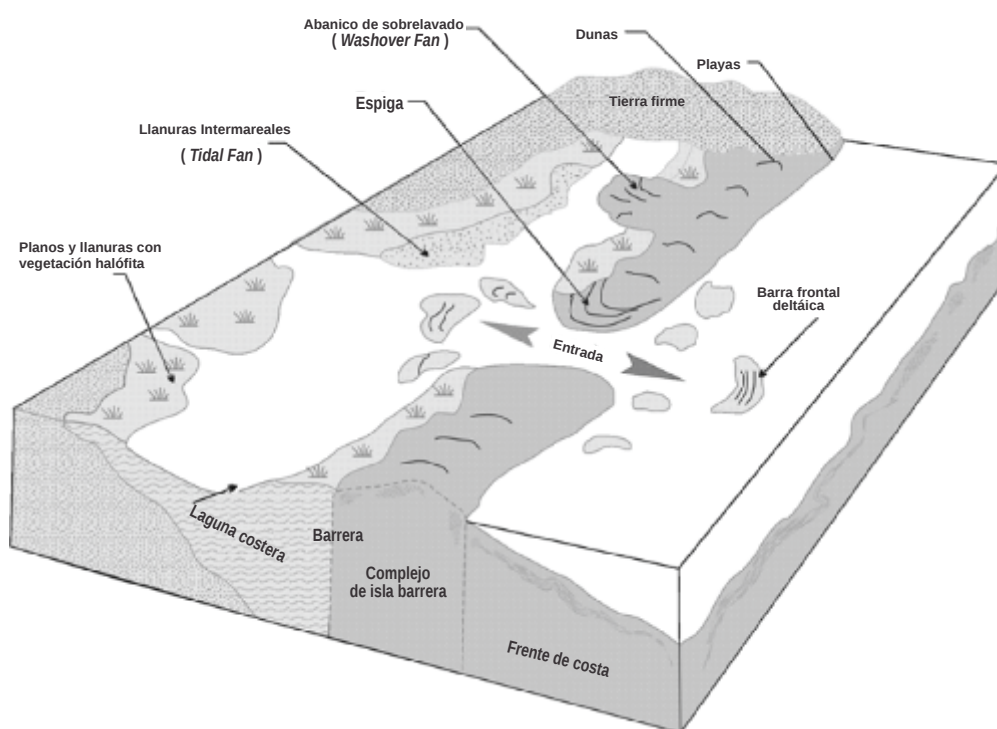


Figura 7. Barra espiga y unidades geomorfológicas asociadas (Modificado de Corps of Engineers, 2002).

2.4.1.3 Laguna costera (albufera, ensenadas, *lagoons*)

Son cuerpos de agua salada permanentes acumuladas en zonas de depresión, que se caracterizan por tener comunicación de manera periódica o permanente con el océano y por estar separadas del mismo por una playa o cordón litoral (IDEAM, 2010). La Ciénaga Grande de Santa Marta, la laguna de Tesca al norte de Cartagena y la ensenada de Rionegro al norte de Necoclí, son ejemplos de lagunas costeras. Gayet *et al.* (1989) distinguen, de acuerdo al tipo de barrera limitante con el mar, lagunas costeras de tipo deltaico, de plano litoral, de medios arrecifales y lagunas de zonas costeras tectonizadas.

El término ciénaga, de connotación genérica, se relaciona con cuerpos de agua a nivel de mar, circundados por vegetación y su uso es comúnmente utilizado para los cuerpos de agua asociados al río Magdalena. Se propone que en levantamientos geomorfológicos este término sea reemplazado por el de laguna costera.

2.4.1.4 Llanura intermareal (llanuras de marea, planos mareales, *tidal fans*)

Zonas de morfología plana o levemente inclinada. Su origen obedece al efecto combinado del ascenso de la marea y altos niveles freáticos, siendo característica su composición de arena fina a lodosa desprovista de vegetación o con vegetación herbácea escasa y esporádica. Se ubican en zonas protegidas del oleaje marino, bordeando lagunas costeras o en la parte interna de las espigas (Figura 7). Llanuras intermareales pueden ubicarse entre Manzanillo del Mar y Punta Canoa, en el departamento de Bolívar.

2.4.1.5 Planos de inundación (zonas bajas de inundación, cubetas de derrame, *swale*)

Depresión leve y poco profunda ubicada a nivel del mar o por debajo del mismo y que sufre inundaciones periódicas (encharcamiento), como consecuencia de altas precipitaciones o alto nivel freático. Los suelos en estas depresiones presentan alta humedad y están compuestos por sedimentos finos no consolidados (arcillas, limos). Es el caso de sectores en la parte trasera de las playas y dunas de la barra espiga Isla Salamanca. Estas cubetas pueden presentar vegetación de mangle, pastos o rastreras escasas, como son las plantas de las especies *Sesuvium sp.* o *Canavalia marítima*.

3.4.1.6 Planos y llanuras con vegetación halófila (Pantano intermareal, Marismas, Pantanos de manglar, *saltmarshes*)

Son áreas bajas, con relieve plano-cóncavo, alto nivel freático y que presentan procesos de sedimentación marina y continental a nivel del mar o un poco por encima del nivel de marea alta. Se constituyen de lodos, arenas muy finas y abundante materia orgánica, condiciones propicias para el crecimiento de vegetación pionera como manglar y otras especies halófitas. Estos sectores sufren inundaciones periódicas por oleajes extremos, mareas, la combinación de ambos (*wave setup*) o por desborde de ríos o lagunas costeras. Se sugiere restringir el término marisma (*saltmarsh*), a zonas de pantanos con vegetación herbácea propia de latitudes altas. Pueden producirse como resultado de la ganancia en altura por acumulación de sedimentos en lagunas costeras o planos de inundación.

2.4.1.7 Playas

La unidad geomorfológica de playas es una de las más relevantes en términos paisajísticos, económicos y como agente disipador de energía. Las playas pueden considerarse un patrimonio natural que debido a la alta afluencia de usuarios e infraestructura que tiene lugar en ellas, se ven con frecuencia deterioradas y su equilibrio amenazado.

El término playa, por ser de uso muy extendido y por ser utilizado desde diferentes perspectivas (ingenieriles, legales, turísticas, de navegación), tiene diferentes definiciones las cuales varían de acuerdo con la aplicación que se le vaya a dar a la unidad. En términos amplios la playa se identifica por consistir de sedimentos depositados por el oleaje (Woodroffe, 2002); o como una acumulación de arena marina que es transportada a la costa por el oleaje y las corrientes (<http://www.ozcoasts.org.au/glossary>, 2010). *Sensu stricto*, una playa es "la acumulación de sedimento no consolidado (grava, arena o canto rodado), que se sitúa entre la línea de máximo alcance del oleaje en temporal y pleamar viva y hasta una profundidad que corresponde a la zona donde deja de producirse un movimiento activo de sedimento debido a la acción del oleaje" (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria⁴, 2000).

De acuerdo con el Decreto 2324 de 1984, se establece la definición de playa en Colombia para efectos legales como: “Zona de material no consolidado que se extiende hacia tierra, desde la línea de la más baja marea hasta el lugar donde se presenta un marcado cambio en el material, forma fisiográfica o hasta donde se inicie la línea de vegetación permanente, usualmente límite efectivo de las olas de temporal”. Conforme al anterior concepto, las unidades ubicadas a partir de la línea de más baja marea en dirección al océano harán parte de las unidades submarinas. El término playa debe diferenciarse de la connotación que se le da en inglés a la misma palabra, la cual se refiere a una depresión cerrada típica de regiones semiáridas y con un origen asociado a erosión eólica (Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2005).

En términos morfodinámicos, para retener una playa en una bahía son necesarios unos contornos laterales y de fondo que confinen el sedimento y eviten que la dinámica del sistema (olas, corrientes, mareas) transporte el sedimento fuera de la unidad (González, 1995). En perfil y en planta pueden distinguirse diferentes tipos de playas. De acuerdo con la pendiente, el tamaño de los sedimentos y el tipo de oleaje que las afecta, las playas se clasifican en disipativas, intermedias y reflexivas. Short (1996) define un parámetro adimensional (?) para clasificar las playas formadas en rangos micromareales con la presencia de una o varias barras.

$$? = H_b / W_s T \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde H_b es la altura del oleaje en la zona de rompiente (m).
 W_s es la velocidad de caída del sedimento (m/s).
 T es el período del oleaje (s).

De acuerdo con la ecuación 2, valores de $? > 5.5$ representan playas disipativas; valores de $? < 1.5$ representan playas reflexivas, y valores entre $1.5 < ? < 5.5$, están en el rango de playas intermedias. El tamaño de sedimento, las características de la rompiente y la presencia de barras, son igualmente condicionantes del tipo de playa (Tabla 5).

Tabla V. Tipos de playas (Modificado de Short, 1996 y Short, 2006).

Tipo de Playa	Tamaño arena	Altura oleaje	Tipo de rompiente	Distancia de la primera rompiente	Pendiente playa	?	Número barras	Beach cusp
Disipativa	Fina	>2.5 m	Descresta- miento (Spilling)	300-500 m	<1°	>5.5	≥ 2	NO
								
Intermedia (Es una transición que puede presentar cuatro estados de playas)	Fina a media	0.5-2.5 m	Voluta (Plunging)	Variable	1-5°	1.5-5.5	Pueden presentarse	Pueden presentarse
								
Reflexiva	Gruesa (≈ 0.4 mm) gravas, guijarros	<0.5 m	Colapso (Surging)	A pocos metros de la costa	5.7-12°	<1.5	Ausentes	Pueden presentarse
								

En planta se han denominado playas encajadas a aquellas que se encuentran confinadas lateralmente por contornos impermeables o semipermeables, naturales o artificiales, y en las que el fondo está cubierto en su mayor parte por arena. A variaciones de este tipo de playa, acorde con la forma y características, se les ha definido

en forma de “Z”, en espiral, playas de forma creciente (*crenulate shaped bays*), playas bolsillo, medio corazón o curvadas.

De acuerdo con sus dimensiones y a la relación que presente con otras unidades como los tómbolos o las espigas, las playas pueden considerarse unidades o subunidades geomorfológicas. Según sea el caso, las subunidades o componentes geomorfológicos asociados a las playas, presentan unas dimensiones que suelen requerir que su reconocimiento y ubicación se realice mediante trabajo de campo, idealmente acompañado del levantamiento de perfiles de playa.

A continuación se presentan las definiciones y ubicación de los elementos presentes en un perfil de playa (Figura 8).

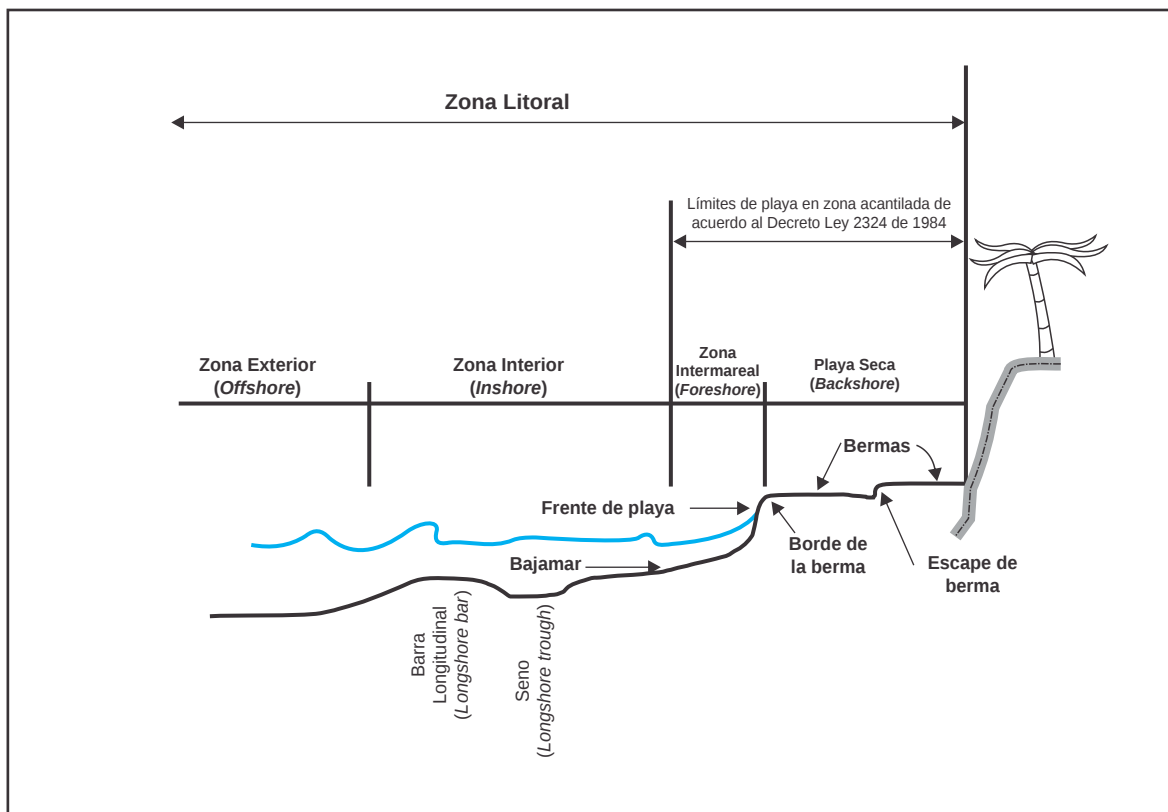


Figura 8. Componentes de un perfil de playa (Modificado de Komar, 1998).

- Playa seca (*Backshore*): zona del perfil de playa que comprende el tramo entre el frente de playa y el límite en tierra de la playa, marcado por un cambio fisiográfico como el que demarca un acantilado o el inicio de vegetación (Komar, 1998).
- Berma: porción de playa aproximadamente horizontal formada por sedimentos arrastrados por el oleaje. Su límite en dirección al océano está marcado por el cambio de pendiente sobre el frente de playa, denominado borde o cresta de la berma. Algunas playas pueden tener más de una berma separadas entre sí por el escarpe de berma.
- Escarpe de berma: escalón aproximadamente vertical formado por la erosión que produce el oleaje sobre el límite en dirección al océano de la berma.

- Zona intermareal: zona de la playa comprendida entre el borde de la berma (o en ausencia de la berma, el límite superior del lavado de playa en marea alta o límite superior del *swash*) y el límite mínimo de descenso del oleaje en bajamar (Komar, 1998).
- Frente de playa: sección de playa inclinada localizado en dirección al mar, a partir de la berma, y que está expuesta al flujo permanente ascendente y descendente del oleaje (Komar, 1998).
- Escalón de playa (*Beach Step*): zona de mayor pendiente que aparece en ocasiones en el límite inferior del frente de playa. Suele contener sedimentos más gruesos que el resto del perfil (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria⁴, 2000).
- Playa sumergida: zona de la playa comprendida entre el límite de descenso del oleaje en bajamar y el límite exterior del perfil. En la literatura inglesa se divide en *inshore*, (zona de movimiento activo de sedimento), comprendida desde el nivel de descenso en bajamar hasta la zona exterior de la barra y el *offshore*, ubicado en la zona exterior (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria⁴, 2000) (Figura 8).
- Barra litoral: acumulación de arena sumergida dispuesta de forma paralela o aproximadamente paralela a la línea de costa. Pueden existir varias barras en el perfil de playa, dentro de las cuales la barra interior puede quedar expuesta en marea baja. Dentro de la barra litoral pueden diferenciarse una cresta o zona de mayor elevación y un seno o depresión paralela a la línea de costa (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria⁴, 2000) (Figura 8).

El término barra ha sido usado indiscriminadamente tanto para unidades subaereales como infralitorales o submarinas. De acuerdo con Shepard (1963), se recomienda restringir la denominación barra litoral exclusivamente para los cordones sumergidos en la zona de rompiente

- Línea de costa: es una línea que representa el plano de intersección de la superficie del agua con la superficie terrestre. Por ser función de las condiciones climáticas, la línea de costa presenta oscilaciones de acuerdo con las condiciones presentes en el momento en que se mida.

Se han desarrollado múltiples propuestas para establecer un límite físico de la línea de costa que permita monitorearla, con el fin de hacer comparaciones en el tiempo y que sea consistente independiente del método de medición utilizado (i.e. fotografías aéreas, videos, levantamientos en campo) y del personal utilizado. Algunos de los marcadores utilizados para delimitar la línea de costa son componentes geomorfológicos como el escarpe de berma o la base de acantilados. Una revisión completa de la totalidad de los indicadores de línea de costa reportados en distintas publicaciones científicas se encuentra en Boak *et al.* (2005), donde se citan entre otros, la línea de vegetación más próxima al océano y la línea de agua instantánea en el momento de hacer la medición en campo o toma de la imagen.

En adición a los indicadores geomorfológicos que se han mencionado, uno de los referentes más utilizados es la línea de mayor altura del agua (HWL, por su sigla en inglés), considerada una aproximación de la línea de marea alta. Este rasgo, aunque no es una geoforma, ha sido ampliamente utilizado, ya que puede ser identificado tanto en campo como en fotografías aéreas por el contraste en el tono y color entre la arena seca y la arena húmeda (Figura 9).



Figura 9. Línea de costa definida por el límite entre arena seca y arena húmeda.

Tras analizar videos y levantamientos de campo en la Costa Este de Estados Unidos, se reconoció que un solo *swash* de máximo avance, bajo condiciones de marea alta, es el que marca la línea de marea alta (Pajak *et al.*, 2002) indicada en la Figura 9. La posición de la línea es variable debido a que es afectada por las mareas, los cambios estacionales de las playas, tormentas y vientos (Pajak *et al.*, 2002). Bajo condiciones ideales y para reducir el error generado por los cambios estacionales o por tormentas, se recomienda que para levantamientos sucesivos de la línea de costa se realice el monitoreo en el mismo período del año, sin presencia de tormentas afectando la altura del oleaje e identificando un nivel de marea base para el momento del trazado de la línea de costa a través de un mareógrafo portátil, o de no poseerse este equipo, realizando el levantamiento en marea baja. Para los levantamientos históricos basados en fotografías aéreas, diferentes autores han considerado que sólo sobre fotos con escalas 1:20.000 o mayores es posible realizar el trazado de la línea de costa con precisión suficiente (Crowell *et al.*, 1991; Thieler y Danforth, 1994; Moore, 2000).

Con frecuencia se confunden los términos línea de marea alta promedio (MHW, por su sigla en inglés) y línea de marea alta (HWL, por su sigla en inglés). Este último es la marca dejada por el oleaje en dirección al continente, durante el último episodio de marea alta, mientras que la línea de marea alta promedio es el resultado del promedio de la línea de marea alta por un período de 19 años (Shalowitz, 1964). Recientemente se han implementado tecnologías con cámaras de video, equipos laser tipo LiDAR y GPS diferenciales, las cuales al ser combinadas con información de mareógrafos cercanos, proveen mayor exactitud y precisión en el levantamiento de la línea de costa, específicamente respecto a los niveles de marea. No obstante, con el fin de poder realizar comparaciones entre la línea de marea alta promedio, tomada a través de LiDAR, y la línea de mayor altura del agua (HWL), tomada con fotografías aéreas o en campo, se requiere realizar para esta última los ajustes por cambios de marea y pendiente de playa.

En el país no existe un protocolo entre las diferentes entidades que trabajan en el tema para unificar los criterios para el levantamiento de la línea de costa. Hasta ahora, el trazado oficial de la línea de costa y del límite de los bienes de uso público está a cargo de la Dirección General Marítima (Dimar), y está regido de acuerdo con el marco legal vigente conformado principalmente por el Decreto Ley 2324 de 1984 (Afanador *et al.*, 2006). Los levantamientos realizados por Dimar trazan la línea de costa en la base de los acantilados y en zonas de playa en la intersección del plano que forma la superficie del océano con el continente, en el momento de tomar la imagen o hacer la medida. Formalmente, la línea de costa a nivel nacional se ha definido como “el límite entre las aguas y la tierra para el momento de la más baja marea” (Steer *et al.*, 1997).

Tradicionalmente, la caracterización de la línea de costa ha sido realizada a partir de su evolución y composición. Esta última característica ha sido especialmente desarrollada para evaluar la vulnerabilidad de las costas ante eventuales derrames de petróleo, lo cual permite identificar los sectores más vulnerables y así poder establecer planes de contingencia ante un eventual derrame (Mosbech *et al.*, 2004). En un marco que no se restringe a la contaminación por derrames de petróleo, sino que incluye también la vulnerabilidad ante fenómenos naturales como ascensos en el nivel del mar o la ocurrencia de tsunamis, Pendleton *et al.* (2005) calcularon un índice de vulnerabilidad costero (CVI, por su sigla en inglés), con base en las siguientes variables: geomorfología, pendiente costera regional, tasas de cambio del nivel del mar, cambios históricos de la línea de costa, rangos mareales promedios y altura de la ola significativa. En adición a estas variables, Kumar *et al.* (2010) incluyeron el riesgo asociado a la elevación regional de la costa y el riesgo asociado al *run-up* por un tsunami.

2.4.1.8 *Beachrocks*

Consisten de sedimentos consolidados de composición calcárea asociados a las playas. El material litificado puede ser areniscas, brechas o conglomerados, con proporciones variables de material calcáreo y siliciclástico (Marques *et al.*, 2006). Su formación ocurre en zonas tropicales, probablemente como consecuencia de la evaporación de agua marina acumulada entre los sedimentos (Marques *et al.*, 2006). Esta unidad puede encontrarse en el sector de San Luis de la isla de San Andrés y alrededor de Johnny Cay.

