

ANÁLISIS DE LA DINÁMICA Y EVOLUCIÓN COSTERA EN LA REGION DE LA LOCALIDAD LA LOBERÍA, RIO NEGRO

Trabajo Final de Licenciatura



Autor: Barion Gerardo Esteban

Director: Caselli Alberto Tomás



2020

Índice

RESUMEN	2
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Objetivos	4
1.2 Materiales y Métodos	4
2. DINÁMICA COSTERA (Marco Teórico)	6
2.1 Generalidades.....	6
2.2 Factores condicionantes y desencadenantes en la retracción de los acantilados.....	11
2.3 Morfología de costas rocosas.....	14
2.4 Geotecnia: Tamaño de bloque y relación con RQD (Rock Quality Designation).....	18
3. ANÁLISIS COSTERO EN LA REGIÓN DE LA LOBERÍA	21
3.1 Características del área de estudio	21
3.2 Geología del área.....	24
3.3 Geomorfología del área.....	32
3.4 Caracterización Geotécnica del Miembro Superior.	39
4. DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DEL ACANTILADO	42
4.1 Velocidad de retroceso a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas	42
4.2 Factores condicionantes y procesos que intervienen en la dinámica del acantilado	45
4.3 Análisis evolutivo	51
5. CONCLUSIONES	62
Agradecimientos	63
6. BIBLIOGRAFIA	64

RESUMEN

Se desarrolla el estudio geológico y geomorfológico para comprender la dinámica costera en la localidad balnearia La Lobería, en especial como ésta afecta en el retroceso del acantilado.

Se determinaron los procesos que afectan la zona del litoral, englobándolos en procesos marinos, aquellos que afectan la base del acantilado provocando oquedades basales y cuevas y en la plataforma de abrasión formando canales y surcos, y en procesos subaereos que afectan al acantilado formando procesos gravitatorios, identificándose caídas de rocas, vuelcos y deslizamientos. A su vez, se determinaron los condicionantes involucrados en la estabilidad y erodabilidad del acantilado, relacionados a la pendiente, litología y la estructura.

Mediante el análisis evolutivo del acantilado a partir de "Segmentos Evolutivos Costeros", se propone un modelo de ciclicidad identificando los procesos marinos y subaereos más predominantes durante cada estadio. La erosión del acantilado tenderá a rectificar su línea de cresta, siendo mayor en aquellos sectores donde no media una playa entre éste y la plataforma de abrasión. La utilización de Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) es propuesto para el monitoreo costero futuro, debido a su gran resolución espacial centimétrica.

ABSTRACT

The geological and geomorphological study is developed to understand the coastal dynamics in the seaside resort La Lobería, especially how it affects the retreat of the cliff. The processes that affect the coastal area were determined, encompassing them in marine processes, those that affect the base of the cliff causing basal cavities and caves and in the abrasion platform forming channels and grooves, and in subaerial processes that affect the cliff forming gravitational processes, identifying rock falls, overturns and landslides. In turn, the determining factors involved in the stability and erodability of the cliff were determined, related to the slope, lithology and structure.

Through the evolutionary analysis of the cliff from "Coastal Evolutionary Segments" (CES), it proposes a cyclicity model that identifies the most predominant marine and subaerial processes during each stage. The erosion of the cliff tends to rectify its ridge line, being greater in those sectors where there are no means on a beach between these and the abrasion platform. The use of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) is proposed for future coastal monitoring, due to its high spatial centrimetric resolution.

1. INTRODUCCIÓN

Este Trabajo Final de Licenciatura se desarrolla en el sector noreste del Golfo San Matías, en la localidad balnearia La Lobería, provincia de Río Negro (fig. 1.1). La localidad se encuentra 60 km al sur de la ciudad de Viedma y se accede a través de la Ruta Provincial N° 1 que recorre la costa rionegrina hasta San Antonio Este.

La localidad La Lobería se ubica en una zona costera, donde el rasgo geomorfológico dominante son los acantilados activos que se encuentran a escasos metros de la zona habitada. El acantilado posee un promedio de 60 metros de altura y pendiente vertical, que es afectado por la interacción de procesos marinos y subaéreos. Estos procesos generan la inestabilidad del acantilado provocando gran cantidad de caída de rocas, derrumbes y deslizamientos que generan el retroceso del mismo. Por ello es fundamental conocer la evolución del litoral y los factores que generan erosión costera a corto y mediano plazo; y los agentes que actúan sobre la dinámica costera. El conocimiento y estimación de los factores condicionantes de la recesión es tarea fundamental para que las políticas de gestión y ordenación costera no fracasen, puesto que, en términos humanos, cambios inesperados en la costa se traducirían en la pérdida de inversiones, reparaciones costosas, nuevos peligros medioambientales e incluso la pérdida de vidas.

Existen numerosos trabajos realizados en el área, sobre la geología de los acantilados se destacan los elaborados por Zavala *et al.* (2000) Zavala y Freije (2005) y Carmona *et al.* (2018) que reinterpretaban gran parte del origen de las sedimentitas que conforman el acantilado. A su vez, trabajos publicados por Del Río *et al.* (2004) y Del Río *et al.* (2007) sobre la velocidad de retroceso del acantilado mediante la comparación de fotografías aéreas y satelitales. Schillizzi *et al.* (2004) realizan aportes muy significativos, detallando los procesos actuantes en la retracción de los acantilados. Recientemente se debe destacar los estudios realizados por García y Casadío (2012) sobre la estabilidad del acantilado en Punta Bermeja. Por otra parte, Kokot *et al.* (2004) analizan la vulnerabilidad de la costa rionegrina ante el incremento del nivel del mar.

El trabajo fue dividido en cinco apartados, donde en el primero se realizó la introducción, objetivos y metodología. En el segundo apartado del trabajo se realizó una recopilación bibliográfica de antecedentes teóricos sobre la temática del trabajo. En el tercer apartado, se caracteriza el medio físico (clima, marea, vientos, etc.), la geología, la geomorfología y por último la caracterización geotécnica del acantilado. En el cuarto apartado se discute la obtención de una velocidad de retroceso del acantilado a partir de imágenes satelitales y aéreas. También se definen los condicionantes y procesos que intervienen en la dinámica del acantilado y por último un análisis evolutivo del mismo. Finalmente en el último apartado se presentan las conclusiones del trabajo.