2.4.1.9 Complejos de crestas y artesas de playa (planos de crestas de playa, playas antiguas)

Conjunto de crestas de playa separadas por surcos paralelos, conformando planos arenosos suavemente ondulados. Representan antiguas playas y dunas ubicadas en dirección al continente, a partir de la playa activa y suelen estar cubiertos por grama o plantas rastreras. Una subunidad de esta unidad son las crestas o cordones de playa.

- Cordones de playa (cordones litorales, crestas, crestas de playa/*beach ridges*): representan playas antiguas que se manifiestan como una serie de acumulaciones de arena con forma de crestas separadas entre sí por depresiones, y que se presentan en dirección al continente, aproximadamente paralelas a la playa actual y a la dirección del oleaje. Suelen ser indicativos de un proceso de progradación costera (Martínez, 1993), relacionados con depositación por parte del viento o del avance máximo del oleaje en zonas con abundantes sedimentos. Las crestas de playa no son propiamente dunas, aunque en ocasiones puede existir un aporte eólico que da lugar a una unidad compuesta (Sharples *et al.*, 2009).

Los *cheniers*, igualmente marcadores de antiguas posiciones del nivel del mar, son cordones de material grueso depositado sobre sustratos de material fino. Su origen puede estar asociado a eventos de tormenta (Sharples *et al.*, 2009) o a planos lodosos en costas acresionales con cordones de material grueso que marcan antiguas líneas de costa (Woodroffe, 2002).

2.4.1.10 Tómbolo

Unidad con forma cuspada en planta, constituida por una barra de sedimento consolidado (con vegetación) o no consolidado, que generalmente presenta una forma alargada conectando una isla o arrecife con el continente o con otra isla por efecto de difracción y refracción del oleaje. Existen también tómbolos generados artificialmente por medio de estructuras que constituyen un difractor del oleaje. Al igual que las

barras espiga; de acuerdo al tamaño y estado evolutivo de un tómbolo, podrían considerarse una región geomorfológica que incluye unidades como dunas, playas y lagunas costeras.

Un ejemplo reciente de la formación y evolución de un tómbolo se presenta en isla Cascajo, localizado entre Arroyo de Piedra y Palmarito, en el departamento de Bolívar. Martínez *et al.* (1990) sugiere que las arenas que dieron lugar a este tómbolo provienen de una antigua espiga (en la actualidad completamente erodada), que estaba ubicada frente a la población de Galerazamba.

2.4.1.11 Bajos arrecifales

Fondos someros cuya composición consta de especies formadoras de arrecifes en un porcentaje predominante (>70 %). Otras coberturas como macroalgas, praderas de pastos marinos, fondos de arena y cascajos, representan un porcentaje mínimo (<30 %) (IDEAM², 2010). Se extienden de forma lineal o en parches aislados frente a la costa. Esta unidad es común frente a las costas de las islas que conforman el sistema de Parque Nacional Natural Corales del Rosario y de San Bernardo, en Isla Fuerte, San Andrés y Providencia, en sectores del Parque Nacional Natural Tayrona, y entre Capurganá y Sapzurro.

2.4.1.12 Plataforma de abrasión (plataforma marina, rasa litoral, *Shore platform, Wave-cut platform*)

Son superficies en roca pulidas y cortadas por el oleaje debido al impacto constante de las olas sobre costas acantiladas, que generan turbulencia, presión hidráulica y movilización de sedimentos (Burbank *et al.*, 2001) (Figura 10). La amplitud de las plataformas depende de la competitividad de la roca, el intervalo de tiempo que el nivel del mar permanezca constante, y la fuerza del oleaje. Este último es a su vez proporcional a la configuración de la línea de costa, a la frecuencia de las tormentas y al *fetch* o región oceánica en la cual la superficie interactúa dinámicamente con el viento (Masselink, 2003), a la configuración de la línea de costa y a la frecuencia de las tormentas. Debido a que la plataforma se forma por la abrasión causada por el oleaje, su extensión no va más allá de la zona de influencia del oleaje sobre el subsuelo (Burbank *et al.*, 2001) o profundidad de cierre, lo cual produce plataformas que generalmente no exceden los 500 m en la horizontal. Ejemplos de esta unidad se encuentran en sectores del Parque Tayrona como las bahías de Macuaca, Siete Olas y Playa Brava.

2.4.1.13 Terrazas marinas (terrazas costeras, plataforma arrecifal)

Las terrazas son superficies elevadas horizontales a subhorizontales que sufren un desnivel respecto al nivel del mar. El origen de este desnivel puede ser tectónico o por cambios en el nivel del mar. Previo a la formación de una terraza marina es necesario un medio propicio para el crecimiento de corales y algas coralinas (Burbank *et al.*, 2001), o formación de playas. En contraste, también pueden generarse terrazas marinas a partir de plataformas de abrasión levantadas. En el Caribe, ejemplos de terrazas marinas se localizan entre las cabeceras municipales de Arboletes y Puerto Escondido y en la isla Tierrabomba.

- Plataformas de abrasión antiguas (plataformas de abrasión elevadas, plataforma de abrasión inactiva, *Old platform*): las plataformas de abrasión antigua son un tipo de terraza marina caracterizada por la presencia de una superficie rocosa de origen marino (plataforma de abrasión) y que se encuentra elevada con respecto al nivel actual del mar (Figura 10).

Independiente del tipo de material y proceso que haya originado una terraza marina, con el paso del tiempo dichas terrazas son cubiertas por coluviones que se hacen más espesos en dirección hacia el continente (Keller *et al.*, 2002). Por tanto, la diferenciación de una terraza acresiva de una erosiva requiere determinar el tipo de material y procesos que le dieron origen; diferencias que no son siempre evidentes en campo debido a la cobertura con coluvios que se ha mencionado, a la incisión a la que puede verse sometida la terraza por drenajes y erosión, y a que pueden presentarse plataformas de abrasión antiguas (producto de denudación), coalescentes con terrazas marinas generadas a partir de ambientes depositacionales. De acuerdo con lo anterior, se recomienda utilizar el término terraza marina genéricamente para todos los casos donde haya una superficie de origen marino elevada sobre el nivel del mar, y sólo en aquellas situaciones donde exista suficiente

evidencia de que la superficie es producto del efecto combinado de la meteorización y de la abrasión del oleaje sobre la roca, especificar que la terraza marina fue producida a partir de una plataforma de abrasión antigua.

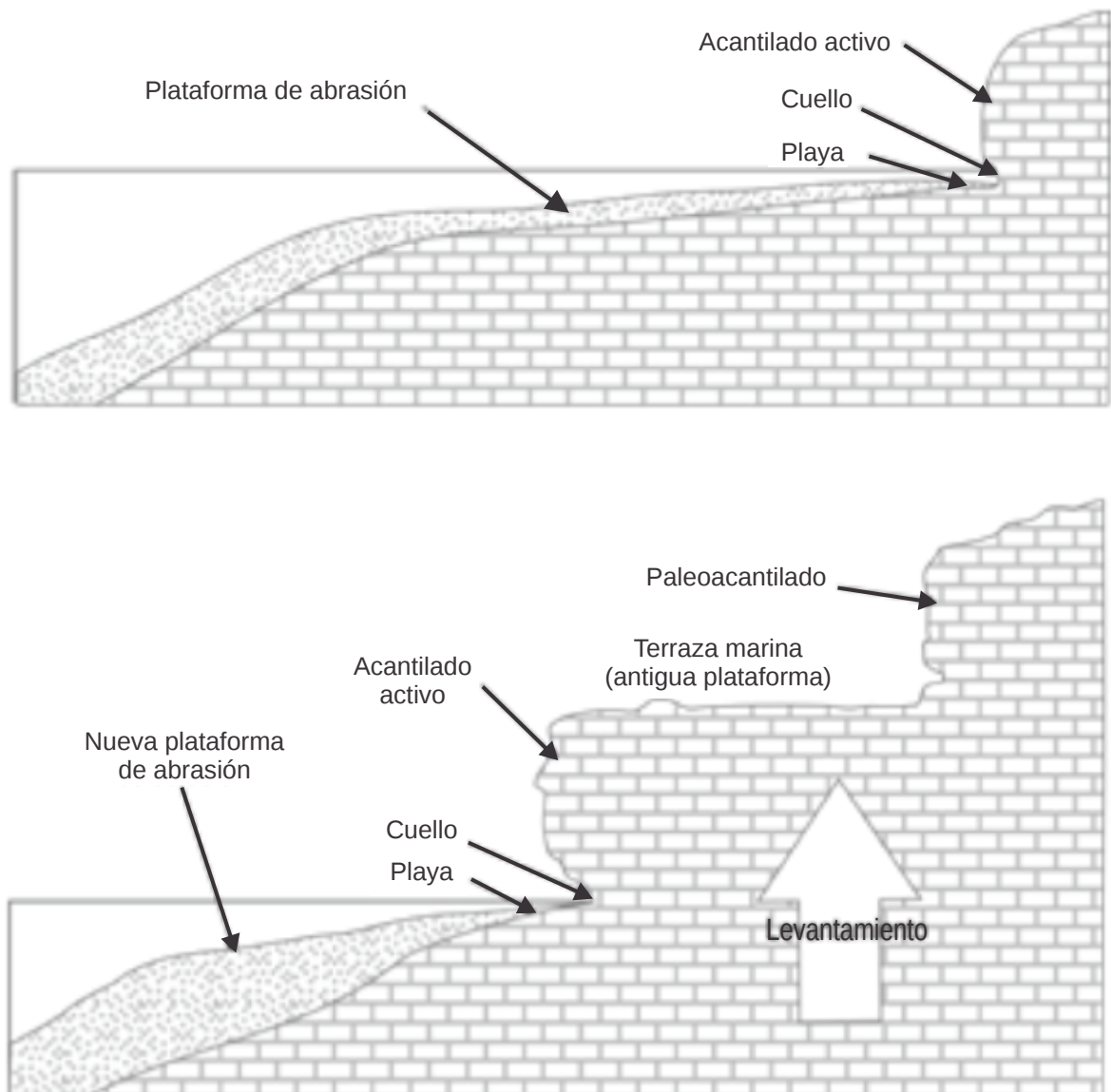


Figura 10. Formación de una terraza marina a partir de una plataforma de abrasión antigua como consecuencia de un evento tectónico de levantamiento (Modificado de Corps of Engineers, 2002).

2.4.1.14 Pilares (pináculos, stacks)

Son islotes rocosos con formas columnares que sobresalen del nivel del mar, resultado de un proceso denudacional marino generado por la erosión producida por el oleaje sobre una zona acantilada de rocas con competencia variable, las cuales dejan remanentes de roca aislada a manera de islotes rocosos. Muchos de los pilares se forman por erosión marina a lo largo de diaclasas, fallas y otros planos de debilidad que permiten que el agua percole la masa rocosa (Trenhaile *et al.*, 1998).

Las dimensiones de los pilares no suelen ser mayores de una hectárea, por lo que para representarlos en mapas a escala 1:25.000 o menores es necesario reemplazar los polígonos por símbolos puntuales. Subunidades y

componentes que pueden estar asociados a los pilares son las cavernas, los cuellos o hendiduras (*notches*) y las plataformas de abrasión. Trenhaile *et al.* (1998) encontraron que el origen de los pilares, cuellos, arcos y cavernas en Hopewell, Canadá, está asociado con planos de fracturamiento de la roca parental.

2.4.1.15 Abanicos de sobrelavado

Depósitos con forma de abanico, generados a partir del arrastre de material de playas y/o dunas hacia la parte trasera de la playa o hacia el borde externo de las lagunas costeras (Figura 7). El mecanismo que produce este arrastre es generado por olas de altura extraordinaria que pueden ser consecuencia de tormentas (Arnott, 2010), o producto del ascenso del nivel del mar (Corps of Engineers, 2002).

2.4.2 Unidades geomorfológicas de origen fluvial

Dentro del Caribe las unidades geomorfológicas de origen fluvial generalmente están asociadas a sistemas deltaicos. Los deltas se forman cuando existe un aporte de sedimentos suficientemente importante que supere la redistribución por procesos marinos como olas, corrientes y mareas. Las unidades de origen fluvial, descritas a continuación, se encuentran resumidas en la Tabla VI.

Tabla VI. Unidades geomorfológicas de origen fluvial y sus amenazas asociadas.

Regiones geomorfológicas	Unidades geomorfológicas	Procesos asociados	Amenaza
Planicies deltaicas	Barras frontales deltaicas	-Aumento del nivel del mar temporal (por tormentas) o permanente.	-Retroces o de la línea de costa -Contaminación de acuíferos
	Llanura aluvial	-Progradación	-Tormentas/Huracanes
		-Sismos	-Tsunamis -Licuación
Terrazas fluvio-marinas	Cauces	-Socavación lateral	-Desprendimiento
	Abanicos	-Movimiento en masa	-Avalancha -Inundación
	Diques	-Socavación	-Rompimiento -Inundación
	Meandros	-Socavación lateral	-Desprendimiento
	Terraza aluvial	-Avenidas torrenciales	-Inundación
		-Socavación	-Desprendimiento

2.4.2.1 Barras frontales deltaicas

Depósitos de arena con forma alargada, ubicados en la desembocadura de ríos y dispuestos transversalmente a la dirección del cauce principal. Es una unidad asociada a temporadas de lluvia y a aumentos de caudal, cuando el aporte de sedimentos de los drenajes es mayor a la capacidad de movilización de los mismos por parte del oleaje.

2.4.2.2 Llanura aluvial (Llanura de inundación)

Superficie de forma plano-cóncava que se inunda estacionalmente como consecuencia del aumento en el nivel del drenaje en la temporada de lluvias, bien sea por desborde directo del río o por un aumento en el nivel freático. Se constituye de arcillas, limos y arenas. En grandes corrientes pueden diferenciarse varios niveles de llanuras de inundación.

Dentro de la unidad de llanura aluvial y a la escala de trabajo propuesta, se incluyen las zonas inundables no sólo de las grandes corrientes (Magdalena, Sinú, Atrato), sino también de las llanuras formadas por cauces menores como las formadas por los ríos Ranchería, San Juan (en San Juan de Urabá), Caimán Nuevo, y las corrientes que descienden de la Sierra Nevada de Santa Marta.

2.4.2.3 Cauces

Corresponde a los cursos de los ríos tanto actuales como antiguos (paleocauces), con formas que van desde trazos rectos a meándricos y desde muy anchos como el río Magdalena, hasta pequeños afluentes que atraviesan las llanuras de inundación. Dentro de esta unidad pueden diferenciarse las subunidades cauce principal, cauce secundario y cauces antiguos o paleocauces (IDEAM, 2001).

2.4.2.4 Abanicos aluviales

Cono de pendiente suave, con forma lobulada o de abanico, producida por la acumulación de sedimentos que se depositan como consecuencia de un cambio abrupto en la pendiente de una corriente. Entre los municipios de Carepa y Turbo en el Urabá antioqueño, se extienden una serie de abanicos ubicados entre las regiones de lomerío y de llanura aluvial.

2.4.2.5 Diques naturales (albardones, levees)

Bancos naturales con forma de cresta dispuestos a lo largo de un río y que al mantener confinada la corriente evitan las inundaciones en los terrenos aledaños (NSSC, 2008), conformándose como consecuencia de desbordes y sedimentación laminar lateral (Florez *et al.*, 1998). Los diques separan el cauce de la llanura de inundación, lo cual puede dar lugar a que el nivel del río sea mayor que el de la llanura de inundación, especialmente cuando se trata de diques artificiales. Entre los diques se pueden diferenciar los activos e inactivos (IDEAM, 2001). Junto con los diques, la migración del río puede dar lugar a un conjunto de orillares o diques de poca altura.

2.4.2.6 Meandros (barras de meandro)

Corresponde a zonas de migración lateral del cauce del río. El proceso afecta curvas sucesivas de una corriente, produciendo sedimentación y erosión que se alterna a ambos lados de la corriente (Villota, 2005) (Figura 11). Cuando el río cambia su curso y el meandro deja de estar sometido al efecto constante de la corriente, da lugar a la unidad de meandro abandonado.

- Orillares (barras de meandro): diques de baja altura que van siendo abandonados en la medida que el río se desplaza lateralmente, especialmente en sectores de meandros (Villota, 2005) (Figura 11).
- Madrevieja (*Oxbows*): este componente se forma cuando los meandros son muy cerrados, presentando una curvatura extrema que encierra una pequeña porción de terreno entre dos segmentos de la corriente (NSSH, 2008).

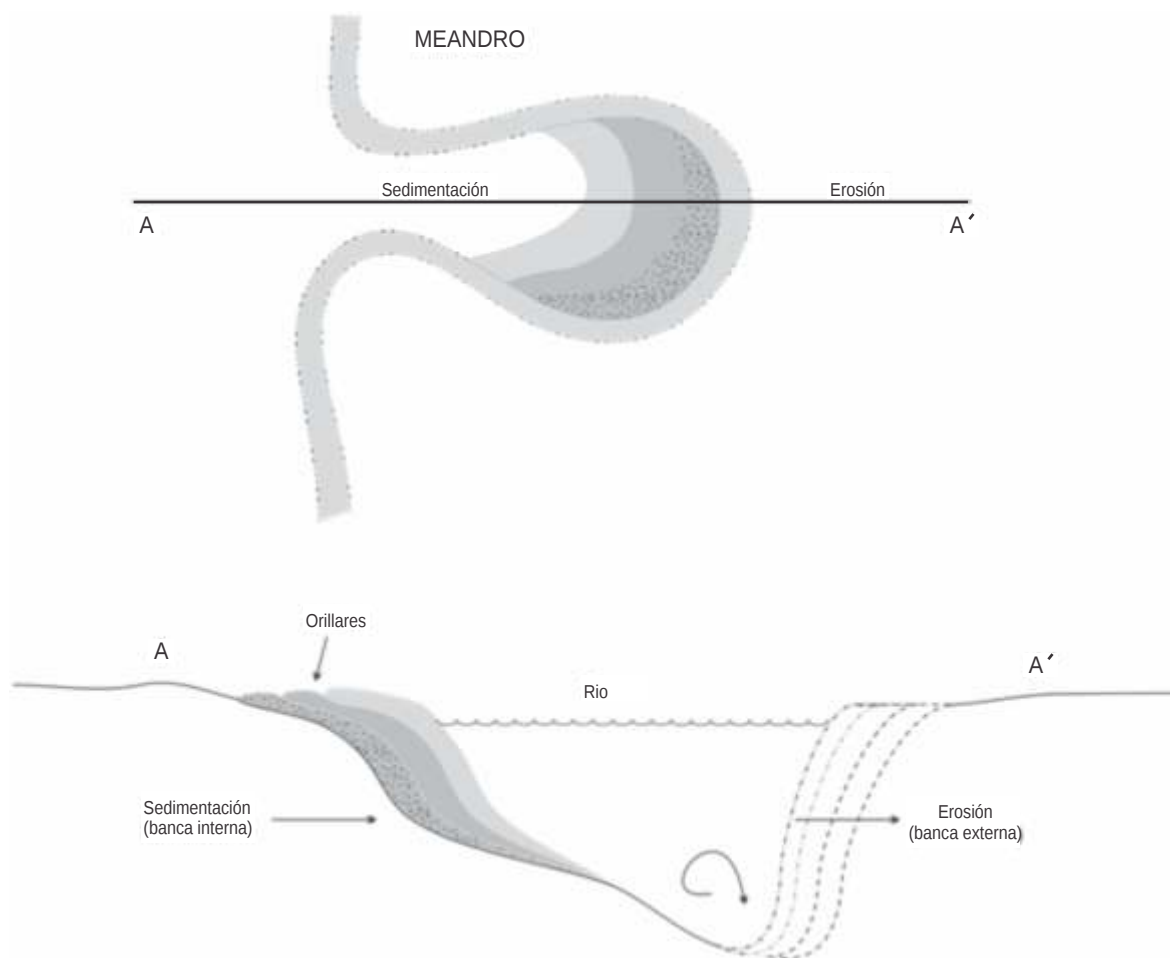


Figura 11. Unidad geomorfológica de meandro y procesos asociados (Modificado de Villota, 1991).

2.4.2.7 Lagunas (ciénagas, lagunas interiores, cuencas de decantación, ciénagas dulces permanentes)

Cuerpos de agua asociados a las llanuras de inundación y a zonas bajas. Se caracterizan por tener un espejo de agua permanente, consecuencia de su comunicación con los ríos, a través de canales, por desbordes o por flujo de aguas subterráneas (IDEA, 2002). Presentan formas y tamaños diversos dependiendo de la estación climática, el régimen de caudal de los ríos y la precipitación de la zona. La forma de esta unidad es cóncava y plano-cóncava, con fondos de arcillas, limos y materia orgánica (IDEAM, 2001). Las lagunas costeras, tras un proceso de regresión continuo, pueden evolucionar a este tipo de lagunas. Este puede ser el caso de la laguna Marimonda, localizada al norte del municipio de Necoclí, en el Urabá antioqueño.

2.4.2.8 Terrazas aluviales

Las terrazas son superficies de tope horizontal o con una inclinación muy suave y con altura variable. Se forman a lo largo de los drenajes y representan antiguas llanuras de inundación, ubicadas en la actualidad por encima del nivel de inundación del río (Van Zuidam, 1986). El desnivel que presentan con respecto al nivel actual del drenaje puede estar relacionado con cambios inherentes al sistema de drenaje, como son el cambio de nivel base del río producto de levantamientos de origen tectónico o a depósitos generados por factores climáticos (Keller *et al.*, 2002). Las terrazas presentan diferentes grados de disección, de acuerdo con su edad.

En la cartografía geomorfológica de detalle, los diferentes niveles de terrazas son discriminados de

acuerdo con su edad y altura, siendo la terraza más antigua denominada como T1, aumentando sucesivamente hasta la terraza más joven.

2.4.3 Unidades de origen estructural

Son las unidades geomorfológicas que dentro de las regiones geomorfológicas de sierras o lomerío se generan por procesos internos de la corteza que incluyen procesos volcánicos, condiciones litológicas, deformaciones tectónicas y sistemas estructurales asociados.

Dentro de la región de origen estructural, existen diversas unidades definidas de acuerdo con las condiciones estructurales y de relieve, por lo que sólo se incluirán las más representativas. Unidades adicionales pueden incluirse en el sistema, junto con la descripción de las particularidades de la unidad como el grado de disección, los procesos que la acompañan, morfometría de los flancos y pendiente. En la Tabla VII se resumen las unidades relacionadas con este ambiente.

Tabla VII. Unidades geomorfológicas de origen estructural y sus amenazas asociadas.

Regiones geomorfológicas	Unidades geomorfológicas	Procesos asociados	Amenaza
Lomerío	Sierra homoclinal	Deslizamiento	Deformaciones asociadas a volcanes de lodo Movimiento en masa
	Sierras anticlinales	Caída de roca	
Sierra	Sierras sinclinales	Deslizamiento	Movimiento en masa
	Volcanes de lodo	Sismos	Avalanchas
			Explosiones de volcanes de lodo

2.4.3.1 Sierra homoclinal (sierra monoclinal, *homoclinal ridges*)

El calificativo homoclinal se usa cuando estratos de rocas sedimentarias se apilan en una misma dirección, bien sea porque esta era la posición original en que fueron depositados en las cuencas, o por plegamiento asociado localmente con fallamiento inverso y/o erosión diferencial (Carvajal, 2008). Presentan cima estrecha y elongada, con laderas con pendientes que pueden variar desde muy inclinadas (11-15°) a muy escarpadas (31-45°).

Pueden formarse cuando una corriente erosiona diferencialmente rocas de diferente dureza como areniscas y *shales*. Así, las unidades blandas permiten el desarrollo de la erosión y a lo largo de ellas se desarrollan valles de corrientes, dejando los niveles resistentes en alto relieve y generando una topografía de valles y laderas intercaladas (Easterbrook, 1993) (Figura 12). En la medida en que los valles son socavados, a lo largo de los estratos de rocas más blandas, las rocas más resistentes forman las sierras homoclinales, caracterizadas por un perfil asimétrico con una ladera escarpada y una de pendiente suave, ladera que generalmente coincide con el buzamiento de la roca más resistente (Easterbrook, 1993). Dentro de una sierra homoclinal pueden diferenciarse las siguientes partes o subunidades:

- **Cuesta homoclinal (monoclinal):** unidad asimétrica con una pendiente larga y suave que contrasta con un escarpe corto y de pendiente alta (Figura 12). La pendiente suave coincide con el buzamiento del estrato o estratos más resistentes (Van Zuidam, 1986), los cuales, según Villota (1991) presentan buzamientos entre 1 y 10° y, de acuerdo con Carvajal (2010) buzamientos, entre 10 y 20°. Dentro de esta subunidad pueden diferenciarse los componentes ladera estructural de cuesta inclinada en el mismo sentido del buzamiento de las capas y la ladera de contrapendiente de cuesta, con sus estratos buzando en sentido contrario a la pendiente de la ladera.

2.4.3.1 Sierra homoclinal (sierra monoclinal, *homoclinal ridges*)

El calificativo homoclinal se usa cuando estratos de rocas sedimentarias se apilan en una misma dirección, bien sea porque esta era la posición original en que fueron depositados en las cuencas, o por plegamiento asociado localmente con fallamiento inverso y/o erosión diferencial (Carvajal, 2008). Presentan cima estrecha y elongada, con laderas con pendientes que pueden variar desde muy inclinadas (11-15°) a muy

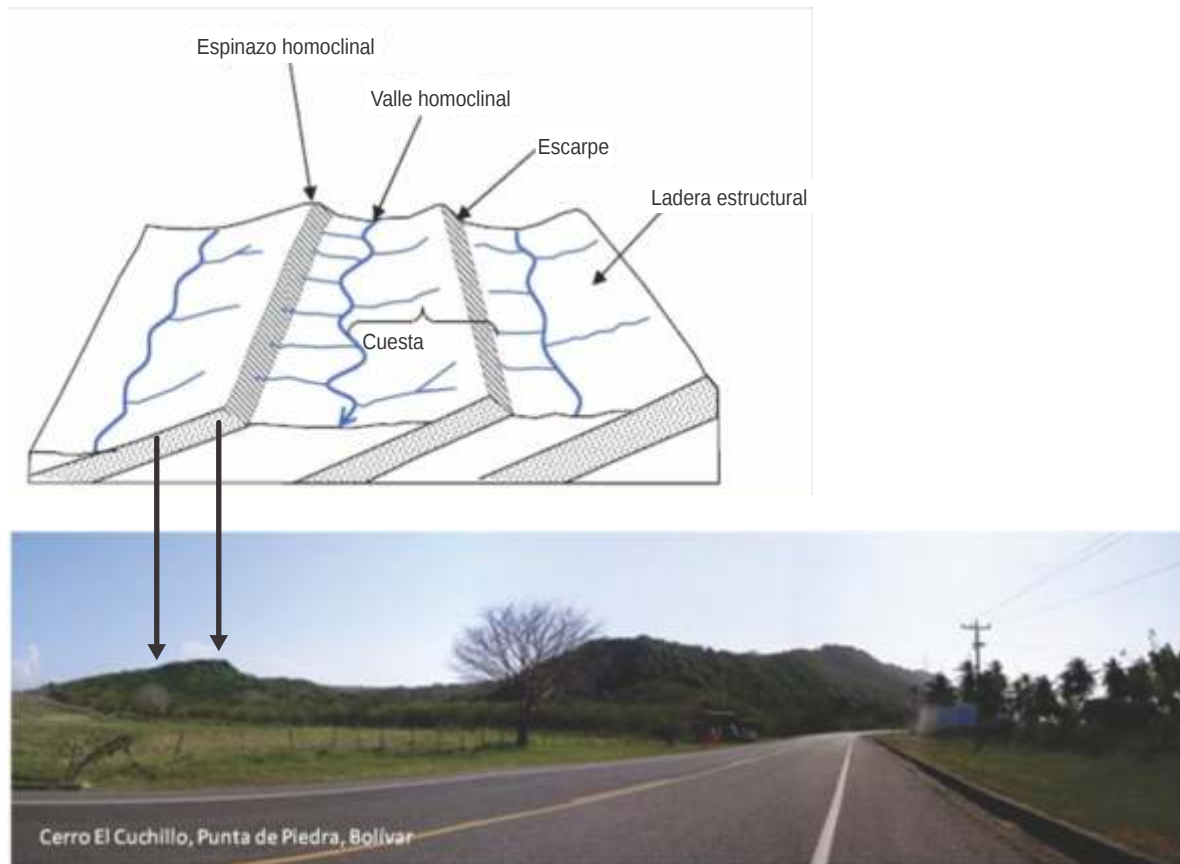


Figura 12. Unidad geomorfológica sierra homoclinal (Modificado de Easterbrook, 1999).

2.4.3.2 Sierra anticlinal

Sierras alargadas de morfología colinada a alomada, cuyas cimas de forma redondeada a estrechas siguen el eje anticlinal formado por el arqueamiento o combadura de los estratos o capas que se inclinan divergentemente a partir de un eje. Presentan subunidades de ladera estructural de anticlinal, con estratos inclinados a favor de la pendiente (Carvajal *et al.*, 2010).

2.4.3.3 Sierras sinclinales

Colina amplia en forma de artesa colgada formada en el eje de un sinclinal. La disposición elevada de los sinclinales obedece al efecto combinado de eventos tectónicos y la acción de erosión diferencial que desmantela los flancos de la estructura, invirtiendo el relieve original (Carvajal *et al.*, 2010).

2.4.3.4 Volcanes de lodo

Los diapiros de lodo son producto de deformaciones de estratos de roca sedimentario bajo el efecto de una tectónica con una componente predominantemente vertical; las formas resultantes presentan cimas con tope plano y con una base circular a elíptica. Cuando asociado a los diapiros ocurre expulsión de lodo a través de ventosas, el diapiro desarrolla formas que varían desde domos a conos que divergen en forma radial a partir de

una cima achatada, la cual se desarrolla por la acumulación del material extruido durante las erupciones (Figura 13).

Dentro del terreno Sinú (Figura 3), algunos volcanes de lodo presentan bocas por las que eventualmente ocurre expulsión de lodo y cuyo ascenso se ve favorecido por zonas de debilidad presentes en las rocas (Molina *et al.*, 1998). Estas zonas facilitan la salida a superficie de horizontes con sedimentos de baja densidad que se encuentran suprayacidos por sedimentos de mayor densidad (Vernette, 1986). Ordóñez (2008), relaciona el fenómeno en la costa Caribe con sobrepresurización del lodo al interior de la corteza, sumado con una tectónica de margen continental activa de tipo compresivo.

Briceño y Vernet (1992), basados en la relación entre el diámetro basal (Db) y la altura (h) de los domos, proponen la siguiente clasificación para los mismos:

Tipo 1. $h < 100$ m y $Db < 750$ m.

Tipo 2. $100 \text{ m} < h < 500$ m y $750 \text{ m} < Db < 1000$ m.

Tipo 3. $h > 500$ m y $Db > 1000$ m.



Figura 13. Cono del volcán de lodo del Totumo, departamento del Atlántico.

Dentro de las unidades descritas anteriormente, pueden presentarse las siguientes subunidades o componentes:

- Faceta triangular: superficie plana e inclinada asociada a una zona de falla. Presenta una base amplia paralela a la traza de falla y estrecha hacia el tope (Figura 14), cuyo origen se debe al truncamiento y desplazamiento de espolones estructurales por procesos de fallamiento (generalmente de rumbo) (Carvajal, 2005).

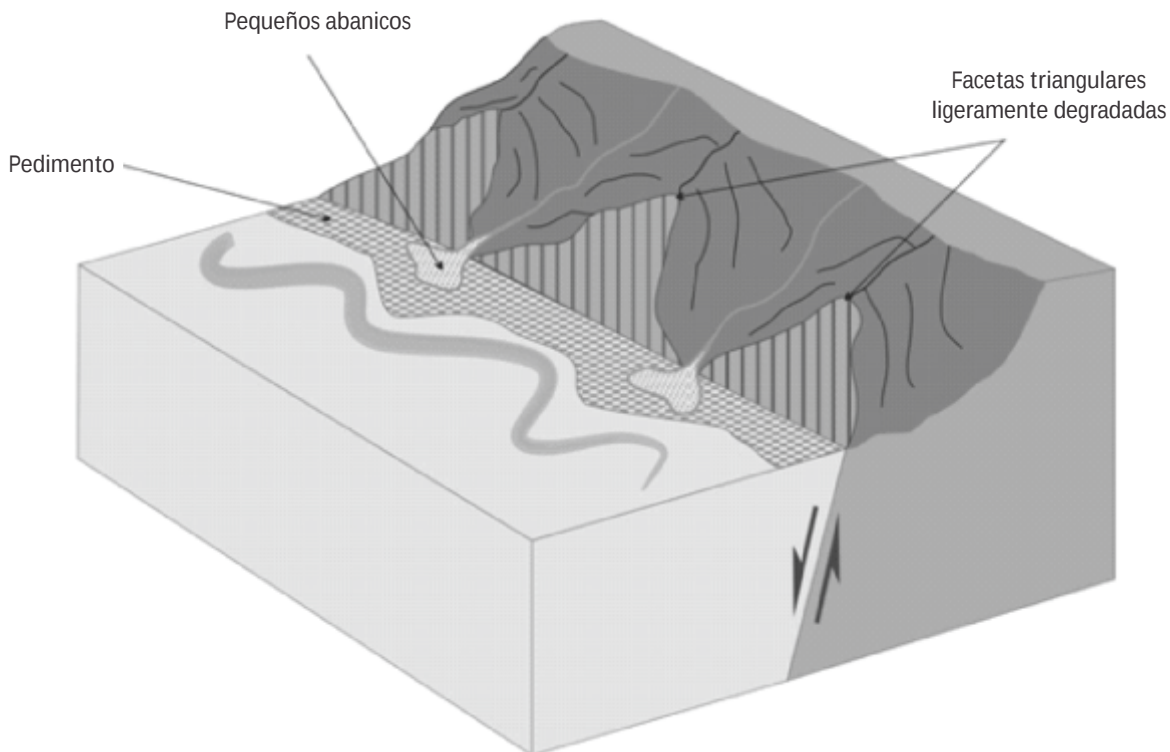


Figura 14. Facetas triangulares y pedimento (Modificado de Easterbrook, 1999).

- **Escarpe de falla:** son desniveles lineales con aspecto de acantilado, con una pendiente alta producida por el desplazamiento de la superficie terrestre a lo largo de un plano de falla. La altura del escarpe es aproximadamente equivalente a la sumatoria del desplazamiento ocasionado por cada uno de los movimientos de la falla. No obstante, el incremento súbito del relieve conlleva una erosión acelerada del escarpe (Easterbrook, 1993). Además de un origen por desplazamiento, los escarpes pueden ser formados por otros procesos como diaclasamiento sobre estratos de roca resistentes, por erosión diferencial a lo largo de un escarpe de línea de falla o en líneas de costas antiguas (Easterbrook, 1993). Puede presentarse como un componente dentro de cualquiera de las unidades y regiones descritas anteriormente.

2.4.4 Unidades de origen denudacional

Si fuera posible que los procesos denudativos se prolongaran por un tiempo suficiente, la superficie terrestre se reduciría a un nivel base uniforme (Van Zuidam, 1986), producto de la acción combinada de procesos de meteorización, erosión y transporte de sedimentos de origen gravitacional y fluvial. De acuerdo con estos criterios, se describen a continuación las unidades de origen denudacional, sintetizadas en la Tabla VIII.

Tabla VIII. Unidades geomorfológicas de origen denudacional y sus amenazas asociadas.

Regiones geomorfológicas	Unidades geomorfológicas	Procesos asociados	Amenaza
Lomerío	Pedimento	Avalancha	Inundación
	Glacis de acumulación		
	Conos de deslizamiento	Deslizamiento	Movimiento en masa
	Conos de derrubios	Caída de rocas	Caída de rocas
	Superficie de deslizamiento	Deslizamiento, reptación, solifluxión	Movimientos en masa
Sierras	Cerros remanentes	Deslizamiento, reptación, solifluxión	Movimientos en masa
	Conos y lóbulos coluviales		
	Colinas	Deslizamiento, reptación, solifluxión	Movimientos en masa

2.4.4.1 Pedimento (glacis de erosión)

Son superficies de erosión próximas a un plano de longitud moderadamente largo a muy largo, con formas cóncavas y suavemente inclinadas, talladas en roca mecánicamente resistente por procesos de escorrentía superficial en el pie de una montaña. Los pedimentos son formados bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Figura 14). Asociadas a los pedimentos es común encontrar cárcavas y tierras malas (*bad lands*) (Carvajal, 2005).

2.4.4.2 Glacis de acumulación (glacis coluvial)

Son superficies de acumulación de formas cóncavas, suavemente inclinadas y longitudes moderadamente largas, que se forman en la parte baja de colinas, lomas u ondulaciones por la depositación gradual de material fino y bloques provenientes de las partes altas, y que son transportados por erosión laminar o pluvial.

2.4.4.3 Conos de deslizamiento

Depósitos que se forman como resultado de la sedimentación caótica de material detrítico heterogéneo (fragmentos de roca y suelo), generado en procesos de deslizamientos de tipo planar, rotacional o compuesto, y que encuentran su ángulo de reposo en bases amplias y de baja pendiente (Villota, 1992) (Figura 15).



Figura 15. Deslizamiento planar con cono de deslizamiento en su base. Localizado al suroeste del poblado de Arroyo de Piedra (Julio de 2010).

2.4.4.4 Conos de derrubios (cono de detritos, cono de talus)

Asociados al proceso conocido como caída de rocas, que ocurre cuando bloques de roca fracturados clasto soportados (tamaño grava hasta bloques) caen por efecto de la gravedad bajo la presencia de meteorización, fracturas, fallas, movimientos sísmicos, entre otros. La interacción entre los bloques al caer es mínima o inexistente y al acumularse en la parte baja del acantilado forman la unidad conocida como conos de derrubios (Easterbrook, 1993). Esta unidad se forma al pie de acantilados, escarpes y laderas muy empinadas (Villota, 1992).

2.4.4.5 Superficies de deslizamiento

Son formas cóncavas, de alta pendiente, ubicadas sobre las laderas de colinas y montañas que quedan como cicatrices de antiguos movimientos en masa. Con el transcurrir del tiempo la vegetación cubre y cicatriza estas superficies.

2.4.4.6 Cerros remanentes (colinas residuales, *bornhardts*, *inselbergs*)

Cerros aislados, de morfología alomada o colinada, de cimas redondeadas y laderas cortas convexas muy inclinadas, asociadas con suelos residuales gruesos (Carvajal, 2005), y moderadamente disectadas. Su origen está relacionado con erosión diferencial intensa sobre unidades geomorfológicas preexistentes.

2.4.4.7 Conos y lóbulos coluviales

Depósitos en forma de cono o lóbulo con forma convexa, conformados por material sin estratificar y no consolidado; suelen presentar una selección muy pobre, generando una mezcla de material heterogéneo que se ubica en la base de las laderas. Es constituido por bloques angulares a subangulares, embebidos en una matriz arcillosa. El mecanismo que genera el desplazamiento del terreno puede ocurrir porque el suelo se sobresatura ante un evento de lluvia extremo (escorrentía superficial), por solifluxión o por excavaciones de tipo antrópico (Leopold *et al.*, 2006); es decir, eventos de origen hidrogravitacional matriz soportados. Otros procesos que pueden dar origen a los lóbulos coluviales son los movimientos en masa de tipo gravitatorio (NSSH, 2010).

2.4.4.8 Colinas

Elevación del terreno de hasta 300 m, con una base aproximadamente circular y laderas que divergen en todas las direcciones a partir de cimas estrechas y redondeadas. Las colinas pueden ocurrir aisladas o en grupo y de acuerdo con su altura, pueden dividirse en colinas bajas (hasta 90 m de altura) y colinas altas (entre 90 y 300 m de altura) (NSSH, 2008).

La unidad de colina en rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado pueden hacer parte de estructuras sinclinales, anticlinales o monoclinales, dando lugar a paisajes estructuralmente controlados (Van Zuidam, 1986).

2.4.5 Unidades de origen kárstico

Los terrenos kársticos desarrollan unas particularidades en su topografía y drenaje como consecuencia de la alta solubilidad de las rocas en las que se presentan. Los paisajes que se forman son irregulares, con depresiones estrechas, cavernas y drenajes subterráneos (NSSH, 2010). Este tipo de paisaje se encuentra en sectores de la Isla de San Andrés y localmente en inmediaciones de Tolú, en el departamento de Sucre.

2.4.5.1 Dolinas (*sinkholes*)

Las dolinas son depresiones en el terreno con forma de embudo o esférica, y circular o elíptica en planta. Generalmente su diámetro es mayor que la profundidad, variando en tamaño entre 2 y 100 m de profundidad y de 10 a 100 metros de diámetro, aunque puede llegar a tener más de 1000 m de diámetro y cientos de metros de profundidad (Easterbrook, 1993). Las dolinas se encuentran en zonas que sufren un desnivel o hundimiento más acelerado que la topografía circundante, debido a la presencia de fracturas en la roca o diferentes niveles de solubilidad (Van Zuidam, 1986). Al paisaje irregular generado por la coalescencia de varias unidades de dolinas se le denomina uvalas (Easterbrook, 1993), con lo cual la depresión adquiere una forma alargada, irregular o lobulada (Villota, 2005).

2.4.5.2 Valle Kárstico

Los valles kársticos son un tipo especial de valle seco (sin drenajes o con corrientes temporales), que ocurre cuando un patrón de drenaje se desarrolla en un principio sobre sustratos de roca insolubles, y producto de la incisión y la erosión, termina por alcanzar niveles de roca soluble. Esta unidad es común encontrarla en áreas con estratificación aproximadamente horizontal con presencia de caliza interestratificada con *shales* y areniscas (Van Zuidam, 1986).