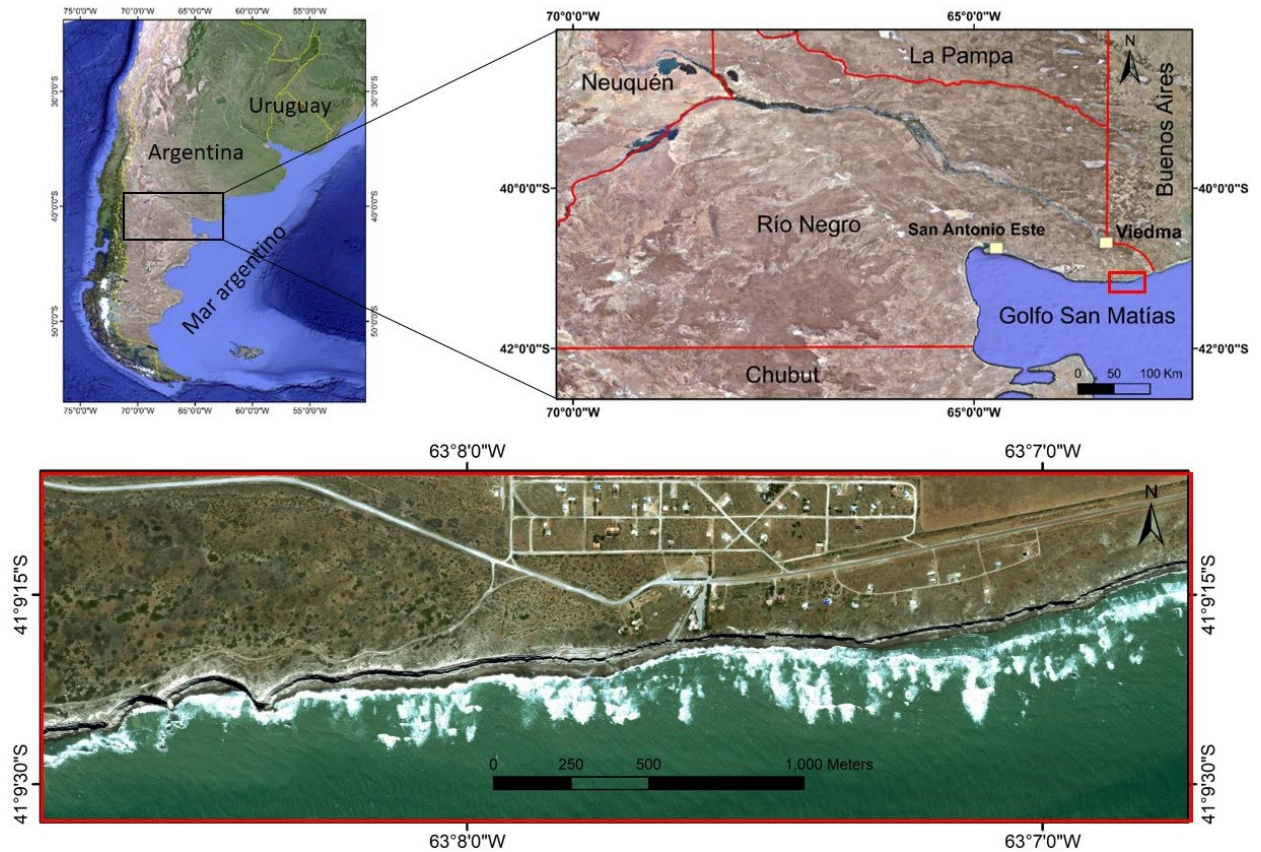


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio

1.1 Objetivos

El trabajo tiene dos objetivos principales; el primero es la propuesta de un nuevo método de seguimiento y monitoreo de la evolución y velocidad de retroceso del acantilado mediante la utilización de vehículo aéreo no tripulado (VANT). De esta manera se busca comprender y abordar el estudio de la dinámica costera y su monitoreo mediante la aplicación de un nuevo método de subdivisión del sistema costero en segmentos evolutivos de la costa (SEC) que presenten las mismas características y elementos geomorfológicos.

El segundo objetivo es el análisis de la geomorfología y dinámica costera, con la finalidad de conocer cuáles son los procesos actuantes que modelan y producen el retroceso del acantilado, determinando a su vez, cuales son los principales factores que condicionan la estabilidad del mismo.

1.2 Materiales y Métodos

Para alcanzar los objetivos propuestos, previo a los trabajos de campo, se realizó una recopilación bibliográfica sobre la dinámica costera en general y del área de estudio en particular, abarcando la caracterización geológica y física del medio, como también trabajos previos sobre retroceso del acantilado. A su vez, se realizó un mapa geomorfológico preliminar a partir de imágenes satelitales.

Se realizaron dos salidas de campo donde se constató lo interpretado a través de imágenes satelitales sobre geomorfología del área. Además, se levantó un perfil litoestratigráfico y la caracterización del acantilado, mediante registros fotográficos de los procesos, tomas de datos de discontinuidades. Además, se utilizó un VANT marca Phantom 4 Pro V2.0 para realizar un relevamiento automatizado del área con el fin de

generar un ortomosaico y DEM de gran resolución, como también, la digitalización del frente del acantilado. Para ello y para una correcta georreferenciación del vuelo del VANT y minimizar los errores, se necesita puntos de control en tierra, por lo que se tomó un total de 15 puntos distribuidos sobre la parte alta del acantilado y sobre la plataforma de abrasión. En cada uno de estos puntos se dejó el GPS tomando datos entre 8 y 10 minutos, más un punto base que estuvo un total de 5h 11m. Del relevamiento con dron se cubrió un área de 1,7 km² con un total de 521 fotografías tomadas a 100 metros de altura de la zona de despegue. Las mismas fueron procesadas mediante el Software Metashape PhotoScan V 1.2.2. Se orientaron las fotos y se modificó el sistema de coordenadas para vincularlas con los puntos de control tomados previamente. Se generó una nube de puntos densa y a partir de esta un ortomosaico y DEM, de 2.6 cm/px y 6 cm/px respectivamente. Para la digitalización del frente del acantilado se realizó el vuelo con dron de forma manual, sin puntos de control y se procesó con el programa mencionado.

A partir del ortomosaico obtenido, se realizó un mapa geomorfológico del área utilizando el software QGIS. A través del programa Stereonet, se representaron las orientaciones e inclinaciones de las discontinuidades en una red Schmidt y por último, se buscó obtener un índice RQD (rock quality designation) mediante la propuesta de Palmstrom (1974).

Por otra parte, se intentó calcular la velocidad de retroceso del acantilado a partir de la comparación de imágenes satelitales y fotografías aéreas. Se obtuvieron imágenes satelitales desde la plataforma GoogleEarth® y SASPlanet de los años 2004 y 2018 y a su vez fotografías aéreas del año 1986. Las mismas se ortorectificaron a partir de puntos homólogos, con un mínimo de 40 puntos para una correcta georreferenciación y disminución del error.

Cuando se trata de cuantificar y monitorear la evolución y retroceso de un acantilado existen diversos métodos y modelos que permiten obtener valores de recesión costera. Esto dependerá de la complejidad y particularidad de los problemas de retroceso para cada zona litoral y la información con la que se cuente. En este contexto, existen diversos modelos: estadísticos, empíricos, probabilísticos y de proceso-respuestas. Uno de los más utilizados son los basados en un registro histórico donde se realiza una serie de regresiones y extrapolaciones de las tendencias pasadas para cuantificar las tasas en el futuro (Castedo, 2012). Este tipo de método, por lo general, utiliza registros de imágenes aéreas con imágenes satelitales actuales y de esta manera se obtiene una retracción de la línea de cresta que se puede cuantificar (se detalla en el apartado 4.1).

Para el análisis de la evolución del acantilado en la zona de estudio se propone un nuevo método, mediante la utilización del ortomosaico y panel obtenido con VANT, basado en la división de la costa en Segmentos Evolutivos Costeros (SEC) que se detalla y explica en el apartado 4.3. A su vez, la utilización de esta herramienta para monitorear el retroceso del acantilado en el futuro.