2.4.6 Unidades de origen antrópico

Las unidades de origen antrópico corresponden a aquellos sitios donde existe una intervención directa del hombre sobre el paisaje, provocando su transformación permanente. Incluye las unidades geomorfológicas: urbana (demarca calles, casas y edificios), puerto, marinas, diques, terraza agrícola, salina artificial, estanques para acuicultura, rellenos, playas artificiales y embalses. Este tipo de intervenciones, cuando están ubicadas en inmediaciones de la línea de costa, suelen estar asociadas a alguna de las siguientes estructuras de protección, representadas mediante líneas en escalas 1:25.000 o mayores:

- Espolones (espigones): estructura que parte de la línea de costa hacia el océano en dirección oblicua o perpendicular y que puede estar sumergida o sobre la superficie del nivel del mar (Figura 16). Generalmente son construidas en concreto o roca, aunque pueden encontrarse también en madera o como bultos de arena apilados. Su objetivo es retener y acumular los sedimentos arrastrados por la deriva litoral.
- Tajamares (*jetties*): a diferencia de los espolones, este tipo de estructura no tiene como objetivo detener procesos erosivos o generar playas. Su construcción suele estar acompañada del desarrollo de una marina o puerto, infraestructuras que requieren de este tipo de obras para estabilizar la desembocadura al mar de una salida de agua, evitar la entrada de sedimentos al canal y resguardar el acceso de las embarcaciones a la marina o puerto. Su diseño y materiales de construcción, y algunas veces sus efectos sobre la dinámica del transporte de sedimentos, son similares a los de los espolones (Gómez, 2003). Un ejemplo de esta estructura se encuentra asociada a la marina construida entre 2009 y 2011 en la bahía de Santa Marta, departamento de Magdalena.
- Rompeolas (diques exentos): estructura que tiene como fin específico reducir la energía del oleaje protegiendo la porción de línea de costa que se encuentra detrás de la estructura (Figura 16). Son realizadas a determinada distancia de la línea costa, generalmente paralelas al litoral, y pueden estar sumergidas o sobresalir levemente sobre el nivel del mar. Los diques o rompeolas se clasifican de acuerdo con el grado de reflexión o disipación que sufre el oleaje al entrar en contacto con ellos. Un ejemplo de este tipo de estructura en el Caribe colombiano se comenzó a realizar en el Kilómetro 19 de la vía Barranquilla-Santa Marta en febrero de 2011.
- Muro (dique de contención, enrocado, *rip-rap*, *seawall*): estructura paralela a la costa realizada en roca u otro material (concreto, metal), con el fin de amortiguar la energía del oleaje. Este tipo estructura, al fijar la línea de costa, aísla el ecosistema ubicado detrás de la pared de la influencia marina directa (French, 1997).
- Embarcaderos y muelles: son estructuras ancladas a la costa y que se extienden en dirección al océano elevadas sobre pilotes. Su uso es común para la instalación de bandas transportadoras de carbón y oleoductos. El diseño de los muelles en La Florida se realiza para que resistan eventos de tormenta con una recurrencia de 20 años (FDEP, 2008).



Figura 16. Unidades geomorfológicas urbana y de playas artificiales en Cartagena con espolones y rompeolas asociados.

Independiente de su forma o material de construcción, las estructuras también pueden clasificarse según su comportamiento energético respecto al oleaje en estructuras reflejantes, disipativas, mixtas y transmisoras (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria, 2000). El efecto de las estructuras sobre el perfil de playa puede conllevar reducción de la pendiente sobre el frente de playa, eliminación de la berma y reflexión del oleaje (Eliot *et al.*, 2006).

2.4.7 Unidades de origen eólico

El proceso en el que los sedimentos son transportados por el viento es conocido como transporte eólico (Dean *et al.*, 2004). En la zona costera las unidades geomorfológicas generadas por el viento tienen una relación morfodinámica estrecha con las playas y el balance sedimentario. Durante el paso de una tormenta las olas pueden alcanzar y erodar las dunas, y este material ser transportado hacia el océano para formar una barra. Una vez se restablezcan las condiciones de oleaje promedio, la barra migrará paulatinamente hacia el continente para constituir nuevamente la berma de playa, fuente de sedimentos para la recuperación de las dunas. En la cartografía de las unidades de origen eólico debe tenerse presente que éstas pueden constituirse en una unidad sobrepuesta a otra geoforma (Van Zuidam, 1986; Villota, 1991; Villota, 2005), por lo que se debe incluir la descripción de ambas unidades. Por ejemplo, en el Cabo de la Vela se encuentran dunas antiguas sobre una plataforma de abrasión elevada, mientras que en la media Guajira se extienden sobre la planicie costera (Molina *et al.*, 1998).

En Colombia, en adición a los sectores de la alta y media Guajira, existen dunas aisladas en sectores del departamento de Bolívar (Galerazamba), Magdalena (Isla Barra Salamanca) y Atlántico (Sector adjunto a la ciénaga de Mallorquín). No obstante, en el país no existe un trabajo sistemático de clasificación de las dunas. Khobzi (1981), reporta la presencia de dunas litorales, sebkra y parabólicas en el sector norte de la Guajira.

2.4.7.1 Dunas

Conjunto de montículos originado por material arrastrado por el viento, generalmente conformado por sedimentos tamaño arena. Normalmente se presentan en forma de crestas de arena más o menos paralelas entre sí y alargadas en el sentido del litoral (Sanjuame, 1974). La deposición de arena ocurre sólo cuando la

velocidad del viento disminuye, o cuando los granos chocan con un obstáculo que impide su transporte. Las dunas pueden agruparse en dunas activas, cuando están desprovistas de vegetación, y dunas estabilizadas o inactivas, cuando están cubiertas de vegetación o tienen un obstáculo al frente que impide su desarrollo (por ejemplo, un antiguo acantilado) (Martínez, 1993; NSSC, 2010). Ejemplos de estas últimas, conocidas como dunas rampantes o remontantes, se encuentran en el Batallón Córdoba, ubicado en el extremo suroeste de la bahía de Santa Marta, y en el extremo sur del sector del Rodadero.

De acuerdo con la forma, posición y disposición respecto a la dirección predominante del viento, se han diferenciado dunas tipo barjanes (*barchan*), parabólicas, longitudinales, transversales y *sebkhas* o dunas de sombra (Figura 17).

2.4.7.2 Superficies de deflación (*blowouts*)

Depresión topográfica con forma alargada y estrecha que presenta forma de plato o pocillo (Masselink, 2003), generada por erosión, en la que las partículas más finas son transportadas por el viento, mientras que las partículas de mayor tamaño quedan como remanente. Estas depresiones pueden ser causadas cuando la vegetación es dañada por el paso de vehículos o peatones (Corps of Engineers, 2002).

La unidad de superficies de deflación puede estar asociada a *yardangs* o afloramientos de roca alineadas, con surcos y crestas elongadas, consecuencia del efecto abrasivo del viento. La mayoría de *yardangs* ocurren bajo regímenes de viento unidireccionales (Al-Dousarai *et al.*, 2009). En Colombia se ha reportado la presencia de *yardangs* asociados a los salares de Manaure y Sarampión (Molina *et al.*, 1998).

2.4.7.3 Dunas antiguas

Conformadas por crestas alargadas de arena en la dirección predominante del viento, ubicadas en zonas de la costa topográficamente altas. Estos cuerpos probablemente se formaron en el Pleistoceno Superior-Holoceno. Generalmente, estos cuerpos de arena se encuentran cubiertos por pastos o arbustos bajos (Martínez, 1993). Las dunas antiguas que han sufrido un proceso de compactación son conocidas como eolianitas.

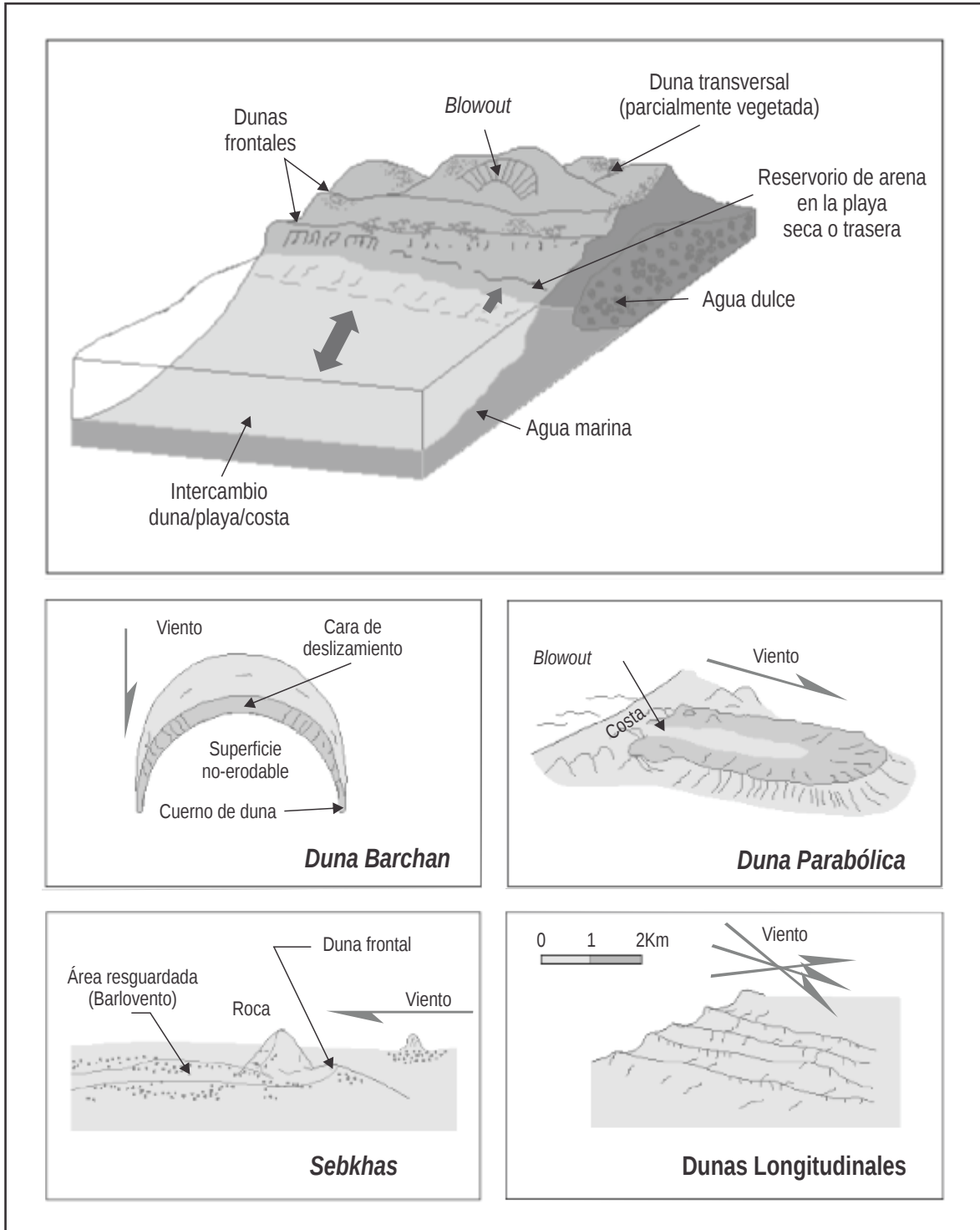


Figura 17. Tipos de dunas más comunes (Modificado de Corps of Engineers, 2002)

2.4.8 Acantilados

El término acantilado no es una unidad geomorfológica, ya que no implica un origen, sino que denota un rasgo caracterizado por un escarpe que marca un contraste en la topografía entre el océano y el continente. Son formados por la combinación de procesos superficiales y erosión marina en su base, pero no necesariamente tienen que estar presentes ambos agentes para dar origen a un acantilado. No obstante, una vez formados, es el oleaje el agente que permite mantener un acantilado activo (Woodroffe, 2002), o que un acantilado que haya permanecido inactivo pueda reactivarse nuevamente. De otra parte, los procesos superficiales juegan un papel fundamental en la evolución de acantilados en rocas blandas o en acantilados que han dejado de estar sometidos a la acción del oleaje (Savigear, 1952, citado de Woodroffe, 2002). En la Figura 18 se representan las posibles respuestas de un acantilado a la interacción de los procesos marinos y subaereales (atmosféricos), dependiendo del origen de los procesos predominantes.

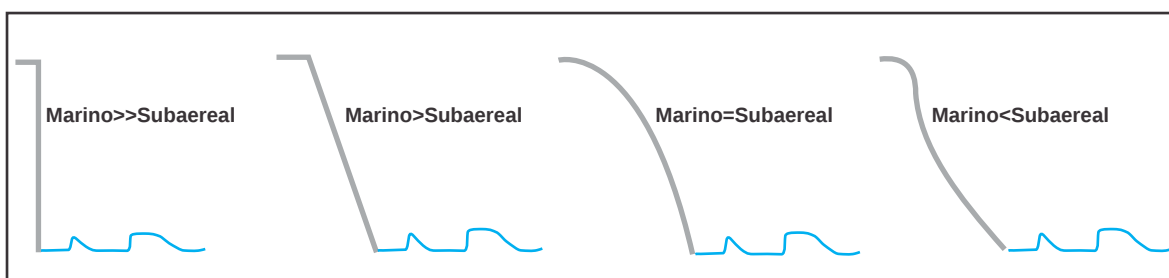


Figura 18. Morfología de un acantilado en relación a los procesos erosivos (Modificado de Woodroffe, 2002).

En términos de jerarquización geomorfológica (Figura 1), los acantilados son considerados un componente o rasgo geomorfológico (representado linealmente en escala 1:25.000). Una primera aproximación a las características de un acantilado está dada por la unidad geomorfológica y el tipo de roca en que se desarrolla. Acantilados en rocas cristalinas ígneas o metamórficas tienen diferente respuesta ante las mismas variables (v.g. clima, oleaje, meteorización, cristalización de sal), si se comparan con rocas sedimentarias de origen químico o detrítico (rocas no cohesivas).

El uso apropiado del martillo Schmidt (Naylor *et al.*, 2010) y ensayos geomecánicos estandarizados, pueden contribuir a cuantificar las propiedades físicas de la roca que conforma el acantilado (Andriani *et al.*, 2007). Adicionalmente, la foliación o estratificación de la roca es de importancia en la estabilidad de taludes ubicados frente al océano, siendo menor la estabilidad cuando los estratos buzanan en dirección hacia el océano, lo cual aumenta la frecuencia de los deslizamientos a lo largo de los planos estructurales (Woodroffe, 2002) (Figura 19). Como resultado, los retrocesos en acantilados están modulados por la orientación y buzamiento de los estratos, la orientación de la línea de costa respecto a la dirección del oleaje predominante, al igual que por el número y el espaciamiento de las diaclasas (Moura *et al.*, 2006; Hapke, 2010; Naylor *et al.*, 2010). Así mismo, el tipo de roca y su disposición influye en las tasas de retroceso de los acantilados (Figura 20).

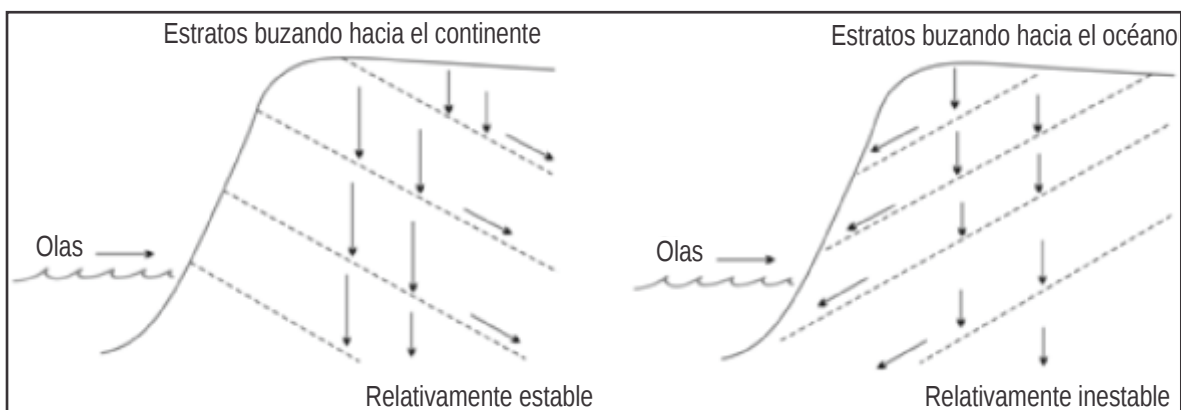


Figura 19. Estratificación o foliación y su relación con la estabilidad en acantilados (Modificado de Woodroffe, 2002).

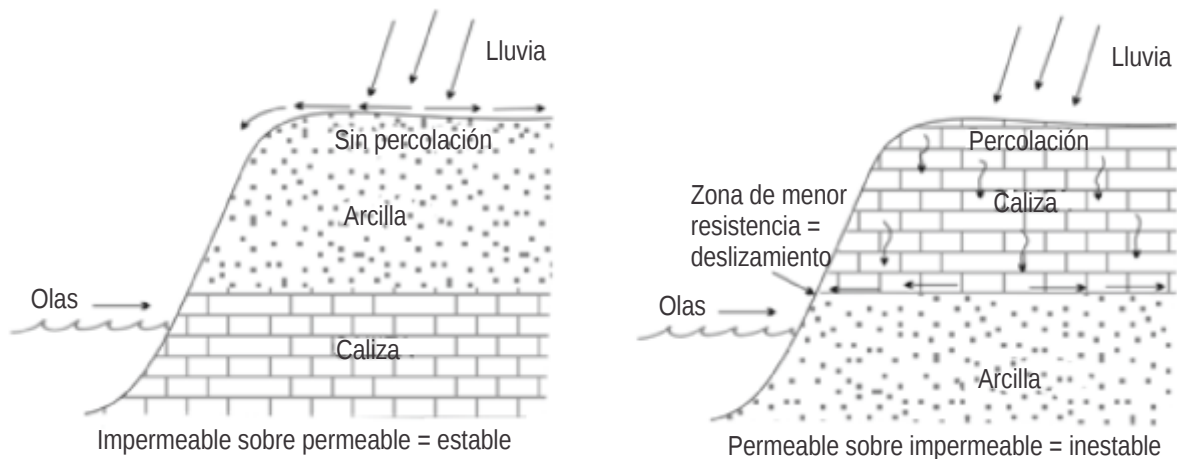


Figura 20. Efectos de la litología en la estabilidad de un acantilado (Modificado de Woodroffe, 2002).

En adición a las características litológicas y sus estructuras asociadas, los acantilados se han clasificado de acuerdo con su perfil y a las características de la plataforma de abrasión asociada (Figura 21). En este sentido se distinguen los siguientes tipos de acantilados:

- Acantilados de enterramiento (*plunging*): son reconocidos por tener una pendiente vertical a casi vertical que se extiende bajo el nivel del mar. Comúnmente se forman en rocas duras homogéneas sin discontinuidades como los granitos, calizas o en zonas de falla. En el acantilado de enterramiento con talus, se presenta un depósito de roca bajo el nivel del mar sobre la base del acantilado.
- Acantilados con plataforma tipo rampa: acantilados que tienen en su base una plataforma de abrasión con una pendiente pronunciada (1 a 5°).
- Acantilados con plataforma subhorizontal: acantilados que presentan en su base una plataforma de abrasión aproximadamente horizontal. Se desarrollan especialmente en salientes bajo ambiente mesomareal a micromareal.
- Acantilado con cuello (hendidura) erosivo: se presentan en aquellos acantilados con una hendidura a la altura del nivel del mar, producto de la abrasión, disolución de la roca y localmente por la acción de organismos litófagos. Estas hendiduras o cuellos pueden dar inicio a un proceso de inestabilidad del talud, provocando caída de roca y retroceso del acantilado.
- Acantilado con plataforma cubierta con talus o arena: este tipo de acantilado se caracteriza por la presencia de un depósito de fragmentos de roca o arena en su base, material que protege la roca del impacto directo del oleaje (Woodroffe, 2002).

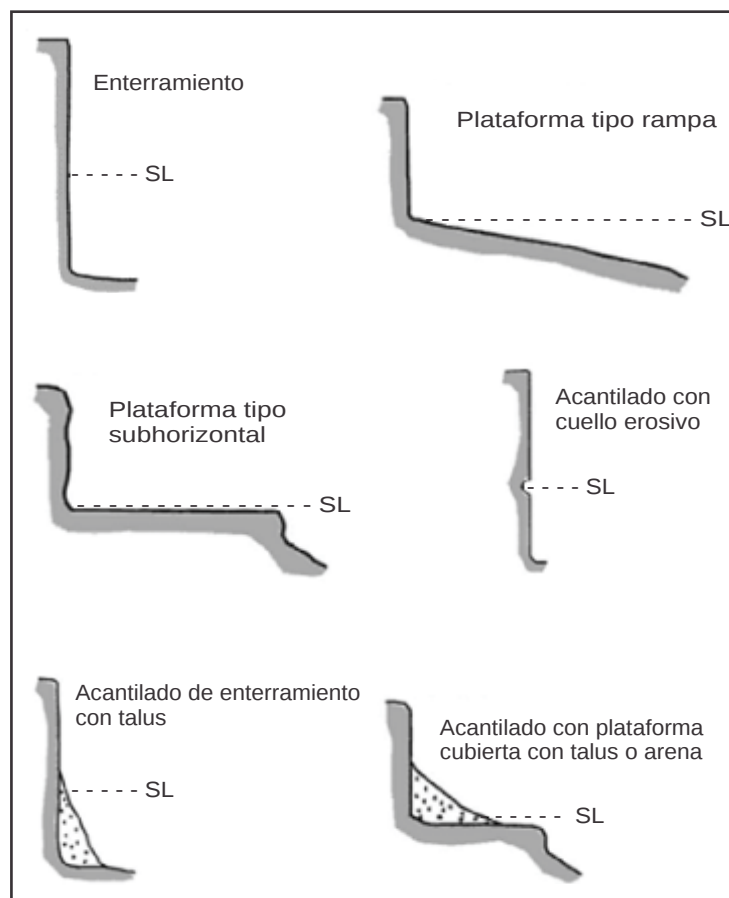


Figura 21. Tipos de acantilados de acuerdo a su perfil (Tomado de Woodroffe, 2002).

2.4.9 Unidades asociadas a la plataforma continental

Entre la comunidad geológica los límites de la plataforma continental se han establecido entre la línea de costa y el sitio donde ocurre un cambio abrupto en la pendiente de la plataforma. En caso de que no exista un cambio notorio en la pendiente, la plataforma se extiende hasta donde el océano alcanza una profundidad de 200 m. No obstante, en términos jurídicos y para demarcar las aguas territoriales, la Organización de Naciones Unidas (ONU), define la plataforma como la prolongación natural del territorio hasta el borde del continente en el fondo marino. En caso de que esta distancia sea menor que 200 millas náuticas (370.4 km), el límite de la plataforma se extenderá hasta esa distancia a partir de la línea de costa (<http://www.un.org>, 2010).

La forma, amplitud y accidentes dentro de la plataforma continental controlan en buena medida las características del oleaje y su aproximación al litoral. La obtención de batimetrías de detalle frente a la costa es entonces de gran utilidad en el momento de establecer accidentes topográficos y para determinar los sitios donde se concentra y se disipa la energía del oleaje (Figuras 22). Por tanto, los resultados que se obtengan de los modelos del oleaje aproximándose en una dirección determinada sobre una franja litoral, dependen en buena medida de la resolución que se tenga de la batimetría en las proximidades a la costa.

Considerando que la energía del oleaje se propaga de manera perpendicular a la cresta de ola, se presenta una concentración energética en los bajos, donde la energía tiende a converger (Restrepo *et al.*, 2009) (Figura 22). En las plataformas donde el sustrato rocoso está en contacto directo con el oleaje, se ha reconocido que rocas de mayor dureza desarrollan plataformas de mayor altura (Naylor *et al.*, 2010).

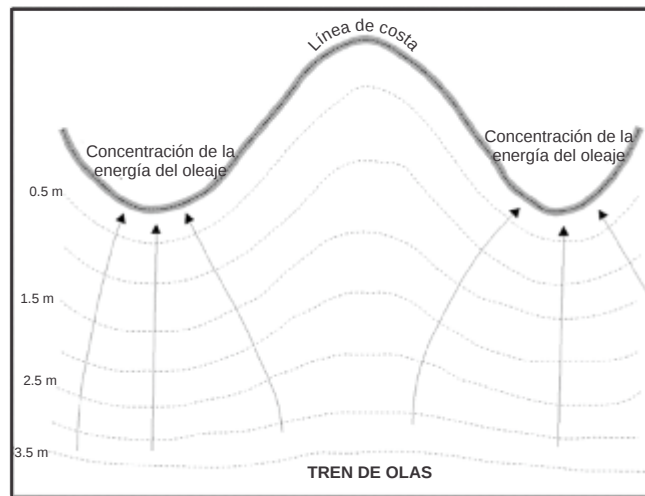


Figura 22. Refracción del oleaje de acuerdo con la batimetría (Modificado de French, 1997).

Las características del sustrato de la plataforma pueden enmarcarse dentro de un análisis de facies sedimentarias, a través del cual se busca definir el ambiente y los procesos que dieron origen a los sedimentos o rocas que conforman el fondo marino. Dentro de esta caracterización, se incluye análisis granulométricos, de composición (v.g. contenido de carbonatos) y sus respectivas proporciones. Otros parámetros que son usados para la subdivisión y correlación de unidades marinas incluye el origen de los sedimentos (biogénico o terrígeno), el tipo de material, el color y el grado de litificación (Kennet, 1982).

Uno de los primeros trabajos en este tema en el Caribe colombiano fue desarrollado por Vernet (1986), quien levantó el mapa de facies de la plataforma continental entre la desembocadura del río Sinú y la desembocadura del río Magdalena. Este trabajo fue complementado posteriormente por Javelaud (1987) (Figura 23).

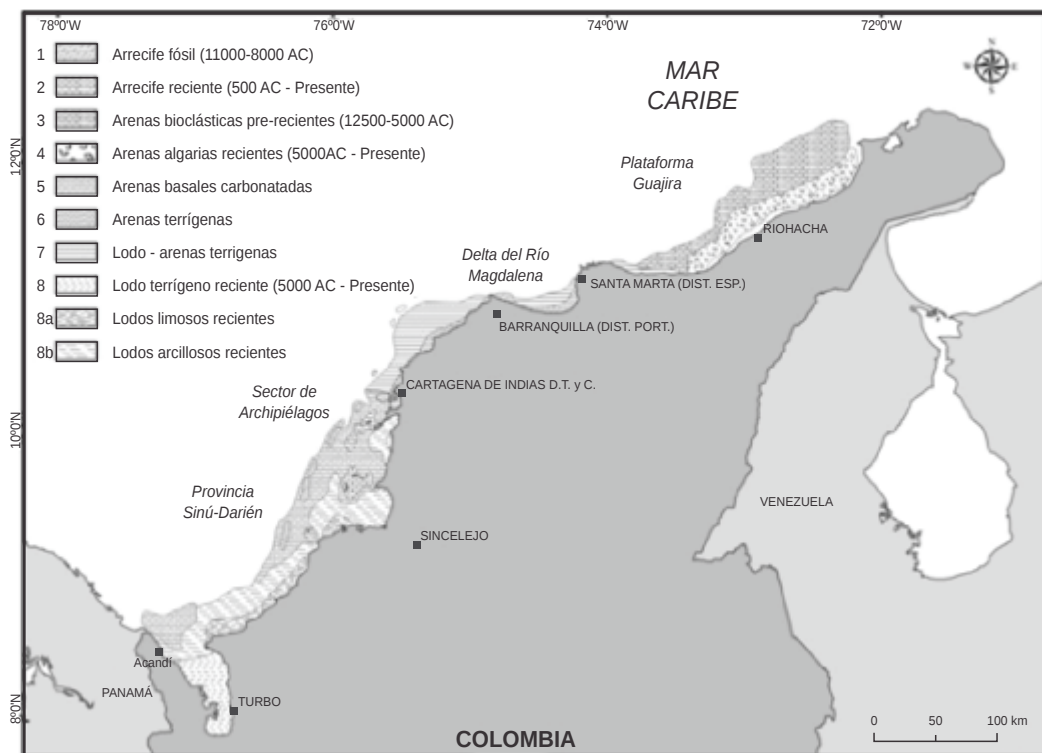


Figura 23. Mapa de facies sedimentarias del Caribe colombiano (Tomado de Javelaud, 1987).

La batimetría se constituye en el elemento estructurador para definir las geoformas submarinas. Para el Caribe colombiano y con base en las cartas náuticas de la DIMAR, se han definido un total de 24 entidades geomorfológicas para una escala de trabajo 1:500.000 (IDEAM *et al.*, 2007), las cuales tienen su equivalente en el continente en el nivel correspondiente a región geomorfológica (Figura 1). El nivel de detalle en la cartografía geomorfológica del subsuelo oceánico puede mejorarse con el aumento de la accesibilidad a tecnologías como los sonares de barrido lateral, perfiladores sísmicos y batimetría laser tomada a través de LIDAR. No obstante, debido a las diferencias existentes en las escalas de trabajo entre la cartografía terrestre y la cartografía submarina, se han separado estas últimas de las unidades de origen marino.

A continuación se describen las regiones geomorfológicas submarinas señaladas por IDEAM *et al.* (2007) para el Caribe colombiano. Este documento toma a su vez las definiciones del documento publicado por la Organización Hidrográfica Internacional (2001). También se incluyen algunas de las geoformas descritas por Finkl *et al.* (2008) en un proyecto desarrollado en la región suroccidental de la plataforma continental del estado de Florida.

2.4.9.1. Planicies de arena (Cintas y lóbulos arenosos)

Fondos extensos cubiertos de arena que se presentan como superficies que pueden presentar ondulaciones generadas por la acción del oleaje.

2.4.9.2. Domos diapíricos y de sal

Al igual que su par en el continente, los domos diapíricos deben su origen a una deformación de la superficie provocada por la expulsión de capas de lodo o lutitas altamente plásticas y de baja densidad. Los domos diapíricos no están restringidos a un ambiente tectónico o estructural específico. Sin embargo, son comunes en deltas activos, donde las altas tasas de sedimentación generan secuencias potentes que retardan o impiden la expulsión de agua de las fracciones lodosas. En consecuencia, los lodos presentan una baja compactación y tienen una presión de poros anormalmente alta, por lo que pueden reaccionar ante cualquier alteración del medio en que fueron depositados como cuerpos boyantes con gran movilidad (Harding *et al.*, 1983). De manera similar, en la expulsión de los domos salinos pueden o no intervenir esfuerzos tectónicos que permitan su ascenso a través de la corteza (Harding *et al.*, 1983).

2.4.9.3. Abanico submarino

Cuerpo sedimentario con forma de abanico de contornos relativamente suaves, extendido en declive a partir de la desembocadura de un cañón submarino o sistema de cañones submarinos.

2.4.9.4. Talus (Escombrera, depósitos de avalancha de roca)

Acumulación de fragmentos de roca transportada hacia la costa a partir de superficies rocosas, formando depósitos caóticos con formas irregulares.

2.4.9.5. Cañón submarino

Depresión profunda, relativamente angosta y de paredes abruptas, cuyo fondo se hace más profundo de forma continua. Es característico de algunos taludes continentales.

2.4.9.6. Colinas abisales

Conjunto de pequeñas elevaciones de los fondos abisales.

2.4.9.7. Cordillera submarina

Elevación larga y angosta con flancos escarpados.

2.4.9.8. Dique (bordo, levee)

Terraplén deposicional que bordea un cañón, valle o canal submarino. Son comunes en la parte frontal del delta actual del río Magdalena.

- 2.4.9.9. Depresión (*Trough*)
Concavidad alargada del fondo marino caracterizada por su fondo plano, flancos empinados, y porque es menos profunda que una trinchera o fosa.
- 2.4.9.10. Escarpe
Pendiente submarina muy abrupta y alargada que divide zonas llanas o suavemente pendientes.
- 2.4.9.11. Espolón (*Spur*)
Elevación subordinada o serranía que se extiende desde un rasgo morfológico mayor como la base de una isla o una meseta.
- 2.4.9.12. Falda archipelágica
Superficie de pendiente suave de origen deposicional ubicada en la base de una pendiente mayor.
- 2.4.9.13. Falda continental
Pendiente suave que desciende desde la base del talud continental hasta aguas de mayor profundidad.
- 2.4.9.14. Fosa (trinchera)
Depresión profunda del fondo marino con forma asimétrica, alargada y con flancos escarpados.
- 2.4.9.15. Guyot
Monte submarino con una cima relativamente plana y de relieve suave. También se conoce como meseta submarina.
- 2.4.9.16. Llanura abisal
Zona abisal llana, extensa, subhorizontal o de baja pendiente.
- 2.4.9.17. Hoyo
Depresión local y pequeña del fondo marino.
- 2.4.9.18. Monte submarino
Elevación con una altura de por lo menos 1000 metros, caracterizada por su forma cónica.
- 2.4.9.19. Quiebre de la plataforma (*Shelf break*)
Margen de la plataforma donde ocurre un cambio abrupto de la pendiente (Figura 24), que puede estar colonizado por arrecifes.
- 2.4.9.20. Talud continental
Superficie de pendiente alta que marca el descenso hacia profundidad de la plataforma continental (Figura 24).
- 2.4.9.21. Terrazas
Zona relativamente plana, horizontal o ligeramente inclinada, larga y angosta, limitada por una pendiente ascendente de un lado y por una pendiente descendente de mayor inclinación en el lado opuesto.
- 2.4.9.22. Valle submarino
Depresión ancha y poco profunda, cuyo fondo generalmente presenta un gradiente continuo.

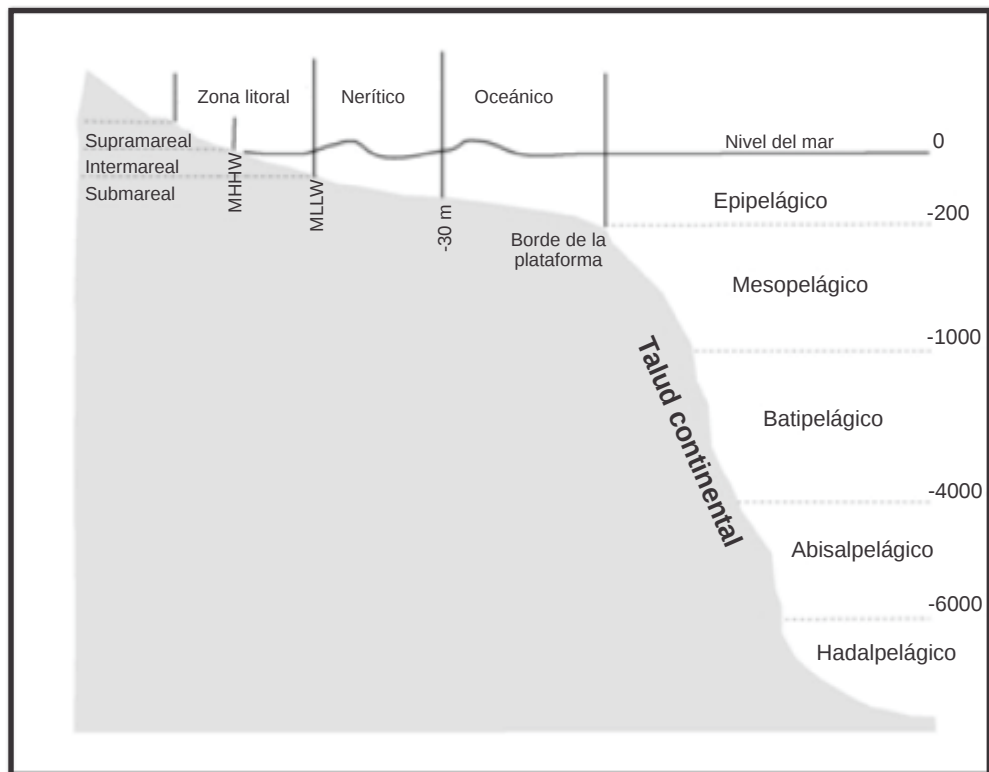


Figura 24. Ambientes béticos y su relación con el talud continental (Tomado de FGDC, 2010).

3. PRINCIPIOS METODOLÓGICOS PARA LEVANTAMIENTOS EN LA INTERFASE TIERRA-ACENTO

Tras haber abordado las definiciones y descripciones de las distintas unidades geomorfológicas, se hará énfasis en los aspectos que servirán como soporte para la caracterización de las franjas litorales. La publicación de información con el nivel de detalle propuesto (1:25.000), requiere de información obtenida a través de sensores remotos (fotografías aéreas, imágenes de satélite) en escala 1:20.000 o mayores, que permitan delimitar las unidades geomorfológicas y algunos de los procesos. Lo anterior, acompañado de la caracterización del oleaje, las corrientes, control y chequeos en campo y de ser posible muestreo granulométrico y para dataciones.

La dinámica costera genera cambios constantes en la geomorfología en diferentes escalas temporales ante eventos como tormentas o por la variación en la descarga de los ríos. Por lo tanto, un mapa geomorfológico, aunque refleje las condiciones para el momento en que se levantó la cartografía, debe ser también el resultado de la interpretación de la evolución geomorfológica de un determinado tramo litoral en el corto, mediano y largo plazo. Para lograr este propósito es necesario tener en cuenta condicionantes físicas como son el clima, la geología, la tectónica y los cambios en el nivel del mar (Figura 25).



Figura 25. Variables que interactúan en la geomorfología costera.

3.1 Oleaje

El oleaje representa una de las fuentes dominantes de energía en gran parte de las zonas costeras, al influir de manera significativa en la circulación, el transporte de sedimentos y el modelado de las costas (Wright y Coleman, 1973, citado de Restrepo *et al.*, 2009). Por lo tanto, la medición de parámetros oceanográficos como el período pico (T_p), la altura de ola significativa (H_s) y la dirección del oleaje dominante (θ), junto con el uso de datos batimétricos, contribuyen a determinar zonas de concentración de energía, además de la altura y dirección del tren de olas que arriba a la zona litoral para periodos del año específicos. Los anteriores factores interactúan con los procesos geomorfológicos, la evolución y la redistribución de los sedimentos en la zona costera.

Colombia no cuenta en la actualidad con un programa sistemático de medición de datos del oleaje (Agudelo *et al.*, 2005). En el Caribe colombiano los datos instrumentales son escasos y los existentes no tienen una resolución temporal apropiada (Agudelo *et al.*, 2005; Restrepo *et al.*, 2009). Debido a lo anterior, la caracterización del oleaje se

ha hecho primordialmente a través de la combinación de información obtenida de boyas de la NOAA, ubicadas en la cuenca del Caribe, datos visuales del oleaje tomados desde buques mercantes (información del proyecto ICOADS), datos tomados desde satélites y modelos que simulan unas condiciones de oleaje específicas (por ejemplo SWAN, ROMS, Wave Watch). Basados en la combinación de estas fuentes de información, Agudelo *et al.* (2005) establecieron los parámetros de ajuste de oleaje visual para el Caribe colombiano, para de esta forma determinar el oleaje medio y extremal (generado por tormentas) en aguas profundas. Este estudio encontró que el oleaje predominante en el Caribe proviene del NE, con una probabilidad de ocurrencia del 32 %. También tienen relevancia los oleajes provenientes del ENE, NNE y N, representando cada uno entre 10 y 15 % (Agudelo *et al.*, 2005). Ante la carencia de registros instrumentales permanentes, la extrapolación de datos y los modelos numéricos se constituyen en un elemento de utilidad para predecir el comportamiento de los sistemas costeros e identificar el grado de vulnerabilidad ante amenazas naturales (Restrepo *et al.*, 2009).

3.2 Deriva litoral

El volumen de material transportado a lo largo de la costa se ha relacionado con la cantidad de energía del oleaje que arriba a la costa (Dean *et al.*, 2004). Cuando la deriva litoral disminuye su capacidad de transporte, bien sea por la presencia de un obstáculo físico, como una construcción, o por un cambio abrupto en la dirección del litoral, tiene lugar la depositación de los sedimentos. Los cálculos de los volúmenes de sedimentos transportados para una sección de costa determinada se han estimado a través de correntómetros, por el volumen acumulado en estructuras como *jetties* y espolones, o rastreando arena que ha sido sometida con anterioridad a tinción fluorescente (Ingle, 1966). No obstante, la variabilidad que puede sufrir el transporte de sedimentos entre diferentes años, modulado en parte por el caudal de los ríos y la frecuencia e intensidad de las tormentas, puede generar predicciones incorrectas, inclusive a partir de la toma adecuada de datos en campo (Dean *et al.*, 2004). Como cabe esperarse, una mayor distribución temporal de datos generará predicciones más ajustadas. Adicionalmente, el ángulo de incidencia del oleaje respecto a la costa influye en la cantidad de sedimento transportado, oscilando desde transporte nulo cuando el oleaje incide normalmente a la costa, hasta un máximo cuando el oleaje forma un ángulo de 45° respecto al litoral (Dean *et al.*, 2004).

3.3 Celdas Litorales

Una celda litoral es una unidad sedimentológica natural confinada entre unos límites físicos que condicionan las características de los sedimentos. Estos límites físicos definen un volumen de control que está limitado por la línea de costa, una línea mar adentro paralela a la línea de costa y dos secciones transversales a la alineación media de la costa (Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria¹, 2000). El factor principal al momento de realizar un análisis de las celdas litorales es el balance sedimentario (*sand budget*) (Maldonado, 1997), el cual corresponde a un estimado de los sedimentos que entran y salen de un sistema costero en un lapso de tiempo determinado (Ecuación 3 y Figura 26).

$$\Delta V = V_{x1} - V_{x2} + V_{y1} - V_{y2} + /- S \quad (\text{Ec. 3}) \quad (\text{Dean et al., 2004}).$$

Donde, V_{x1} y $-V_{x2}$ representan, respectivamente, la entrada y salida de sedimentos a lo largo de la línea de costa; V_{y1} y $-V_{y2}$ representan, respectivamente, la entrada y salida de sedimentos en dirección perpendicular a la línea de costa, y S es la entrada o salida de sedimentos por actividad antrópica (por generación de playas artificiales o extracción de material de playa, respectivamente). Las entradas al sistema están representadas por sedimentos erodados de plataformas y acantilados, aportes fluviales, biogénicos y eólicos (términos V_{x1} , V_{y1} y S); mientras que la salida se debe, entre otros, a los sedimentos que se depositan en los cañones marinos, material que forma los depósitos costeros, transporte eólico en dirección al continente o material suspendido y arrastrado por fuera de la zona costera por las corrientes (términos $-V_{x1}$, $-V_{y1}$ y $-S$). De acuerdo con lo anterior, intervenciones sobre la zona costera como muros cubriendo acantilados o la extracción de arena, reducirán la entrada de sedimentos a la celda donde se encuentre la construcción.

Al ocurrir un aumento en el aporte de sedimentos, por ejemplo por una fuerte temporada invernal que aumenta el caudal de los ríos, la energía del oleaje será utilizada, más que en erosión costera, en la movilización de sedimentos. Por el contrario, cuando disminuye el aporte de sedimentos, ocurre un predominio de procesos erosivos controlados por la energía del oleaje. De esta manera, la tendencia natural del balance de sedimentos en el largo plazo es hacia un valor en el que las salidas y las entradas son equivalentes (Shuisky *et al.*, 1983).