2. DINÁMICA COSTERA (Marco Teórico)

2.1 Generalidades

La zona costera o litoral, se puede definir como la zona de transición e interacción entre el ambiente terrestre y el ambiente marino. La costa incluye tanto la zona de tierra emergida como la zona de aguas poco profundas, así como las playas y acantilados costeros modelados por las olas, y las dunas costeras (Elorza, 2009). Las costas pueden clasificarse o definirse en costas de inmersión o de emersión. Las costas de inmersión o subsidencia, tienen su origen en hundimientos tectónicos de bloques o al ascenso generalizado del nivel del mar. Encontramos desembocaduras fluviales inundadas (estuarios), con costas más o menos accidentadas (llanuras costeras, rías, fiordos, etc.). Por otro lado, costas de emersión debidas al levantamiento de bloques de corteza o al descenso en el nivel del mar, están formadas por depósitos sedimentarios por encima del nivel actual de las aguas (plataformas de abrasión, acantilados), con numerosos accidentes litorales deposicionales (albufera, cordones, deltas, etc.).

Dentro de las costas de emersión, el término acantilado se refiere a una geoforma de erosión marina compuesta por un escarpe de gran pendiente, donde un terreno elevado encuentra el mar (Marcomini y Lopez, 2014). Siguiendo a Davidson-Arnott (2010) los componentes morfológicos de un acantilado son los siguientes (Fig. 2.1):

- Meseta o área tierra adentro desde la cima del acantilado
- La cima del acantilado que marca el cambio en la pendiente desde la meseta hasta la cara del acantilado y es la zona de transición hacia el área que se inclina hacia el mar.
- La cara del acantilado, subaérea, se extiende desde la cima hasta la intersección de la pendiente con la playa o plataforma de abrasión. Esta área está dominada principalmente por la erosión subaérea y a su vez marina debido a procesos resultantes de movimientos de las masas rocosas.
- La base del acantilado y talud, si lo hubiese, es el área de transición entre el acantilado subaereo y la plataforma. El límite superior de la base del acantilado está marcado por la altura a la que puede llegar la acción de las olas (sin incluir la pulverización) y el límite inferior por la unión con la plataforma costera de pendiente más suave. También marca la transición desde la cara del acantilado que está dominada por procesos erosivos subaereos que conducen a la recesión horizontal, y la plataforma costera y el perfil cercano a la costa que están dominados por procesos marinos que resultan en recesión vertical.
- La plataforma de abrasión se extiende desde la base del acantilado en marea alta hasta la marea baja pudiendo estar cubierta por cantidades variables de sedimentos superficiales. La plataforma está sujeta a la acción de las olas, así como a los procesos de meteorización durante la exposición subaérea.

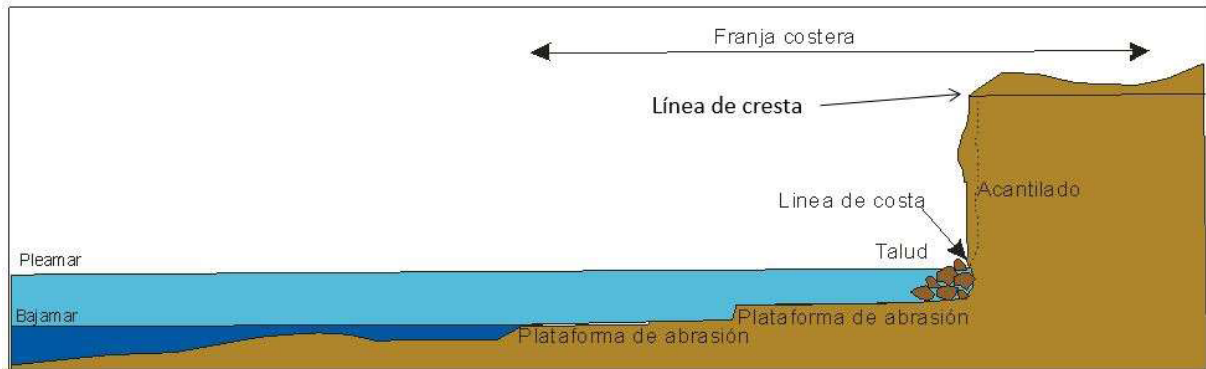


Figura 2.1 Partes de un acantilado. Tomado de Castedo (2012).

El retroceso de acantilados es un proceso dinámico, normalmente cíclico, mediante el cual se produce una pérdida de terreno tierra adentro de la línea que demarca el borde superior o cresta del acantilado, causado por el movimiento o caída de materiales hacia el mar (Castedo *et al.*, 2012). Se trata de un proceso que puede ser simplificado a cuatro estados, secuencialmente distribuidos en el tiempo:

- El desprendimiento de pequeños fragmentos a grandes bloques de material rocoso o poco competente que constituye el acantilado.
- El transporte de todo o parte del material desprendido.
- La depositación del material en el frente del acantilado, en la plataforma, en la playa o mar adentro.
- La redistribución del material mediante la acción marina, permitiendo que el frente del acantilado quede expuesto nuevamente a procesos erosivos.

Bird (2008) define un acantilado como un accidente geográfico en forma de escarpe litoral desnudo y modelado por la acción simultánea de dos tipos de procesos: (1) marinos, que actúan sobre y por debajo de la lámina de agua con la doble función de erosionar y transportar; y (2) subaéreos, actúan sobre la pared que se encuentra por encima del nivel del mar produciendo caída de materiales.

(1) **Procesos marinos.** Los mecanismos de erosión marina incluyen la abrasión, corrosión, disolución y bioerosión. Estos procesos se dan por la acción simultánea de los agentes marinos (oleaje, corrientes, mareas) acoplados con fenómenos físicos, químicos y biológicos (Castedo, 2012).

Abrasión: Este mecanismo de erosión es causado por el rozamiento del agua cargada con sedimentos que provienen de derrubios previos del mismo frente rocoso que está siendo erosionado. Los efectos de la abrasión pueden apreciarse en las plataformas donde los materiales rocosos más resistentes persisten en forma de escollos, arrecifes o pilares que quedan por encima de una superficie rocosa suavemente desgastada (Castedo, 2012). La abrasión tiende a producir superficies suaves, aunque en los casos en que se presentan inhomogeneidades litológicas o debilidades estructurales, la abrasión puede producir un desgaste local o ranuras del lecho de roca. Otro ejemplo de abrasión es la formación de “marmitas”, donde guijarros tallan depresiones circulares en plataformas de roca intermareal.

Corrosión: Se trata de la desintegración física de la roca en pequeñas partículas generando hoyos en la superficie y disección irregular (Bird, 2008). Este proceso afecta aquellos afloramientos rocosos costeros que no se encuentran protegidos por una cobertura de suelo o vegetación. Debido a la alternancia de desecación y humectación de las rocas, se genera una superficie con desgaste acicular que provoca desintegración física, liberando pequeños fragmentos de roca que se incorporan a las olas (Castedo, 2012). Este efecto suele estar

acompañado por la cristalización de sales en la zona que recibe el agua marina pulverizada, produciendo un aumento de volumen debido al crecimiento de los cristales, ensanchando los planos de debilidad (Elorza, 2008). El desgaste salino es uno de los procesos más importantes que inducen el deterioro superficial de las rocas en entornos costeros, puesto que puede provocar una ruptura mecánica y separación de los granos que forman la roca (Trenhaile, 1987; Bird, 2008).

Disolución: El agua de mar ejerce disolución, provocando fenómenos kársticos en calizas y oquedades por hidrólisis en rocas no calcáreas. A su vez, las rocas del acantilado y plataforma de abrasión pueden ser disueltos por el agua de lluvia, por el agua marina cuando se encuentran sumergidos, o por el agua de mar pulverizada procedente de las olas cuando se encuentran en un ambiente subaéreo (Castedo, 2012).

Bioerosión: Se define como la extracción del substrato rocoso por la actividad orgánica directa. Los procesos de bioerosión contribuyen a la erosión y remoción de bloques y engloba a organismos tanto terrestres como marinos. La bioerosión por parte de organismos terrestres está vinculada principalmente a la penetración y el ensanchamiento de las fisuras por las raíces de las plantas que crecen en la cara del acantilado. También las generadas por madrigueras de pequeños mamíferos y los agujeros de anidación excavados por las aves. En cuanto a los organismos marinos se destaca la fauna de conchas que contribuye a la erosión al perforar, raspar, arrancar y a la solución por fluidos exudados (Bird, 2008).

(2) **Procesos subaéreos.** La acción de la gravedad, el debilitamiento progresivo de los materiales por procesos de meteorización física y química, flujos de aguas subterránea, precipitaciones, bioerosión y batidas del oleaje, actúan sobre la cara del acantilado y la cresta generando movimientos de terreno de diversas características y magnitudes, condicionados por el tipo de litología, alternancia de materiales con diferente permeabilidad, planos de estratificación y estructura (Castedo, 2012).

Los deslizamientos en masa costeros son movimientos de grandes masas de roca, roca o suelos, que descienden por una pendiente costera (Bird, 2008). Para la caracterización de estos procesos se utiliza las clasificaciones de movimientos en masa de Varnes (1978) y Hutchinson (1988) que son, hoy en día, los sistemas de clasificación más ampliamente aceptados. Los movimientos en masa engloban diferentes tipos de procesos, como las caídas, volcamiento, deslizamiento de roca o suelo, propagación lateral, etc. Los mismos se encuentran resumidos en el cuadro 2.1.

Tipos de movimientos de laderas	
Caída de Rocas	
Vuelcos	
Flujos	
Deslizamientos rotacionales	
Deslizamientos traslacionales	
Desplazamientos laterales	

Cuadro 2.1. Tipos de movimientos de ladera. Modificado de Vallejo *et al.* (2002).

Caída: La caída es un tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques se desprenden, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable. Una vez desprendido, el material cae pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento (Varnes, 1978). Este tipo de remoción es muy común en acantilados, siendo frecuentes las roturas en forma de cuña y en bloques formados por varias familias de discontinuidades. La caída también puede ocurrir como consecuencia de cambios en el volumen provocado por termoclástismo.

Vuelcos: Se denomina así a un tipo de movimiento en masa en el cual hay una rotación generalmente hacia adelante de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto o *pivot* de giro en su parte inferior. Este movimiento ocurre por acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión

de fluidos en grietas (Varnes, 1978). A su vez, es propiciado por la presencia de discontinuidades estructurales (grietas de tensión, formaciones columnares, o diaclasas) que tienden en la vertical.

Deslizamiento: Es un movimiento en masa cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de una delgada zona en donde ocurre una gran deformación cortante. La masa generalmente se desplaza en conjunto, comportándose como una unidad en su recorrido (Vallejo *et al.*, 2002). En el sistema de Varnes (1978), los deslizamientos se clasifican en traslacionales y rotacionales según la forma de la superficie de falla por la cual se desplaza el material. Los deslizamientos traslacionales a su vez pueden ser planares o en cuña. Sin embargo, las superficies de rotura de movimientos en masa son generalmente más complejas que las mencionadas, ya que pueden desarrollar varios segmentos planares y curvos, en dicho caso se hablará de deslizamientos compuestos (Hutchinson, 1988).

Deslizamiento traslacional: Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de un plano de discontinuidad. En general, estos movimientos suelen ser procesos más superficiales que los deslizamientos rotacionales. Ya que el desplazamiento ocurre, con frecuencia, a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden y Varnes, 1996). En un macizo rocoso, este mecanismo de fractura ocurre cuando una discontinuidad geológica tiene una dirección aproximadamente al de la cara del talud y buza hacia este con un ángulo mayor al de fricción (Hoek y Bray, 1981).

Deslizamiento rotacional: Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de un plano de fractura cóncava. Los movimientos en masa rotacionales muestran una morfología distintiva, caracterizada por un escarpe principal pronunciado y una contrapendiente al techo del bloque. La deformación interna de la masa desplazada es usualmente muy poca. Debido a que el mecanismo rotacional es auto estabilizante, y ocurre en rocas poco competentes donde la tasa de movimiento es con frecuencia baja (Proyecto Multinacional Andino, 2007).

En acantilados que tienen una estratigrafía heterogénea con unidades de arena y arcillas intercaladas, a menudo se asocia con filtración a lo largo de las uniones de unidades de arena con unidades subyacentes de menor permeabilidad y pueden ocurrir fallas complejas que ocasionalmente producen fallas profundas, produciendo grandes deslizamientos rotacionales (Varnes, 1978).

Desplazamiento o propagación lateral: Ocurre principalmente por deformación interna (expansión) del material. Hace referencia al movimiento de bloques rocosos, o masas de suelo muy coherente y cementado sobre un material blando y deformable. Los movimientos son debidos a la pérdida de resistencia del material subyacente que fluye o se deforma bajo el peso de los bloques rígidos. Pueden ser provocado por licuefacción del material infrayacente, o por procesos de extrusión lateral de arcillas blandas y húmedas, bajo el peso de las masas superiores, donde el material blando inferior fluye hacia las grietas entre los bloques y genera el movimiento de los mismos (Vallejo *et al.*, 2002).

2.2 Factores condicionantes y desencadenantes en la retracción de los acantilados

Schillizzi *et al.* (2004) efectuaron un aporte significativo para la comprensión de los procesos actuantes en la retracción de los acantilados. Estos autores determinaron que los acantilados se retraen a través de movimientos de partículas y bloques, movimientos de masas y movimientos complejos que combinan deslizamientos en masa y flujos. A su vez dividen los factores que ocasionan el retroceso en (1) condicionantes (composición litológica y debilidades estructurales) y (2) disparadores o desencadenantes (dinámica marina, hidráulica continental y humectación-deseccación).

(1) Factores condicionantes.

Litología y estructura: El tipo de rocas expuestas en acantilados o plataformas costeras es un factor extremadamente importante para determinar su tasa de erosión. También lo son las estructuras internas (planos de estratificación, diaclasas, fracturas y fallas), que ejercen un control en la morfología, tasa de erosión de los acantilados, determinando el tamaño y la geometría de los bloques que caen del mismo (Castedo, 2012). Las áreas con los materiales más resistentes acaban generando cabos, promontorios, o farallones de roca aguas adentro. Las zonas más débiles se desgastan más visiblemente dando lugar a oquedades, cuevas, arcos, etcétera. En este contexto la dureza de los materiales se refiere a la resistencia y la tenacidad de las rocas atacadas por las fuerzas físicas de la acción marina. La dureza de la roca depende de varios factores. Las rocas masivas son generalmente más resistentes que aquellas atravesadas por fracturas, planos de estratificación, diaclasas o zonas de falla, que facilitan la debilidad del material y su arranque por parte de los procesos erosivos. En síntesis, la forma de muchos acantilados costeros, así como las irregularidades de menor escala, a menudo están estrechamente vinculadas a la orientación y espaciamiento de las discontinuidades (fig. 2.2) (Castedo, 2012).