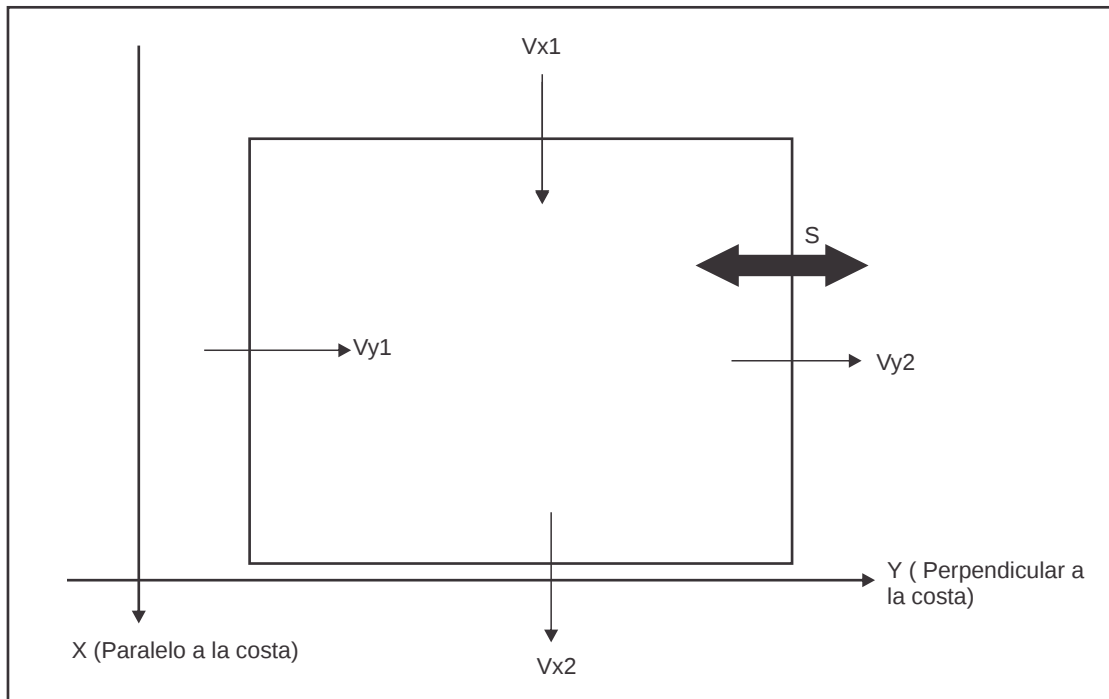


Figura 26. Balance sedimentario (Modificado de Dean *et al.*, 2004).

3.4 Granulometría

La distribución espacial y temporal del tamaño de grano de los sedimentos es un reflejo de condiciones ambientales como el oleaje y la velocidad de las corrientes que dieron lugar a la formación de los cuerpos sedimentarios.

Existen diferentes escalas de clasificación de los sedimentos, cada una con sus propios rangos de tamaños. La escala más comúnmente utilizada y recomendada en este documento con fines de estandarización es la escala de Wentworth modificada; no obstante el FGDC ha adoptado otros sistemas como el STD 006, por lo que se hace necesario comparar los diferentes sistemas establecidos (Figura 27). En el método de Wentworth modificado, el tamaño (ϕ) se relaciona con el tamaño de grano de acuerdo con:

$\phi = -\log d$ (d =diámetro en milímetros) o $\phi = -\ln d / \ln 2$ (Ec. 4),
de manera tal que $2^{\phi} = d$ (Dean *et al.*, 2004).

En la caracterización sedimentológica, los tamices que generalmente se usan corresponden a diámetros de malla de 2mm (-1ϕ), 1mm (0ϕ), 500 μm (1ϕ), 250 μm (2ϕ), 125 μm (3ϕ), 63 μm (4ϕ), y el fondo para partículas menores de 63 μm . Estos tamaños corresponden respectivamente a arena muy gruesa, gruesa, media, fina, muy fina y limos. Los tamaños mayores que la arena gruesa (2-46 mm) se denominan guijarros y hacen parte del grupo de las gravas (Figura 27).

	Lodos Finos										Fragmentos de roca														
											160					330					600				
USDA FGDC-STD-006	Arcilla		Limo				Arena				Gravilla			Guija- rros	Rocas		Bloques								
	Fino	Grue	Fino		Grue	Muy Fino	Fino	Medio	Grue	M Gr	Fino	Medio	Grueso												
Milímetros U.S Estandar Masa NO	0.0002		.002		.02		.05	.1	.25	.5	1	2mm	5	20		76	250	600							
							300	140	60	35	18	10	4	(3/4")		(3")	(10")	(25")							
Cowardin FGDC-STD-004	Lodo						Arena				Grava			Guija- rros	Rocas		Bloques								
Milímetros:										0.74				2mm			76	254	604 mm						
Phi #:	12	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10	-12		
Modificado Wenworth			Arcilla				Limo				Arena				Guijarros				Roca				Bloques		
Milímetros U.S Estandar Masa NO			.002	.004	.008	.018	.031	.082	.126	.26	.6	1	2mm	6	8	18	32	84		268				4062mm	

Figura 27. Definición del tamaño de las partículas de acuerdo con diferentes metodologías.

Una vez realizado el tamizado, los porcentajes por peso son llevados a una curva de distribución acumulada contra el tamaño de grano, a partir de la cual pueden calcularse los parámetros siguientes, cuya definición y análisis puede encontrarse en Folk (1968), Pethick (1984), Dean *et al.* (2004) o Pardo (2003):

-Diámetro medio:

$$M_{\phi} = (\phi_{84} + \phi_{50} + \phi_{16}) / 3 \quad (\text{Ec. 5})$$

-Selección:

$$\sigma = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2 \quad (\text{Ec. 6})$$

-Asimetría

$$\alpha = (M_d - \phi_{50}) / \sigma \quad (\text{Ec. 7})$$

-Angulosidad (Kurtosis)

$$\beta_1 = (\phi_{16} - \phi_5) + (\phi_{95} - \phi_{84}) / 2\alpha \quad (\text{Ec. 8})$$

3.5 Evolución histórica de la línea de costa

Los cambios que tienen lugar sobre el límite continente-océano son un reflejo de los procesos en la zona costera y en la plataforma continental. Con base en los conceptos acerca de línea de costa discutidos en el numeral 2.4.1.7, se relacionan los cambios en la línea de costa como un proceso geomorfológico que puede enmarcarse dentro del corto, mediano, y largo plazo. De la magnitud, duración y velocidad de dichos cambios, dependerá en buena medida la geomorfología predominante en un tramo de costa determinado. Así, condiciones progradacionales durante varios años en un tramo costero permitirán el desarrollo de complejos de crestas y artesas de playas, campos de dunas o en una escala regional llanuras costeras. Por el contrario, en costas erosivas o transgresivas, se presentarían escarpes, acantilados, dunas escindidas y secuencias de sedimentos de grano creciente.

Los cambios que tienen lugar en la línea de costa y las unidades geomorfológicas asociadas ocurren en escalas con un amplio espectro de frecuencias. El tiempo que toma la configuración de un tramo litoral puede tomar desde minutos (eventos episódicos), horas a días (corto plazo), meses (mediano plazo), décadas (largo plazo), o siglos (muy largo plazo) (Figura 28). En este último grupo se incluyen procesos cuantificables en la escala de tiempo geológico (miles a millones de años), como son los movimientos de origen tectónico. Así, la periodicidad de los procesos físicos que tienen lugar en la zona costera determinan la durabilidad de la geoforma. Elementos como los *beach cusp* o los escarpes de playa pueden existir sólo unos días o semanas antes de dar lugar a un nuevo componente

geomorfológico, mientras los acantilados responden con mayor lentitud a los procesos físicos (Woodroffe, 2002). De manera similar, los cambios en el perfil de playa tienen una recurrencia en términos de días a meses (corto a mediano plazo), mientras que los cambios en planta son cuantificables en términos de años (largo plazo). De acuerdo con lo anterior, la cuantificación de los cambios en la línea de costa en lapsos de tiempo cortos (v.g. 1 año), representará sólo los cambios estacionales; mientras que para cuantificar las tendencias en el largo plazo, es necesario acceder a una serie de tiempo de imágenes o datos que incluya varios años y preferiblemente varias décadas. En este sentido, los mapas históricos, aunque con una precisión menor que las fotografías aéreas, pueden ser una herramienta útil para el establecimiento de los cambios en el litoral.

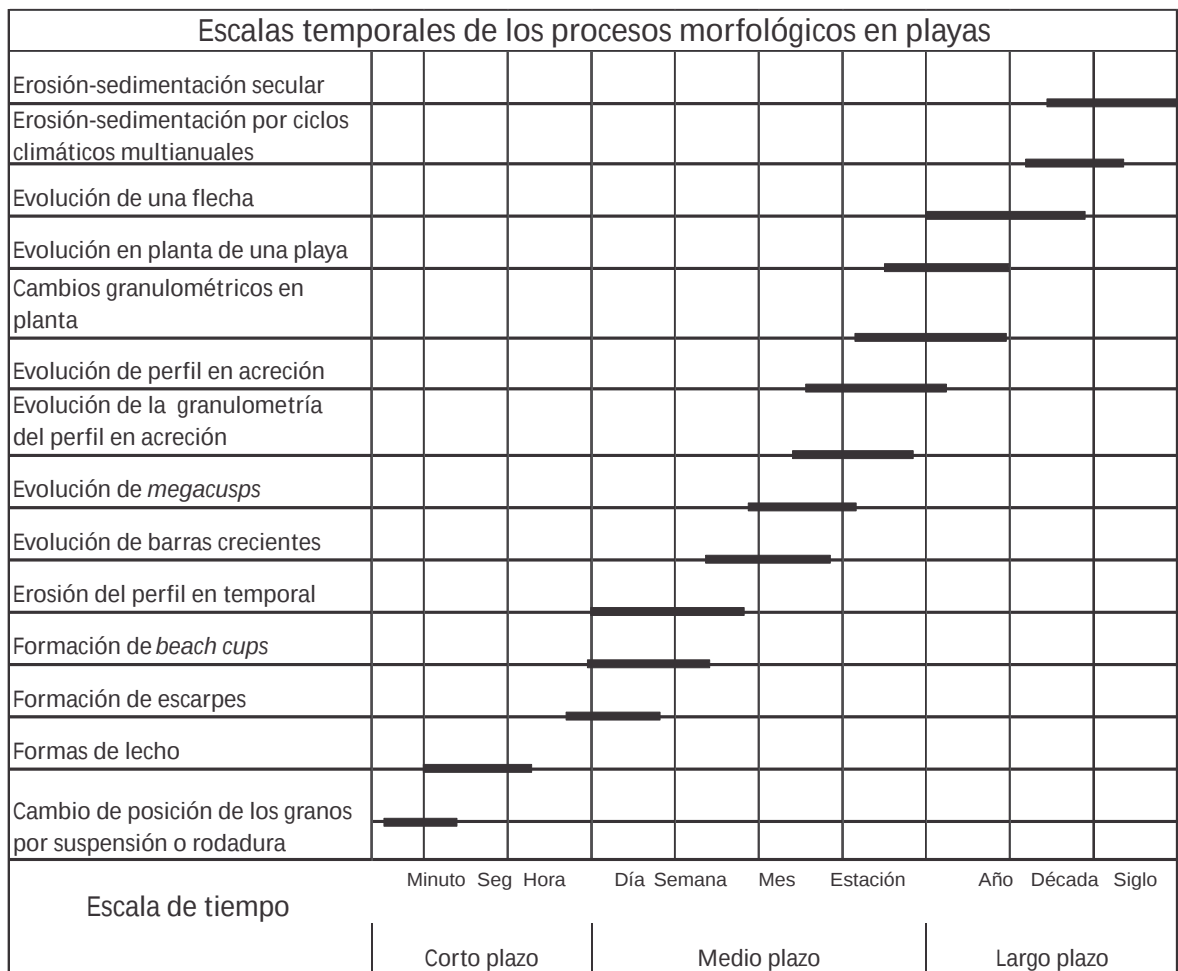


Figura 28. Escalas temporales de los procesos morfológicos (Tomado de Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria¹, 2000).

3.6 Eventos tectónicos

El carácter dinámico del límite continente-océano puede provocar la desaparición de evidencias relacionadas con cambios en el nivel del mar, bien sea por eventos tectónicos o como consecuencia de los períodos glaciales e interglaciales. No obstante, cuando es posible localizar unidades o rasgos como terrazas, antiguos cuellos formados en acantilados, corales, plataformas de abrasión etc., estos elementos se constituyen en marcadores que son de gran valor al momento de tratar de establecer la evolución de un sector litoral determinado. Adicionalmente, componentes geomorfológicos lineales como la línea de costa y la red de drenaje son susceptibles de registrar desplazamientos acumulados que evidencian la actividad reciente de las fallas (Silva *et al.*, 2009). Para la identificación de fallas recientes en zonas litorales es conveniente el análisis detallado de la geometría de la línea de

costa y de la red de drenaje en la zona costera adyacente. Ambos son elementos geomorfológicos lineales susceptibles de registrar desplazamientos acumulados que evidencian la actividad reciente de las fallas. En las zonas costeras, las fallas pueden prolongarse en la zona submarina dificultando la estimación de la longitud real de la falla y/o el número de segmentos que la componen. En estos casos, la obtención de información procedente de la batimetría, sondeos, estudios de sonar o perfiles geofísicos (sísmica de reflexión), contribuyen al seguimiento de la falla en la plataforma (Silva *et al.*, 2009).

El marco estructural y su relación con la evolución reciente del litoral es quizás uno de los aspectos menos estudiados en el Caribe colombiano. Es reconocido que la tectónica controla los ambientes depositacionales, el estilo de la costa y la distribución de los depocentros. También la subsidencia activa puede llegar a generar un incremento relativo del nivel del mar y el desplazamiento hacia el continente de ecosistemas marinos. Adicionalmente, se genera nuevo espacio, el cual actúa como una trampa de sedimentos (Maldonado, 1997). Cotilla *et al.* (1999) establecen un modelo geodinámico del límite Caribe-Norteamérica, donde dividen la placa Caribe en cinco bloques con límites de tipo sinistral para el Caribe colombiano (Figura 2). Los esfuerzos de tipo compresivos con dirección NW-SE, que afectan el norte de Colombia pueden llegar a generar fallas de rumbo como la falla Oca-Ancón-Boconó (Ordoñez, 2008). Esta falla de carácter regional, así como otras que limitan los terrenos geológicos (Figura 3: falla Santa Marta, falla Romeral), son fallas activas que han influenciado la evolución de la costa. La falla San Juan de Urabá, ubicada en el municipio del mismo nombre, ha generado deformación cuaternaria en las terrazas del río San Juan (Duque-Caro, 1983).

El efecto de los procesos neotectónicos recientes en el sector adjunto a Cartagena se refleja en la conformación de terrazas calcáreas elevadas a una altura de hasta 200 msnm en la porción interior de la costa (Ordoñez, 2008). Martínez *et al.* (2010) establecen a través de dataciones con carbono 14 en bivalvos, que el nivel de terrazas marinas con alturas de aproximadamente 3 m entre Isla Tierrabomba y Punta Canoa, en Bolívar, es producto de levantamientos tectónicos asociados a la actividad de la falla Canal del Dique y al diapirismo de lodo. Otras dataciones con carbono 14 se han realizado en fragmentos de coral localizados en la terraza marina holocénica que se extiende entre Mulatos (Antioquia) y Coveñas (Sucre), reportando edades entre 2940 ± 130 (Isla Fuerte) a 1115 ± 120 (Punta Piedra, Coveñas) años antes del presente (Page, 1983).

Igualmente dataciones con carbono 14 junto con la serie de Uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) fueron usadas para datar fragmentos de coral ubicados sobre una terraza marina localizada 1.5 kilómetros al oeste de Puerto Colombia (Venezuela), sector en la zona de influencia de las fallas Morón-Oca (Schubert, 1994). El transporte de estos fragmentos ubicados 10 m sobre el nivel del mar es atribuida a un tsunami (Schubert, 1994).

Aunque las dataciones radiométricas son una herramienta útil para poder establecer la evolución de un tramo litoral, no siempre existe material disponible o el existente puede haber estado abierto a contaminación (recristalización). En estos casos pueden utilizarse dataciones relativas a través de estimados de tasas de depositación, deformación o meteorización de sedimentos.

3.7 Procesos de tipo antrópico

El aumento de la urbanización de las zonas litorales del Caribe colombiano, el cual tuvo un incremento a partir de la década de los 50 del siglo pasado, ha generado un cambio paulatino en algunos tramos de costas, hasta el punto de que han ocurrido cambios definitivos en la configuración geomorfológica en algunos de estos tramos. La desviación de ríos, la construcción de infraestructura (carreteras, represas, puertos), la tala de manglar, el relleno de humedales, la extracción de material de ríos son, entre otros, factores que han modificado la dinámica y geomorfología prístina de los sectores intervenidos. A lo anterior debe sumarse la extracción de material de playa o la construcción de obras de protección (espolones, tajamares, rompeolas, muros, etc.).

Existen numerosos informes que mencionan el retroceso en la línea de costa desencadenado a partir de las intervenciones antrópicas ya mencionadas (Tait *et al.*, 1990; Wiegel, 2002; El-asmar, 2002; Hsu *et al.*, 2007). Entre estos casos, uno de los más dramáticos por las magnitudes de las tasas de erosión es el que se ha presentado a partir de la construcción de la represa Aswan High en el río Nilo, donde la disminución de los aportes de sedimentos del río,

sumado a la movilización y transporte de sedimentos por parte del oleaje, ha generado erosión sobre la costa por cientos de kilómetros (Hsu *et al.*, 2007). En Colombia, la construcción de la presa Urrá, en el río Sinú, a finales de los 90, ha sido relacionada con los procesos erosivos presentes entre Punta Caribana (Antioquia) y el delta de Tinajones (desembocadura del río Sinú en Córdoba) (Restrepo *et al.*, 2005).

Una de las prácticas que puede producir cambios drásticos en la configuración geomorfológica de terrenos adjuntos a la costa es la extracción de agua subterránea, actividad que genera compactación de sedimentos, subsidencia del terreno (Baeteman, 1994) e intrusiones salinas. De esta manera, unidades ubicadas sobre el nivel del mar pueden llegar a sumergirse como resultado de esta práctica.

La intervención antrópica en el Caribe colombiano ha provocado modificaciones drásticas en las unidades geomorfológicas. Obras como la construcción del canal del Dique o la escollera que une Bocagrande con Tierrabomba, cambiaron los patrones de sedimentación al interior de la bahía de Cartagena. Andrade *et al.* (2004) relacionan la alta sedimentación de material fino generada por el canal del Dique con la sedimentación y mortandad de los corales en los alrededores de Tierrabomba. La extracción de material de playa, de realizarse de una forma permanente, puede desencadenar procesos erosivos sobre la línea de costa. Correa *et al.* (2004) relacionan como una de las causas de los procesos erosivos presentes en la zona comprendida entre Turbo y Arboletes, la extracción de material de playa para ser utilizado como material de construcción y que tuvo lugar a partir de la década de los 70.

4. LEYENDA

Los mapas geomorfológicos son modelos gráficos que representan objetivamente el relieve (Kugler, 1978), sirviendo como medio de comunicación entre especialistas en el tema y el público en general. Por tanto, una leyenda debe ser a la vez de fácil comprensión, universalmente aplicable y que genere asociaciones relacionadas con la manera en que se presenta la geoforma en el ambiente natural. Se han desarrollado algunas propuestas que buscan homologar la cartografía geomorfológica entre las que cabe destacar las compilaciones de Demek *et al.* (1978), Van Zuidam (1986), Peña Monné (1997) y Gustavsson *et al.* (2006). Demek *et al.* (1978) reunió el trabajo de varios autores como una iniciativa que hace parte de la Unión Geográfica Internacional y la Comisión de Levantamientos y Mapeo Geomorfológico.

Las propuestas para clasificar la plataforma continental son escasas (Corps of Engineers, 2002). Shepard (1963) realiza una descripción de los tipos de plataformas y taludes continentales valiéndose de ejemplos alrededor del mundo pero haciendo especial énfasis en las aguas de Estados Unidos. Recientemente, el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por su sigla en inglés), publicó una simbología estándar para leyendas en mapas geológicos. Las fuentes citadas anteriormente han servido como base para la propuesta de leyenda presentada en el Anexo 1.

4.1 Génesis

Siguiendo la propuesta de Van Zuidam (1986), cada ambiente de formación se identifica con un color base y se usarán sus tonalidades cuando se requiera mejorar el contraste entre unidades adjuntas con un mismo origen (Figura 29). Para que cualquier usuario pueda identificar el color exacto, se asignarán los valores correspondientes de acuerdo con la codificación CMYK (cian/magenta/amarillo/key). Sin embargo, la forma óptima de hacer uso de la leyenda es descargando los archivos correspondientes (extensión style), los cuales contienen tanto el nombre la unidad geomorfológica como el color y patón de achurado.

CMYK 25/9/0/0	Origen aluvial
CMYK 25/6/39/1	Origen marino
CMYK 0/0/25/0	Origen eólico
CMYK 19/24/14/0	Origen endogenético
CMYK 24/32/50/0	Origen denudativo
CMYK 2/27/62/0	Origen kárstico
CMYK 0/0/0/20	Origen antrópico

Figura 29. Colores propuestos de acuerdo con el origen de las Unidades.

4.2 Morfometría/Morfografía

La morfometría es una descripción cuantitativa de las formas del paisaje que comprende la amplitud del relieve, densidad del drenaje y la pendiente del terreno. Por su parte la morfografía es una descripción cualitativa del terreno que incluye la forma topográfica, el perfil topográfico, el patrón de la red del drenaje, la longitud de las laderas y las unidades adyacentes (Martínez, 1998).

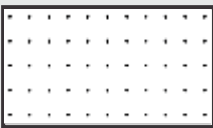
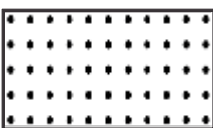
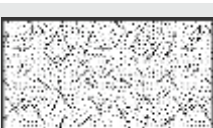
Dentro de la leyenda propuesta, las curvas de nivel del mapa topográfico base son un indicador tanto de la morfometría como de la morfografía del terreno, a lo cual se le sumará la pendiente del terreno que será

representada por una flecha apuntando pendiente abajo acompañada del valor en grados. Esta misma convención será utilizada para indicar la pendiente de los frentes de playa. De acuerdo con Carvajal (2008), las unidades geomorfológicas pueden diferenciarse con base en el grado de inclinación del terreno en: laderas de montaña o colina con pendiente muy escarpada ($>45^\circ$), escarpada (31 a 45°), muy abrupta (21 a 30°), abrupta (16° - 20°), muy inclinada (11 a 15°), inclinada (6 a 10°) y suave ($<5^\circ$) (Anexo 3).

4.3 Tamaño de Sedimento

En la zona litoral es común encontrar sedimentos no consolidados tanto de origen terrígeno como de origen marino. El tamaño de los sedimentos es un indicador tanto del transporte como de la competitividad del material a partir del cual se originó. La representación de la granulometría en unidades compuestas por sedimentos no consolidados se hará a través del achurado de los polígonos (Tabla IX). En caso de no tener información acerca de la granulometría de la unidad geomorfológica (tamaño de sedimento sin determinar), se usará un achurado genérico (Anexo 1).

Tabla IX. Leyenda de acuerdo al tamaño de los sedimentos.

Convención	Tamaño
	Lodo/ateria orgánica
	Arena muy fina y fina
	Arena media
	Arena gruesa
	Arena muy gruesa
	Guijarro
	Roca
	Bloques
	Sedimentos de origen biogénico
	Detritos (madera, desechos).

5. LITERATURA CITADA

- Afanador, F. y Castro, I. F. 2006. Modelo conceptual para el control y administración de los litorales colombianos. *Boletín Científico CIOH* 24: 73-93.
- Agudelo, P., Restrepo, A., Molares, R., Tejada, C., Torres, R. y Osorio, A. 2005. Determinación del clima de oleaje medio y extremal en el Caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH* 23: 33-45.
- Al-Dousari, A. M., Al-Elaj, M., Al-Enezi, E., Al-Shareeda, A. 2009. Origin and characteristics of yardangs in the Um Al-Rimam depressions (N Kuwait). *Geomorphology* (104): 96-104.
- Andrade, C., Yves, T., Lonin, S., Parra, C., Menanteau, L., Cesaraccio, M., Kunesch, S., Andreau, A., Velasco, S., Piñeres, C. 2004. Aspectos morfodinámicos de la bahía de Cartagena de Indias. *Boletín Científico CIOH* 22: 90-104.
- Andriani, G. y Walsh, N. 2007. Rocky coast geomorphology and erosional processes: a case study along the Murgia coastline south of Bari, Apulia-SE Italy. *Geomorphology* 87: 224-238.
- Arnott, D. 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press, United Kingdom, 442 pp.
- Baeteman, C. 1994. Subsidence in Coastal Lowlands Due to Groundwater Withdrawal: The Geological Approach. *Journal of Coastal Research Special Issue* 12: 61-75.
- Baker, V. R. 2009. Introduction: Regional landforms analysis. The nature of geomorphology. <http://www.disc.sci.gsfc.nasa.gov>.
- Bashenina, N. V. 1974. Geomorphological methods and procedures in geomorphological mapping. En: Demek J. y Embleton C. (Ed.). *Guide to medium-scale geomorphology mapping*, pp. 55-56. International Geographical Union, Stuttgart.
- Bates, R. L. y Jackson, J. A. 1984. *Dictionary of Geological Terms*. Anchor Press, New York, 571 pp.
- Boak, E. H. y Turner, I. L. 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research* 21 (4): 688-703.
- Briceño, L. y Vernet, G. 1992. Manifestaciones del diapirismo arcilloso en el margen del Caribe Colombiano. *Geofísica Colombiana*, 1: 21-30.
- Burbank, D. W. y Anderson, R. S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science Ed., Massachusetts, 273 pp.
- Carvajal, J. H. 2005. Proyecto compilación y levantamiento de la información geomecánica. Zonificación geomorfológica de la sabana de Bogotá. Volumen 1. Ingeominas, Bogotá, 88 pp.
- Carvajal, J. H. 2008. Primeras aproximaciones a la estandarización de la geomorfología en Colombia (documento Inédito), I, Bogotá, 29 pp.
- Carvajal, J. H., Mendivelso, D., Forero, H., Castiblanco, C., Pinzón, L. y Prada, M. 2010. Investigación del diapirismo de lodos y evolución costera del Caribe Colombiano. *Geomorfología Sector 1* (documento Inédito), Ingeominas. Bogotá, 207 pp.
- Cediel F., R. Shaw y C. Cáceres. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block. 815-848. En: Bartolini, C., R. Buffler and J. Blickwede (Eds.). *The circum-gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. AAPG Memoir, 79 p.
- Colciencias, 2008. *Análisis y Valoración de los Procesos Erosivos en la Costa Continental e Insular del Caribe Colombiano*. Programa de investigación en erosión costera caribe colombiano, Bogotá, 27 pp.
- Conseil International de la langue Française (CILF), 1979. *Vocabulaire de la Géomorphologie*. Hachette, Paris, 220 pp.
- Correa, I. y Vernet, G. 2004. Introducción al problema de la erosión litoral en Urabá (Sector Arboletes-Turbo) costa Caribe colombiana. *Boletín Investigaciones Marinas y Costeras* 33: 7-28.
- Corps of Engineers. 2002. *Coastal Engineering Manual Part IV: Coastal Classification and Morphology*. Disponible en <http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/em1110-21100/PartIV/PartIV.htm>. Consultado en Octubre 14 de 2010.
- Cotilla, M. y Udías, A. 1999. Geodinámica del límite Caribe-Norteamérica. *Rev. Soc. Geol. España* 12(2): 175-186.
- Crowell, M., Leatherman, S. P., Buckley, M. K. 1991. Historical Shoreline Change: Error Analysis and Mapping Accuracy. *Journal of Coastal Research* 7(3): 839-852.
- Dean R. G. y Dalrymple, R. A. 2004. *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press, 475 pp.

- Demek, J. y Embleton, C. (Eds). 1978. Guide to Medium Scale Geomorphological Mapping. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Duque-Caro H. 1983. Field Trip General Geology, Geomorphology and Neotectonics of Northwestern Colombia. En: 10a conferencia geológica del Caribe, pp 1-17, Cartagena.
- Easterbrook, D. J. 1993. Surface Processes and Landforms. MacMillan Publ. Company, New York, 520 pp.
- Easterbrook, D. J. 1999. Surface Processes and Landforms. Prentice Hall, New Jersey, 546 pp.
- El-Asmar, H. M. y White, K. 2002. Changes in coastal sediment transport processes due to construction of New Damietta Harbour, Nile Delta, Egypt. Coastal Engineering 46: 127-138.
- Eliot, M. J., Travers, A. y Eliot, I. 2006. Morphology of a Low-Energy Beach, Como Beach, Western Australia. Journal of Coastal Research 22 (1): 63-77.
- Etayo, F. 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS No 14, Bogotá, 1-235.
- Federal Geographic Data Comitee (FGDC). 2010. Coastal and Marine Ecological Classification Standard. Reston, VA, 233 pp.
- Finkl, C. W. 2004. Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme. Journal of Coastal Research 20 (1): 166-213.
- Finkl, C. W., Becerra, J. E., Achatz, V. y Andrews, J. L. 2008. Geomorphological Mapping along the Upper Southeast Florida Atlantic Continental Platform; I: Mapping Units, Symbolization and Geographic Information System Presentation of Interpreted Seafloor Topography. Journal of Coastal Research 24 (6):1388-1417.
- Flórez, A., Roberston, K., Gracia, J., Martínez, N. J. 1998. Morfodinámica, población y amenazas en el litoral Caribe colombiano (Valle del Sinú-Morrosquillo-Canal del Dique).
- Florida Department of Environmental Protection (FDEP). 2008. Best Management Practices (BMPs) for Construction, Dredge and Fill and other Activities adjacent to Coral Reefs. 126 pp.
- Folk, R. L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. University of Texas, Texas, 66 pp.
- French, P. W. 1997. Coastal and Estuarine Management. Routledge, London, 251 pp.
- García, C. 2006. Estado del conocimiento de los depósitos de vertiente del Valle de Aburrá. Boletín de Ciencias de la Tierra 19: 99-112.
- Gayet, J. y Vernet, G. 1989. Les lagunes cotieres. Bull. Inst. Géol. Bassin d' Aquitaine 45: 107-121.
- Gómez, J. F. 2003. Efectos de las estructuras construidas por el hombre sobre tramos de línea de costa al norte, oeste y sur de Puerto Rico. Tesis Maestría Universidad de Puerto Rico, Mayagüez, 150 pp.
- González, M. 1995. Morfología de playas en equilibrio en planta y perfil. Tesis PhD Universidad de Cantabria, Santander, España, 270 pp.
- González, M., Medina, R., Bernabeu, A. M. y Novoa, X. 2009. Influence of beach morphodynamics in the deep burial of fuel in beaches. Journal of Coastal Research 25 (4): 799-818.
- Gustavsson, M. 2005. Development of a detailed geomorphological mapping system and GIS geodatabase in Sweden. Tesis PhD Uppsala University, Uppsala, Suecia, 36 pp.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E. y Seijmonsbergen, 2006. A new symbol and GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. Geomorphology 77: 90-111.
- Gutiérrez-Elorza, M., Francisco, G. D., Gutiérrez-Santolalla, C. 2005. Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duerro basin, Spain). Geomorphology 72: 177-192.
- Guzmán, W., Posada, B. O., Guzmán, G., Morales, D. 2008. Programa Nacional de Investigación para la Prevención, Mitigación y Control de la Erosión Costera en Colombia—PNIEC: Plan de Acción 2009-2019. Invemar, 72 pp.
- Hapke, C. J. 2010. Integration of Lidar and Historical Maps to Measure Coastal Change on a Variety of Time and Spatial Scales. En: Wang, Y. (Ed). Remote Sensing of Coastal Environments, pp 79-101. CRC Press, Boca Raton.
- Harding, T. P. y Lowell, J. D. 1983. Structural Styles, their Plate Tectonic Habitats and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces. En: Bally, A. W. (Ed). Seismic Expression of Structural Style, pp 6-7. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Hsu, T., Lin, T. y Tseng, I. 2007. Human Impact on Coastal Erosion in Taiwan. Journal of Coastal Research 23(4): 961-973.
- Ingle, J. C. Developments in sedimentology. 1966. Elsevier Pub., New York, 221 pp.

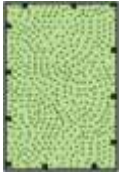
- IDEAM. 2001. Geomorfología y susceptibilidad a la inundación del valle fluvial del Magdalena sector Barrancabermeja-Bocas de Ceniza. IDEAM, Bogotá, 68 pp.
- IDEAM. 2007. Unidades geomorfológicas del territorio Colombiano. IDEAM, Bogotá, 59 pp.
- IDEAM. 2008. Atlas Climatológico de Colombia. Imprenta Nacional de Colombia, 218 pp.
- IDEAM¹. 2010. Sistemas Morfogénicos del Territorio Colombiano. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Bogotá, D. C., 252 pp.
- IDEAM². 2010. Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra Metodología CORINE Land Cover Adaptada para Colombia Escala 1: 100.000. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Bogotá, D. C., 72 pp.
- Instituto de Estudios Ambientales -IDEA-. 2002. Prediagnóstico físico y sociocultural participativo del estado ambiental de los humedales del Magdalena medio antioqueño, jurisdicción de Corantioquia. Universidad Nacional, Medellín, 187 pp.
- Javelaud, O. 1987. La sedimentation du plateau continental de la colombie caraibe au cours du quaternaire terminal. These Docteur Université de Bordeaux, Bordeaux, 382 pp.
- Johnson, D. W. 1919. Shore Processes and Shoreline Development. Wiley, New York, 574 pp.
- Keller, E. A. y Pinter, N. 2002. Active tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey, 361 pp.
- Kennet, J. P. 1982. Marine Geology. Prentice Hall, New Jersey, 813 pp.
- Khobzi, J. 1981. Los campos de dunas del norte de Colombia y de los llanos de la Orinoquia (Colombia y Venezuela). Revista CIAF Vol. 6: 257-292.
- Komar, P. D. 1998. Beach Processes and Sedimentation. Prentice Hall, New Jersey, 544 pp.
- Kugler, H. 1978. The nature and function of medium-scale geomorphological maps. En: Demek, J y Embleton, C. (Ed.). Guide to medium-scale geomorphological mapping, pp 46-48. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Kumar, T. S., Mahendra, R. S., Nayak, S., Radhakrishnan, K., Sahu, K. C. 2010. Coastal Vulnerability Assessment for Orissa State, East Coast of India. Journal of Coastal Research 26 (3): 523-534.
- Leopold, M. y Völkel, J. 2006. Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. Quaternary International 162-163 (2007): 133-140.
- Lozano Tena, M. V. y Sánchez Fabre, Miguel. 1997. Documentos básicos para la realización de mapas geomorfológicos. En: Peña Monné, J. L. (Ed.). Cartografía geomorfológica básica y aplicada, pp 25-48. Geoforma Ediciones, Zaragoza.
- Maldonado, A. 1997. The Mediterranean coast: an introduction to the study of coastal changes. Bulletin del Institut Oceanographique (3): 1-13.
- Marques Vieira, M. y De Ros, L. F. 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from Northeastern Brazil. Sedimentary Geology 192:207-230.
- Martínez, J. A. 1998. Suelo-Paisaje-Erosión. Erosión por cárcavas y barrancos en el Alt Penedés-Anoia (Cataluña). Tesis Ph.D. Universidad de Lleida, Lleida, 30 pp.
- Martínez, J. O., Pilkey, O. H. y Neal, W. J. 1990. Rapid formation of Large Coastal Sand Bodies after Emplacement of Magdalena River Jetties, Northern Colombia. Environ. Geol. Water Sci 16 (3): 187-194.
- Martínez, J. O. 1993. Geomorfología y amenazas geológicas de la línea de costa del Caribe central colombiano (Sector Cartagena-Bocas de Ceniza). Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, 1-62.
- Martínez, J. I. Yokoyama, Y., Gómez, A. Rendón, A., Matzusaki, H. y Rendón, E. 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 America Earth Sciences 29: 214-224.
- Masselink, G. y Hughes, M. 2003. Introduction to coastal processes & geomorphology. Hodder Arnold Pub., Great Britain, 353 pp.
- McLachlan, A., Werner, K. I., Burkinshaw, J. R. y Burns, M. 1994. Management Implications of Tampering with Littoral Sand Sources. Journal of Coastal Research Special Issue No 12: 51-59.
- Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria¹. 2000a. Documento de Referencia: Dinámicas. Santander, España, 580 pp.
- Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria². 2000b. Documento Temático: Regeneración de Playas. Santander, España, 211 pp.

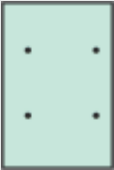
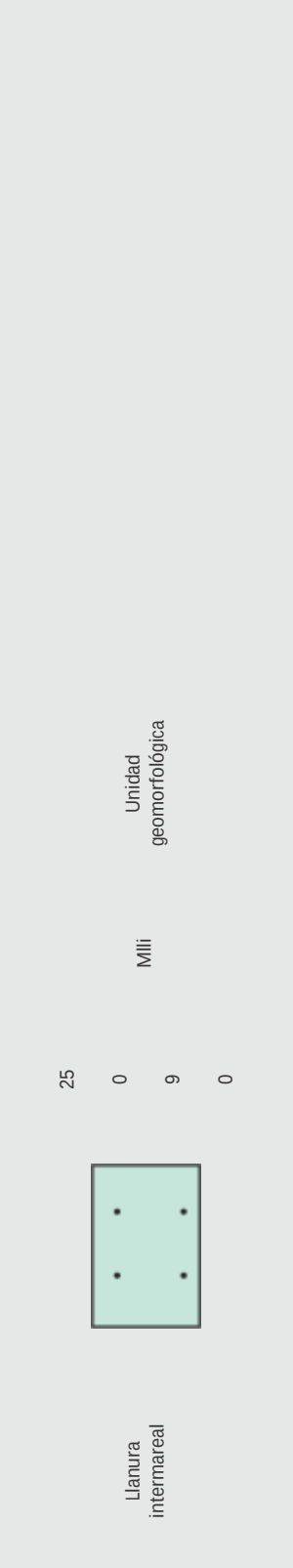
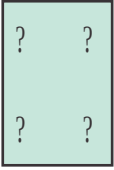
- Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria³. 2000c. Documento de Referencia: Obras de protección del litoral. Santander, España, 18 pp.
- Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria⁴. 2000d. Documento de Referencia: Procesos Litorales. Santander, España, 411 pp.
- Molina, L. E., Pérez, F., Martínez, J. O., Franco, J. V., Marín, L., González, J. L., Carvajal, J. H. 1998. Geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe colombiano. Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, Bogotá, 73 pp.
- Morelock, J. 2004. Marine Geology. <http://geology.uprm.edu/Morelock/GEOLOCN>.
- Moore, L. J. 2000. Shoreline Mapping Techniques. *Journal of Coastal Research*. 16(1): 111-124.
- Mosbech, A. Boertmann, D., Grøndahl, L., von Platen, F., Nielsen, S., Nielsen, N., Rasch, M. y Kapel, H. 2004. Developing an Environmental Oil Spill Sensitivity Atlas for the West Greenland Coastal Zone. En: Bartlett, D. y Smith, J. (Eds). *GIS for Coastal Management*, pp 269-278. CRC Press, Florida.
- Moura, D., Albardeiro, L., Veiga-Pires, C., Boski, T. y Pigano, T. 2006. Morphological features and processes in the central Algarve rocky coast (South Portugal). *Geomorphology* 81: 345-360.
- Naylor, L. A. y Sthepenson, W. J. 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology* 114: 89-100.
- National Soil Survey Handbook (NSSH). 2008. Glossary of landform and geologic terms. <http://soils.usda.gov/technical/handbook/download.html>.
- Ordóñez, C. I. 2008. Controle Neotectónico do diapirismo de lama na região de Cartagena, Colombia. Tesis M. S. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 201 pp.
- Organización Hidrográfica Internacional y Comisión Oceanográfica Internacional. 2001. Normalización de los nombres de las normas del relieve submarino. Publicado por Bureau Hidrográfico Internacional, Mónaco, 42 pp.
- Page, W. D. 1983. Holocene Deformation of the Caribbean Coast, Northwestern Colombia. En: 10a conferencia geológica del Caribe, Cartagena, pp A1-A20.
- Pajak, M. J. y Leatherman S. 2002. The High Water Line as Shoreline Indicator. *Journal of Coastal Research* 18 (2): 329-337.
- Palinkas, C. M. 2009. The Timing of Floods and Storms as a Controlling Mechanism for Shelf Deposit Morphology. *Journal of Coastal Research* 25 (5): 1122-1129.
- Pardo, A. 2003. Sedimentología. Conceptos básicos y manual de laboratorio. Universidad de Caldas, Manizales, 174 pp.
- Pendleton, E. A., Thieler, R. y Williams, J. 2005. Coastal Vulnerability Assessment to Channel Island National Park (CINP) to Sea Level Rise. USGS Open File Report 2005-1057, 30 pp.
- Peña Monné, J. L. 1997. Cartografía geomorfológica: básica y aplicada. Geoforma ediciones, España, 227 pp.
- Pethick, J. 1984. An introduction to Coastal Geomorphology. Edward Arnold, U.K., 261 pp.
- Posada, B. O. y Henao, W. 2008. Diagnóstico de la erosión en la zona costera del Caribe colombiano. Invemar, Serie de Publicaciones Especiales No 13, Santa Marta, 124 pp.
- Rangel, N. e Idárraga, J. 2010. Geología general, morfología submarina y facies sedimentarias en el margen continental y los fondos oceánicos del mar Caribe colombiano. En: Invemar (Eds). *Biodiversidad del margen continental del margen continental del Caribe colombiano*. pp 30-51, Santa Marta.
- Restrepo, A., Agudelo, P., Tejada, C., Molares, R., Torres, R., Osorio, A. 2005. Estudio y evaluación de alternativas de solución para la protección costera de unos sectores de la costa Caribe colombiana. *Revista CIOH* 23: 90-102.
- Restrepo, J. C., Otero, D. y López, S. A. 2009. Clima de oleaje en el Pacífico sur de Colombia, delta del río Mira: Comparaciones estadísticas y aplicación a procesos costeros. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 33 (128): 357-375.
- Sanjuame, E. 1974. El cordón litoral de la Albufera de Valencia: Estudio sedimentológico. *Cuadernos de geografía* (14): 61-96.
- Saviegar, R. A. G. 1952. Some observations of slope development in South Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 18: 31-52.
- Schubert, C. 1994. Tsunamis in Venezuela: Some Observations on their Occurrence. En: Finkl, C. W. Editor. *Coastal Hazards Perception Susceptibility and Mitigation*, pp 189-195. CERF, Florida.