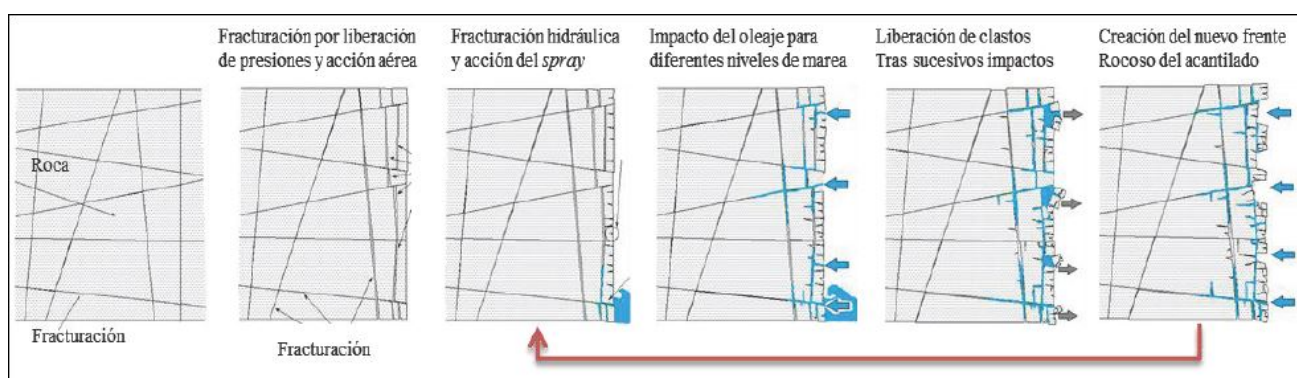


Figura 2.2. Condicionamiento ante la erosión marina por discontinuidades en el acantilado. Tomado de Castedo (2012).

(2) Factores desencadenantes

La dinámica marina es un factor de gran importancia en la retracción de los acantilados debido a que actúan en la base del acantilado y sobre las discontinuidades litológicas y estructurales:

Oleaje: Las olas son ondulaciones en una superficie de agua producidas por la acción del viento que consisten en movimientos orbitales del agua. Las olas rompen cuando la profundidad es inferior a la mitad de la longitud de onda entre las crestas generando así el máximo efecto erosivo. En consecuencia, el nivel de mayor erosión está relacionado con los niveles de marea alta y baja, y la energía de las olas es probablemente

mayor durante los períodos de mareas altas debido a las mayores profundidades del agua y la fricción reducida sobre el fondo. Las olas más altas y efectivas para la erosión de los acantilados ocurren durante las tormentas, cuando la superficie del agua se eleva por encima de su nivel de agua o marea. Es en esos momentos que el impacto de las olas alcanza los puntos más altos del acantilado marino. En este estadio se produce un violento avance del agua, seguido de un retroceso, actuando contra la costa, desencadenándose procesos de erosión vertical, transporte de materiales y depositación de éstos. Si las olas rompen contra un acantilado el efecto erosivo se amplifica, penetrando violentamente dentro de las discontinuidades de las rocas (diaclasas, grietas, fallas, etc.) generando compresión del aire y apertura de las mismas, y en el retroceso se ejerce succión, de esta manera se ejerce erosión horizontal. A su vez genera un socavado o escarpe marino provocando la desestabilización de los sectores más elevados del acantilado, desarrollando procesos gravitatorios. Estas muescas en la base del acantilado están mejor desarrolladas en formaciones rocosas relativamente resistentes porque un afloramiento de roca débil no las sostendrá (Castedo, 2010, 2012).

Después de una tormenta, la costa está llena de escombros que han caído del acantilado. Agitado por la acción de las olas, esto se rompe y desgasta (abrasión), y se retiene como una playa (que puede proteger la base del acantilado de una mayor abrasión), o se lleva a lo largo de la costa o al mar por la acción de olas y corrientes (Bird, 2008). La capacidad erosiva del oleaje va a depender de la dureza o erodabilidad de las rocas expuestas en la base del acantilado, de la tasa de barrido del detritos desprendido del acantilado, la presencia o ausencia de una playa debido a que disipan la energía de las olas y la batimetría (Castedo, 2012).

Mareas: Son movimientos de los océanos que se generan por los efectos gravitacionales de la luna y el sol en relación con la tierra, que somete a la costa a un constante movimiento de ascenso (pleamar) y descenso (bajamar) del agua modulando en la vertical la franja de terreno sobre la que actúan las olas. Cuando las corrientes de marea fluyen en la misma dirección que las olas, estas aumentan la velocidad y el tamaño provocando un aumento en la acción erosiva de las mismas (Bird, 2008). Los movimientos de las mareas influyen en la acción de las olas, donde en general, el perfil transversal de la costa adquiere una geometría cóncava. Dicha geometría, provoca una profundización del perfil de la costa, permitiendo que olas de mayor tamaño rompan más próximas a la línea de costa aumentando la acción de los procesos erosivos sobre esta (Fig. 2.3) (Davidson-Arnott, 2010).

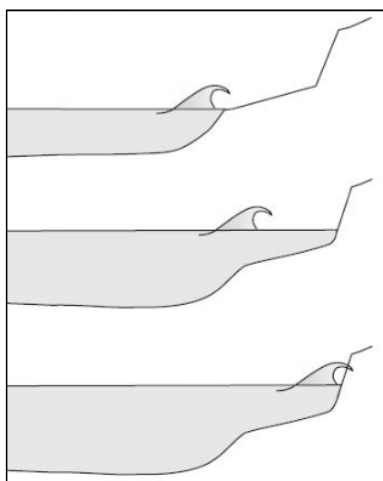


Figura 2.3. Ejemplo de como la acción del oleaje amplía su zona de actuación con el aumento del nivel del mar. Modificado de Davidson-Arnott (2010).

Variación del nivel del mar: Un cambio relativo en el nivel del mar es, por definición, un cambio en la elevación de la superficie del mar en comparación con la superficie local de la tierra como resultado de dos procesos principales: (1) procesos tectónicos en la elevación relativa de un área o región y (2) cambios eustáticos en la elevación relativa del océano, causados por periodos de glaciación y desglaciación, cambios en el volumen de las cuencas oceánicas y cambios en el geoide (Davidson-Arnott, 2010).

Los cambios eustáticos probablemente produzcan un aumento a nivel mundial del nivel medio del mar durante el próximo siglo, debido al calentamiento global inducido o acelerado por las actividades humanas en el medio ambiente (Castedo, 2012). Diversas agencias o centros como la *US Environmental Protection Agency* (EPA) o el *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), junto con investigadores (Thomas, 1986), han tratado de estimar las tasas de crecimiento del nivel medio del mar para el próximo siglo. Sin embargo, existe una dispersión en las predicciones que van desde los 30 cm en el año 2100 para la predicción más conservadora del IPCC, hasta los 110 cm para el mismo año que dan las previsiones más extremas. El rango de valores de las predicciones de Thomas (1986) van desde los 90 cm hasta los 170 cm para el mismo año. Por tanto, el rango de valores que se estima como probable (Sunamura, 1992), va desde los 50 a los 100 cm para el año 2100. Esto afectará de distinta manera a cada región costera. La exactitud en las predicciones de erosión de acantilados costeros dependerá enormemente de la mejora en las predicciones de los cambios en el nivel del mar.