- Shalowitz, A. L. 1964. Shore and Sea Boundaries, Volume 2. U. S. Department of Commerce. <http://www.nauticalcharts.noaa.gov/hsd/docs>.
- Sharples, C. Mount, R., Pedersen, T. The Australian Coast 2009. Smartline Geomorphic and Stability Map Version 1: Manual and Data Dictionary. Disponible en http://www.ozcoasts.org.au/coastal/smartline_terms.jsp. Fecha de consulta 5 de octubre de 2010.
- Shepard, F. P. 1963. Submarine Geology. Harper & Row Publishers, New York, 557 pp.
- Short, A. D. y McLeod, K. 1998. Australian data: Site selection, attributes and quality control. Australian beach safety and management program. Disponible en <http://www.environment.gov.au/archive/coasts/publications/beachdata.html>. Fecha de consulta 15 de febrero de 2011.
- Short, A. D. 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: A review. *Revista Chilena de Historia Natural* 69: 589-604.
- Short, A. D. 2006. Australian Beach Systems-Nature and Distribution. *Journal of Coastal Research* 22 (1): 11-27.
- Shuisky, Y. D. y Schwartz, M. L. 1983. Basic principles of sediment budget study in the coastal zone. *Shore & Beach* 51 (1): 34-40.
- Silva, L. G. Lalinde, C. P. y Guerrieri, L. 2009. Análisis litológico y paleosismológico de zonas costeras. En: J. Alcántara Carrió, I.D. Correa Arango, F.I. Isla Mendy, M. Alvarado Ortega, A.H.F. Klein, A. Cabrera Hernández y R. Sandoval Barlow (Eds). Métodos de teledetección aplicada a la prevención de riesgos naturales en la zona litoral, pp 247-282. Servicio de Publicaciones del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo, España. Disponible en <http://www.redriesgoslitorales.com/index.php?section=publicaciones&action=title&id=28>. Fecha de consulta 14 de octubre de 2010.
- Steer, R., Arias, F., Ramos, A., Sierra, P., Alonso, D. y Ocampo, P. 1997. Documento base para la política de ordenación de las zonas costeras colombianas. Documento de consultor para el Ministerio de Medio Ambiente. Serie de Publicaciones Especiales No 6, Bogotá, 112 pp.
- Tait, J. F. y Griggs, G. B. 1990. Beach Response to the Presence of a Seawall. A Comparison of Field Observations. *Shore and Beach* 58 (2): 11-28.
- Thieler, E. R. y Danforth, W. W. 1994. Historical shoreline mapping (II): Application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research* 10 (3): 600-620.
- Trenhaile, A. S., Pepper, D. A., Trenhaile, R. W. y Dalimonte, M. 1998. Stacks and notches at Hopewell, New Brunswick, Canada. *Earth surface processes and landforms* 23: 975-988.
- Thomas, Y. F. 2006. Climatología del viento para las aguas territoriales bajo jurisdicción colombiana (Documento Inédito). Proyecto Evolución Geohistórica Sierra Nevada de Santa Marta. INVEMAR, Santa Marta, 97 pp.
- Van Zuidam, R. A. 1986. Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. Smits Publishers, The Hague, 442 pp.
- Vernette, G. 1986. La platerforme continentale de Colombie (di debouche du Magdalena au Golfe de Morrosquillo). Importance du diapirisme argileux sur la morphologie e la sédimentation. *Memoires del' Insitut de geologie du bassin d' Aquitaine* No 20, Bordeaux, 387 pp.
- Villota, H. 1991. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de las tierras. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, 211 pp.
- Villota, H. 2005. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de tierras. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, 184 pp.
- Wiegel, R. L. 2002. Seawalls, Seacliffs, Beachrock: What Beach Effects? Part 1. *Shore & Beach* 70 (1): 17-27.
- Wiegel, R. L. 2002. Seawalls, Seacliffs, Beachrock: What Beach Effects? Part 2. *Shore & Beach* 70 (2): 13-22.
- Wiegel, R. L. 2002. Seawalls, Seacliffs, Beachrock: What Beach Effects? Part 3. *Shore & Beach* 70 (3): 2-14.
- Woodroffe, C. D. 2002. Coasts form, process and evolution. Cambridge University Press, New York, 623 pp.
- Wright, L. D. y Coleman, J. M. 1973. Variations in morphology of major river deltas as a function of ocean wave and river discharge regimes. *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.* 57 (2): 370-398.
- Wu, J. 1999. Hierarchy and Scaling: Extrapolating Information along a scaling ladder. *Canadian Journal of Remote Sensing* 25: 367-380.
- Zinck, J. A. 1988. Physiography and soils. Soil survey course. ITC, the Netherlands, 156 pp.

ANEXOS

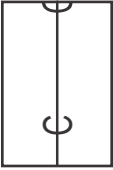
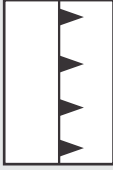
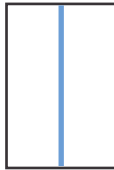
ANEXO 1. LEYENDA GEOMORFOLÓGICA

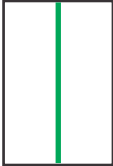
Nombre	Unidades geomorfológicas de origen marino				Ejemplo	Localidad
	Símbolo	Color	Código	Jerarquización		
Espiga (tamaño de sedimento sin determinar)		25	Me	Unidad geomorfológica		Playa Mendoza, Atlántico.
		6				
		39				
		1				
Barra espiga (tamaño de sedimento sin determinar)		25	Mbe	Unidad geomorfológica		Municipio de Ciénaga, Magdalena. Ciénaga Grande de Santa Marta.
		6				
		39				
		1				
Espiga consolidada		25	Mec	Unidad geomorfológica		Espiga del río Turbo.
		6				
		39				
		1				

Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Laguna costera		88					Desembocadura río Atrato, límite Antioquia-Chocó
		17	Mlc		Unidad geomorfológica		
		19					
		0					
Llanura intermareal		25					
		0	Mlli		Unidad geomorfológica		
		9					
		0					
Planos de inundación		25					Parque Nacional Isla Salamanca. 14/11/2010
		0	Mpi		Unidad geomorfológica		
		9					
		0					

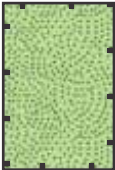
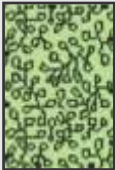
Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Planos y llanuras con vegetación		25				Parque Nacional Isla Salamanca. 14/11/2010
		6	Mpv	Unidad geomorfológica		
		39				
		1				
Playas (tamaño de sedimento sin determinar)		25				Sector Arroyo de Piedra, Bolívar. 4/07/2010
		6	Mpl	Unidad geomorfológica		
		39				
		1				
Cordones de playa		0				Pueblo Nuevo, Bolívar.
		0	Mcp	Componente geomorfológico		
		0				
		10				

Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino	Ejemplo	Localidad
Línea de costa acresiva		0				Noroeste de Pueblo Nuevo, Bolívar
		0	Mlca	componente geomorfológico (Triángulos apuntan hacia el océano).		
		0				
		10				
Línea de costa erosiva		0				Suroeste del volcán de Iodo de arboletes, Antioquia
		0	Mlce	componente geomorfológico (Triángulos apuntan hacia el continente).		
		0				
		10				
Línea de costa limitada por manglares		34				Norte del río Mulatos, Urabá Antioqueño.
		56	Mlcm	componente geomorfológico		
		100				
		0				

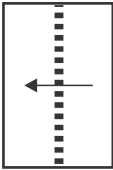
Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino Jerarquización	Ejemplo	Localidad
<i>Beach Cusp</i>		0		componente geomorfológico		Bahía Concha, Magdalena
Línea de Costa Acanalado Activo		0		componente geomorfológico		Cabo de la Vela La Guajira Marzo 2011
Línea de costa en delta		52		componente geomorfológico		Delta del río Atrato, límite Antioquia-Chocó.
		44				
		4				
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Línea de costa en talus		78					Extremo oeste del cerro Mahates, Atlántico.
		34			Componente geomorfológico		
		100	Mlct				
		0					
Beach rocks		25					Playas de San Luis, San Andrés.
		6			Unidad geomorfológica		
		39	Mbr				
		1					
Complejos de crestas y artesas de playa		25					Ensenada de Rionegro, Urabá antioqueño.
		6			Unidad geomorfológica		
		39	Mcc				
		1					



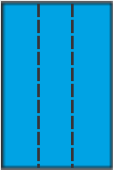
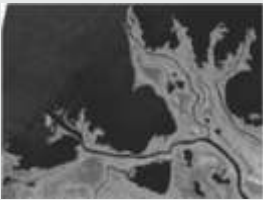
Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino jerarquización	Ejemplo	Localidad
Tómbolo (tamaño de sedimento sin determinar)		67 0 100 0	Mt	Unidad geomorfológica		Extremo norte Isla Rosario, Bolívar
Tómbolo consolidado con vegetación		67 0 100 0	Mtc	Unidad geomorfológica		
Bajos arrecifales		25 0 9 0	Mba	Unidad geomorfológica		Parque Tayrona, Magdalena

Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen marino	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Plataforma de abrasión		18					Playa Brava, Parque Tayrona.
		0					
		55	Mpa		Unidad geomorfológica		
		0					
Terraza marina		18					Tierrabomba, Bolívar. Mayo de 2008.
		0					
		55	Mtm		Unidad geomorfológica		
		0					
Terraza Marina a partir de plataforma de abrasión antigua		18					Playa Brava, Parque Tayrona, Magdalena
		0					
		55	Mtp		Unidad geomorfológica		
		0					

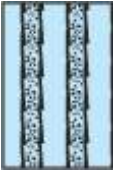
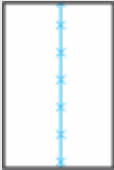
Nombre	Símbolo	Color	Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Pilares		67				Noreste del cerro Furú, Atlántico
		0	Mpi	Unidad geomorfológica		
		100				
		0				
Abanico de sobrelavado		25				Vía Parque isla de Salamanca, Magdalena
		0	Mas	Unidad geomorfológica		
		9				
		0				
Dirección promedio del frente de oleaje		0				
		0	Mdpfo	Proceso		
		0				
		100				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen marino		Ejemplo	Localidad
			Código	Jerarquización		
Dirección promedio del frente de oleaje		0				
		0	Mdpdl	Proceso		
		0				
		100				



Nombre	Unidades geomorfológicas de origen fluvial				Ejemplo	Localidad
	Símbolo	Color	Código	Jerarquización		
Terrazas fluvio-marinas		68				Corregimiento de Damaqueí, municipio San Juan de Urabá, Antioquia
		0	FT	Región geomorfológica		
		4				
		0				
Planicie deltaica		100				Delta del río Atrato, límite Antioquia-Chocó.
		23	FD	Región geomorfológica		
		0				
		0				
Barras frontales deltaicas		25				Desembocadura del río Córdoba, Magdalena.
		0	Fbf	Unidad geomorfológica		
		9				
		0				

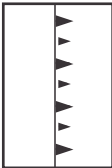
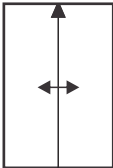
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen fluvial Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Llanura aluvial		100				Norte del corregimiento del Retén, Magdalena.
		23				
		0	Flla	Unidad geomorfológica		
		0				
Cauces		81				Desembocadura río Atrato, límite Antioquia-Chocó
		19	Fc	Unidad geomorfológica		
		0				
		0				
Abanicos		25				
		9	Faa	Unidad geomorfológica		
		0				
		0				

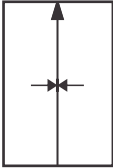
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen fluvial Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Diques		25				
		9	Fd	Unidad geomorfológica		
		0				
		0				
Meandro encerrado <i>oxbows</i>		100				
		23	Fm	Unidad geomorfológica y componente geomorfológico		
		0				
		0				
Lagunas		25				
		9	Fl	Unidad geomorfológica		
		0				
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen fluvial Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Terraza Aluvial		25				
		9	Fta	Unidad geomorfológica		
		0				
		0				
Escarpe de terraza		100		Componente geomorfológico		
		34				
		10				
		0				
Escarpe de terraza		100		Unidad geomorfológica		
		23				
		0				
		0				

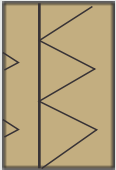
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen estructural Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Lomerío		19				
		24				
		14	EL	Región geomorfológica		Puerto Escondido, Córdoba
		0				
Serranía		15				
		31				
		24	ES	Región geomorfológica		Cerro Ziruma, Santa Marta, Magdalena
		0				
Sierra monoclinal		19				
		24				
		14	ESH	Región geomorfológica		Cerro Cuchillo, Bolívar
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen estructural Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Volcán de lodo		19				El Totumo, Atlántico
		14	Edl	Unidad geomorfológica		
		14				
		0				
Ventosa o boca de volcán de lodo		0				Puerto escondido, Córdoba
		0	Es	Componente geomorfológico		
		0				
		100				
Cuesta homoclinal		19				Barranquilla, Atlántico
		24	Ech	Unidad geomorfológica		
		14				
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen estructural	Ejemplo	Localidad
Espinazo		0	Código Jerarquización Subunidad geomorfológica	Ee	
		0			
		0			
		100			
Escarpe de falla		0	Código Jerarquización Componente geomorfológico	Eefl	
		0			
		0			
		100			
Eje sinclinal		0	Código Jerarquización Componente geomorfológico	Esin	
		0			
		0			
		100			

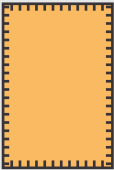
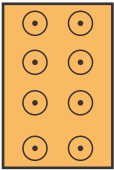
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen estructural	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Eje anticlinal		0				
		0				
		0	Eant	Componente geomorfológico		
		100				

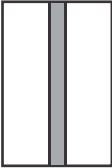
Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen denudacional Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Glacis de acumulación		24				Noreste de Santa Catalina, Bolívar
		32				
		50	Dga	Unidad geomorfológica		
		0				
Pedimento		24				
		32				
		50	Dp	Unidad geomorfológica		
		0				
Colinas denudacionales		24				Sector río Ariguanicito, César.
		32				
		50	Dcde	Unidad geomorfológica		
		0				

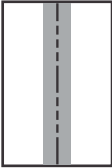
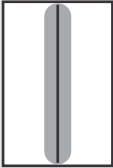
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen denudacional	Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Cono de deslizamiento		24	Unidad geomorfológica	Dcd	Unidad geomorfológica		Suroeste de Arroyo de Piedra, Bolívar
		32					
		50					
		0					
Conos y lóbulos coluviales		24	Unidad geomorfológica	Dco	Unidad geomorfológica		
		32					
		50					
		0					
Cono de derrubio		24	Unidad geomorfológica	Ddr	Unidad geomorfológica		
		32					
		50					
		0					



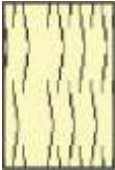
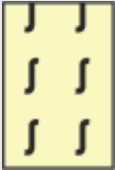
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen denudacional	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Superficie de deslizamiento		24				
		32				
		50	Dsd	Unidad geomorfológica		
		0				
Cerro remanente		24				
		32				
		50	Dcr	Unidad geomorfológica		
		0				

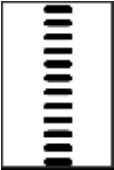
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen kárstico	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Dolina		2	Kd	Unidad geomorfológica		
		27				
		62				
		0				
Valle kárstico		2	Kv	Unidad geomorfológica		
		27				
		62				
		0				
Dolina colapsada		2	Kdc	Unidad geomorfológica		
		27				
		62				
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen antrópico Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Espolón		0				Arboletes, Antioquia
		0	Aesp	Componente geomorfológico		
		0				
		33				
Tajamar		0				Tajamar occidental río Magdalena
		0	Ajtm	Componente geomorfológico		
		0				
		33				
Rompeolas		0				Rompeolas Km. 19 Vía Barranquilla-Santa Marta, Magdalena
		0	Amp	Componente geomorfológico		
		0				
		33				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen antrópico Código	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Muro		0				Bahía de Santa Marta, Magdalena
		0	Amur	Componente geomorfológico		
		0				
		33				
Embarcaderos y muelles		0				Muelle Prodeco, Río Córdoba, Magdalena
		0	Aemm	Componente geomorfológico		
		0				
		33				

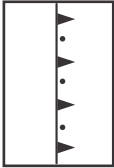
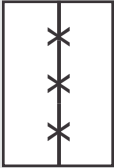
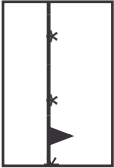


Nombre	Símbolo	Color	Código	Unidades geomorfológicas de origen eólico Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Dunas		0				Ciénaga de Mallorquín, Barranquilla, Atlántico
		0				
		25	Edu	Unidad geomorfológica		
		0				
Duna (remontante)		0				Batalión Córdoba bahía de Santa Marta, Magdalena
		0				
		25	Edur	Unidad geomorfológica		
		0				
Superficie de deflación		0				
		0				
		25	Esd	Unidad geomorfológica		
		0				

Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas de origen eólico	Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Cresta de dunas		0				
		0				
		25	Ecrd	Componente geomorfológico		
		0				



Nombre	Símbolo	Color	Código	Componente geomorfológico acantilado jerarquización	Ejemplo	Localidad
Acantilado activo indicando altura		0		Componente geomorfológico		Punta Canoa, Bolívar
		0				
		0				
		10				
Paleoacantilado		0		Componente geomorfológico		
		0				
		0				
		10				
Acantilado en roca ígnea o metamórfica		0		Componente geomorfológico		Punta Betín, Santa Marta, Magdalena
		0				
		0				
		10				

Nombre	Símbolo	Color	Código	Componente geomorfológico acantilado	Ejemplo	Localidad
Acantilado en roca sedimentaria		0				Norte de Tubará, Atlántico
		0		Componente geomorfológico		
		0				
		10				
Acantilado en depósito de vertiente		0				Cerro Mahates
		0		Componente Geomorfológico		
		0				
		10				
Acantilado en terraza marina		0				Tierrabomba, Bolívar
		0		Componente Geomorfológico		
		0				
		10				



Nombre	Símbolo	Color	Código	Componente geomorfológico acantilado Jerarquización	Ejemplo	Localidad
Acantilado en roca sedimentaria deleznable		0				Los Córdoba, Córdoba
		0		Componente Geomorfológico		
		0				
		10				
Acantilado en terraza fluviomarina		0				
		0		Componente Geomorfológico		
		0				
		10				
Acantilado en terraza aluvial		0				
		0		Componente Geomorfológico		
		0				
		10				

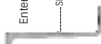
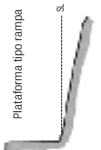
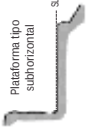
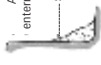
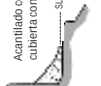
Nombre	Símbolo	Color	Unidades geomorfológicas asociadas a la plataforma continental			Ejemplo	Localidad
Planicies de arena		0	Ppa	Unidad geomorfológica			
		8					
		25					
		0					
Abanico submarino		0	Pas	Unidad geomorfológica			
		0					
		28					
		8					
Talus (fragmentos de terraza marina)		6	Ptl	Unidad geomorfológica			
		25					
		23					
		5					





Nombre	Símbolo	Color	Código	Componente geomorfológico acantilado	Ejemplo	Localidad
Talud continental		41				
		27	TC	Región geomorfológica		
		12				
		0				
Barras y senos		0				
		8				
		25	Pbs	Subunidad geomorfológica		
		0				

ANEXO 2.

Parámetros para caracterizar costas acantiladas en el caribe colombiano									
Perfil del acantilado y de la plataforma									
Tipo de Roca	Ígnea	Metamórfica	Sedimentaria	Terraza marina	Terraza fluvial	Depósito			
Pendiente del talud	Suave (<5°)	Inclinada (5 a 10°)	Muy inclinada (11 a 15°)	Abrupta (16 a 20°)	Muy abrupta (21 a 30°)	Muy escarpada >45°			
Dirección del tren de olas predominante									
Dirección general del acantilado									
Datos estructurales	Fallas diaclasas/m²	Fallas diaclasas/m²	Estratificación, fallas diaclasas/m²	Evidencia de fallamiento posterior a la formación de la terraza	Evidencia de fallamiento posterior a la formación de la terraza				
Grado de meteorización	Ensayos geomecánicos	Ensayos geomecánicos	Ensayos geomecánicos						
Altura (metros)									
Presencia de aguas servidas sobre el talud									
Tipo de uso del suelo sobre el acantilado	Construcciones	Potrero	Cultivos	Vegetación nativa					





ANEXO 3.

Formato de toma de datos de campo y oficina Para caracterización geomorfológica

Información general									
Estación _____	No. de Plancha _____	Departamento _____							
Fecha _____	No. Fotografía _____	Municipio _____							
	No. Vuelo _____	Coordenadas X _____ Y _____							
	No. Sobre _____								
UBICACIÓN GEOMORFOLÓGICA			CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS				VEGETACIÓN Y USO DEL SUELO		
ZONA GEOESTRUCTURAL _____	REGION CLIMÁTICA _____		VEGETACIÓN _____						
PROVINCIA _____	PROVINCIA CLIMÁTICA (°C) _____		Primaria _____						
REGIÓN _____	PRECIPITACIÓN MEDIA (mm) _____		Matorral _____						
UNIDAD _____	ALTITUD (m) _____		Descubierto _____						
SUBUNIDAD _____			USO DEL SUELO _____						
COMPONENTE _____			Pastos _____						
			Cultivos _____						
			Bosques _____						
			Otras _____						
MORFOGÉNESIS			CARACTERIZACIÓN DE UNIDAD MORFOLÓGICA				CARACTERÍSTICAS DE DRENAJE		
TIPO DE AMBIENTE	CLASE DE FORMA	ÍNDICE DE RELIEVE	MORFOLOGÍA-MORFOMETRÍA			DENSIDAD	FRECUENCIA	TEXTURA	PATRÓN
			INCLINACIÓN LADERA	LONGITUD LADERA	FORMA LADERA				

MORFOLOGÍA				MORFODINÁMICA			MORFOCRONOLOGÍA				
CLASE GEOFORMA	TIPO DE MATERIAL		EROSIÓN		MOVIMIENTO EN MASA		EDAD GEOMORFOLÓGICA				
	ROCA	MATERIAL INTERMEDIO	SUELO	GRADO METEORIZACIÓN	TIPO	ESPACIAMIENTO ENTRE CANALES	INTENSIDAD	TIPO DE MOVIMIENTO	TIPO DE MATERIAL ASOCIADO	ÉPOCA	EDAD RELATIVA

(Tomado de Carvajal, 2008)