Por otro lado, resulta importante referirse a desencadenantes que no se engloban dentro de la dinámica marina y afectan al acantilado:

Hidráulica continental: es la acción erosiva provocada por el escurrimiento superficial y de infiltración. El escurrimiento superficial es provocado durante grandes precipitaciones generando pequeñas/medianas cárcavas hacia el borde del acantilado, determinando una morfología lobulada en las zonas cuspidales del acantilado y debilitando los bloques subyacente habilitando su posterior caída (Schillizzi *et al.*, 2004). Por otra parte la infiltración se produce donde la cobertura vegetal es muy escasa o nula, provocando que el agua circule subterráneamente hasta un nivel impermeable y emergiendo sobre la pared del acantilado.

Acción de la humectación - desecación marina y continental: En aquellas zonas acantiladas donde la presencia de material pelítico es importante la acción de la humectación, provocada por la conjunción de los vientos provenientes del mar y las mareas (Celemin, 1984). Esto genera la hidratación de minerales arcillosos, resultando en la pérdida de cohesión de los niveles por micro procesos de contracción – expansión, provocando que la verticalidad de los acantilados adquiera inclinación y morfología lobulada. Por otra parte, el agua meteórica provoca disolución que contribuye a incrementar la velocidad de desagregación (Schillizzi *et al.*, 2004).

Antrópico: La intervención del hombre sobre el sistema litoral genera una intensificación de los procesos erosivos mencionados anteriormente, provocando un desequilibrio en la evolución natural morfológica. El hombre genera erosión directa cuando existe alguna degradación sobre la morfología natural, e indirecta cuando una acción producida por él, altera algún parámetro que producirá una modificación a futuro. De esta manera, como erosión directa podemos encontrar, explotación de arena en zonas de playa, degradación de

dunas costeras, trazado de rutas costaneras perpendiculares a la línea de costa, cambios en el escurrimiento superficial, evacuación de excedentes pluviales a la zona de playa, evacuación de aguas servidas, generación de bajadas alterando acantilados, etcétera. Y mientras que en las causas de erosión indirecta encontramos, urbanización de campos de dunas, edificación en sectores cercanos a playa o acantilados y forestación de campo de dunas activos (Marcomini y Lopez, 2014).

2.3 Morfología de costas rocosas

Los procesos de acción marina han estado modelando las costas rocosas con el nivel del mar actual creando diversas morfologías características. Las rocas expuestas a los fenómenos mecánicos, químicos y biológicos anteriormente mencionados, sufren erosión, desgaste y corrosión que penetra en zonas de debilidad. Estos procesos dan lugar a distintas geomorfologías y perfiles de costas rocosas, de las cuales algunas de ellas son específicas de la acción marina, como oquedades, cuevas, promontorios, etc. y otras geomorfologías que son propias del ambiente litoral (Castedo, 2012).

Perfil de costas rocosas: Los perfiles de los acantilados están relacionados por las variaciones en la estructura, litología, competencia y la resistencia de los afloramientos y también con su durabilidad frente a los procesos marinos y aéreos a los que son afectados. Debido a esto, las rocas masivas son generalmente más resistentes a la erosión que aquellas que se encuentran diaclasadas, con planos de estratificación y zonas de fracturación que facilita la disección de los acantilados (Bird, 2008).

Los acantilados más escarpados se encuentran en las costas expuestas a una fuerte acción del oleaje que proviene del mar abierto. Si estos se encuentran protegidos por una plataforma mareal, arrecife, etc. suele encontrarse el efecto combinado de una erosión aérea, principalmente en la parte superior, con la marina en la zona basal. El resultado de esta acción combinada y zonal, es de una franja superior con menos pendiente y otra inferior más vertical en la que se expone la roca al oleaje (Castedo, 2012). Si la acción en la base es muy intensa puede descalzar la parte inferior del acantilado y dejarlo en estado de inestabilidad. Si la acción marina no persiste en la base como consecuencia de la caída del material y no transporte de los sedimentos puede inducir a la formación de una playa quedando la parte superior afectada únicamente por temporales de tormentas o fuertes marejadas. En esta situación los procesos aéreos son dominantes y el acantilado pasa a estar condicionado por las propiedades geotécnicas del medio rocoso (Castedo, 2012). A su vez los acantilados verticales se desarrollan mejor en formaciones rocosas homogéneas o bien estratificadas, especialmente areniscas, que son afectados por rupturas/separaciones a lo largo de planos de juntas verticales predominando los efectos de erosión aérea (Bird, 2008).

Oquedades basales: son comúnmente conocidos como nichos basales o *notch* y son un claro indicador de la acción marina en la zona basal de los acantilados. Estas hendiduras, cuya anchura suele ser mayor que su profundidad, denotan la altura del nivel del mar en marea alta. El techo de estas oquedades por lo general es casi horizontal y su base suele estar cubierta por los sedimentos de la playa o se confunde con el inicio de la plataforma de abrasión. En su formación intervienen los procesos marinos mencionados (abrasión, corrosión, disolución, bioerosión) condicionados por la resistencia de las rocas en la base del acantilado (Castedo, 2012).

Cuevas: Se forman donde la erosión marina ha penetrado en zonas de debilidad, y son comunes en formaciones rocosas que tienen numerosas diaclasas o fallas, o segmentos de rocas más débiles, siendo poco probable que se desarrollen en formaciones rocosas débiles, donde es probable que cualquier penetración en el mar sea seguida rápidamente por el colapso de la roca cortada (Bird, 2008).

Promontorios: Es una pequeña porción de tierra que se extiende desde la costa hasta el interior del mar que generalmente ocurren donde hay rocas resistentes por encima y por debajo del nivel del mar (Bird, 2008)

Arcos, arcos isla, pilares y farallon: Se forman en los promontorios donde la acción del oleaje consigue atravesarlo a través de los planos de discontinuidades, formando un arco o puente de roca. Si el material es poco competente, la estructura no se sostiene provocando el derrumbamiento a medida que es excavado (Fig. 2.4). Los detritos desprendidos son retirado por el mar dejando a la vista un pilar o farallón rocoso próximo a la costa (Castedo, 2012).

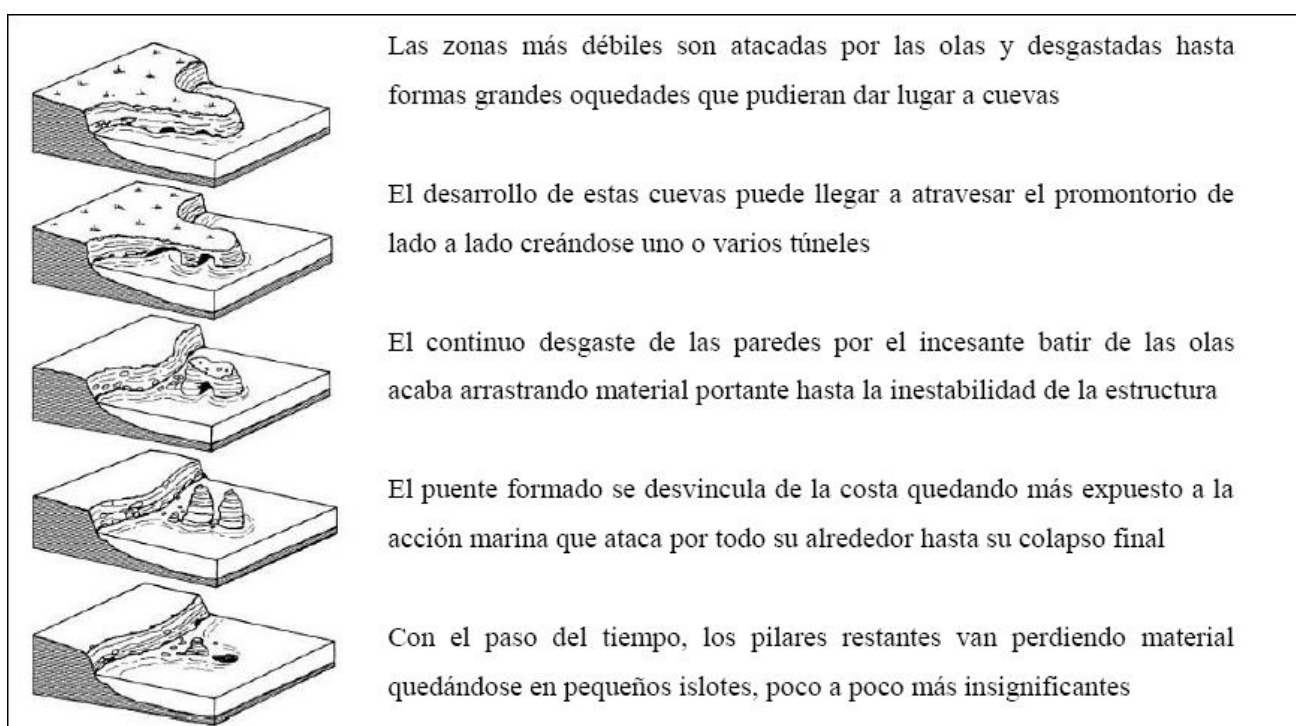


Figura 2.4. Evolución del acantilado para la formación de pilar o farallón. Tomado de Castedo (2012).

Plataformas de abrasión: Las plataformas de abrasión se han formado en las costas donde el acantilado retrocede como consecuencia de los procesos morfodinámicos descritos anteriormente. Conceptualmente, una plataforma costera se define como la superficie erosiva de material resistente que se extiende desde el acantilado hasta el límite de la erosión de las olas. Se considera que la plataforma está formada por la recesión de la base del acantilado costero y posteriormente modificado por la acción de las olas. Sin embargo, una parte de esta puede estar hacia el mar desde el punto en que se inició la recesión del acantilado. A diferencia de la cara empinada del acantilado, la pendiente de la plataforma es relativamente suave y algunas partes pueden ser casi horizontales, de ahí el término plataforma (Bid, 2008).

Las plataformas de abrasión pueden dividirse según su gradiente en: plataformas en pendiente (Tipo A); plataformas pseudo horizontales (Tipo B) y acantilado desplomado sin plataforma de abrasión (Tipo C) (Fig. 2.5) (Sunamura, 1992; Bird, 2008). Las plataformas en pendiente, o de Tipo A según Sunamura (1992), poseen

una leve pendiente desde la base del acantilado hacia el mar. Su tendencia no es siempre uniforme, ya que tras sobrepasar el nivel de alcance de la marea baja suele producirse un aumento gradual de la pendiente hacia el suelo marino. El retroceso de estas plataformas está condicionado al grado de exposición a la acción de las olas, el rango intermareal (variación entre marea alta y marea baja), el gradiente de la costa transversal, la resistencia de la roca y el tiempo durante el cual han actuado los procesos erosivos en el estado del nivel marino actual.

Plataformas tipo B, por otro lado, tienen una superficie de erosión horizontal a subhorizontal frente a un acantilado y la superficie de erosión termina hacia el mar en una escarpa (Sunamura, 1992). Se producen cuando los materiales que la conforman se disponen estratificadamente, y existe una diferencia intermareal significativa. Entre éstas, las plataformas de marea alta son semihorizontales o con pendientes inferiores a 1° que se desarrollan al nivel medio de la marea alta o ligeramente por encima y finalizan con un gran escalón mar adentro. Estas plataformas se encuentran expuestas a procesos subaéreos durante la mayor parte del ciclo mareal y pueden sumergirse a causa de las tormentas o por mareas muy altas. Este tipo de plataformas se desarrollan ampliamente en entornos micromareales con oleaje de baja energía, especialmente en areniscas y otras rocas permeables de grano fino. El oleaje va socavando la base del acantilado, lo que provoca posteriormente el derrumbe de la parte superior, en un proceso continuo que hace retroceder la pared rocosa, pero sin afectar a la zona por debajo del nivel de la marea baja. Normalmente la roca sumergida reduce la fuerza del oleaje, por lo que su erosión sobre el acantilado disminuye y el proceso de retroceso se detiene a los pocos metros. Sin embargo, en zonas donde la diferencia intermareal es grande, el oleaje es intenso y el tipo y disposición de las rocas es propicio, el proceso de retroceso continúa hasta decenas o centenares de metros, dando lugar a una plataforma de roca en el nivel de la marea baja que es la rasa mareal. En esta situación, este tipo de plataformas puede evolucionar lateralmente a una plataforma Tipo A, en particular cuando hay un aumento de los fragmentos rocosos que pueden producir abrasión al ser transportados frecuentemente por las olas, si aumenta la exposición a un oleaje más energético, o si la costa está estructuralmente caracterizada por un material duro que buza hacia el mar.

Los acantilados desplomados, de Tipo C según Sunamura (1992), son definidos como desniveles de material muy verticalizados que caen por debajo del nivel de marea sin presentar plataforma o afloramiento alguno en su pie. Este tipo de acantilados pueden tener su origen en un movimiento tectónico reciente, al no haber dado tiempo para que se desarrolle una plataforma de abrasión.

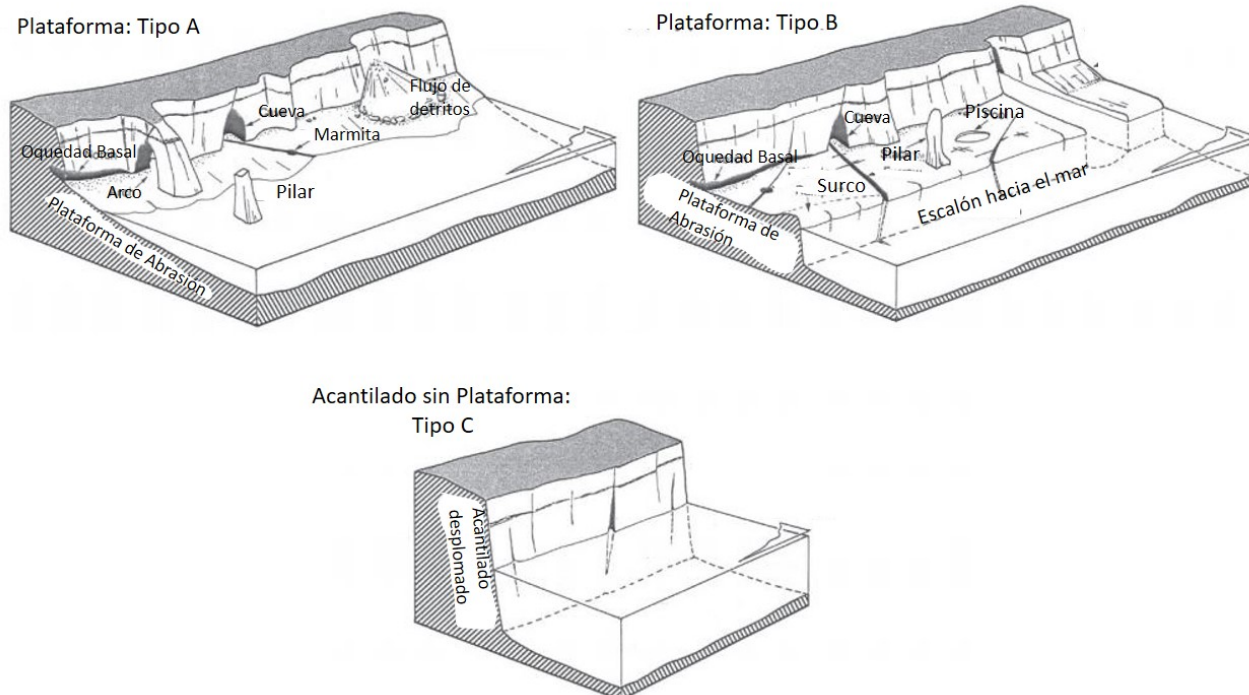


Figura 2.5. Tipos de plataforma de Abrasión. Modificado de Sunamura (2015).

Playa: Las playas son acumulaciones de arena, grava o una mezcla de ambas sin consolidar, situadas en el límite del mar y el continente, en cuya dinámica interviene fundamentalmente el oleaje (Flor, 2004). El origen de los sedimentos constitutivos de una playa es muy variado pudiendo ser de origen fluvial, erosión de acantilados, sedimentos del fondo marino y eólico. Los materiales sueltos de los que están constituidas las playas actúan como un amortiguador de energía que absorbe, refleja y disipa la acción del oleaje en la franja litoral (Anthony, 2005).

Dunas litorales: Las dunas litorales son el resultado de un conjunto de procesos eólicos que interactúan con marinos, fluviales, edafológicos y litológicos. El tipo y extensión de las dunas depende de la cantidad de suministro de arena y de su ritmo, condicionado por la existencia de una playa como fuente de sedimentos (Elorza, 2008). Cuando es débil el suministro de arena, esta se esparce tierra adentro formando una película superficial. Por el contrario, cuando la alimentación es mayor se originan cordones paralelos a la línea de costa, que se mueven lentamente hacia el interior del continente. En el caso de poseer un obstáculo para la circulación de los vientos, como puede ser un acantilado, el movimiento del aire se desvía generando una sombra de viento en la parte superior, donde la velocidad del viento disminuye favoreciendo la deposición de clastos que ya no pueden ser transportados en suspensión, dando lugar a depósitos de dunas, denominadas nebkha, dunas de obstáculo o dunas de techo de acantilado. Estos médanos presentan formas irregulares y son fijados por la vegetación, que, si es escasa como en las costas áridas, los cordones son discontinuos y están formados por montículos de arena alineados con vegetación (Elorza, 2008).

2.4 Geotecnia: Tamaño de bloque y relación con RQD (Rock Quality Designation)

El tamaño de los bloques es un indicador muy importante en la calidad geotécnica de un macizo rocoso, dado que condiciona su comportamiento y sus propiedades resistentes y deformacionales. La dimensión y la forma de los bloques están definidas por el número de familias de discontinuidades, su orientación, su espaciado y su continuidad (Vallejo *et al.*, 2002).

2.4.1 Caracterización de las discontinuidades

Los caracteres geomecánicos de las discontinuidades a describir son:

Orientación: La orientación de una discontinuidad queda definida por la dirección de buzamiento de máxima pendiente respecto al norte y por su buzamiento. Dentro de la orientación se definen aquellas discontinuidades que son paralelas entre sí, conformando una familia de discontinuidades (Vallejo *et al.*, 2002).

Espaciado: El espaciado entre los planos de discontinuidades hace referencia a la distancia perpendicular entre dos discontinuidades de una misma familia, que, por lo general, se toma un valor modal de los valores medidos. El espaciado condiciona el tamaño de los bloques del macizo rocoso (Vallejo *et al.*, 2002).

Continuidad: Es la longitud medida según la dirección de buzamiento. Este concepto hace referencia a la persistencia de un plano de discontinuidad en su extensión. Es importante destacar las familias más continuas, ya que por lo general serán estas las que condicionen principalmente los planos de rotura del macizo rocoso. Las discontinuidades singulares, como las fallas, suelen ser muy continuas y representan los mayores planos de debilidad en el macizo rocoso (Vallejo *et al.*, 2002).

2.4.2 Tamaño de Bloque (J_v)

El tamaño de los bloques se puede expresar mediante el índice de tamaño (I_b) o mediante el índice volumétrico de discontinuidades (J_v) (Ramírez y Alejano, 2004).

En macizos rocosos sedimentarios los bloques que se forman suelen ser cúbicos o prismáticos y están formados por los planos de estratificación más dos familias de discontinuidades perpendiculares entre sí y la estratificación. En tales casos I_b suele estar definido como:

$$I_b = \frac{S_1 + S_2 + S_3}{3}$$

Donde S_1 , S_2 , S_3 son los espaciados medios de las correspondientes familias de discontinuidades.

Por otro lado el índice volumétrico de discontinuidades, J_v , se define como el número total de discontinuidades que interceptan una unidad de volumen (1m^3) del macizo rocoso. Ante la dificultad de observar tridimensionalmente un afloramiento el valor de J_v se suele determinar contando las discontinuidades de cada familia que interceptan una longitud determinada, midiendo perpendicularmente a la dirección de cada una de las familias.

$$J_v = \Sigma \frac{n^\circ \text{ de discontinuidades}}{\text{longitud medida}}$$

La longitud a medir dependerá del espaciado de cada familia, variando normalmente entre 5 y 10 metros.

Por ejemplo para un macizo con tres familias de discontinuidades (J1, J2, J3), el índice volumétrico de discontinuidades va a estar dado por:

$$Jv = \left(n^{\circ} \frac{J1}{L1} \right) + \left(n^{\circ} \frac{J2}{L2} \right) + \left(n^{\circ} \frac{J3}{L3} \right)$$

El valor de Jv se relación con el tamaño de bloques según el cuadro 2.2

Descripción	Jv(discontinuidades/m ³)
Bloques muy grandes	<1
Bloques grandes	1-3
Bloques de tamaño medio	3-10
Bloques pequeños	10-30
Bloques muy pequeños	>30

Cuadro 2.2 Descripción de bloques en función de valor Jv. ISRM 1981

2.4.3 Correlación índice RQD y Jv

El índice RQD (Rock Quality Designation) representa la calidad de la roca en función del porcentaje de recuperación de testigos de más de 10cm de longitud (Vallejo *et al.*, 2002) (Cuadro 2.3). Cuando no se dispone de sondeos para estimarlo, se puede obtener el mismo en función de Jv. Así, diversos autores, como Palmstrom (1974), Hudson y Priest (1979) y Sen y Eissa (1991), propusieron fórmulas para la relación RQD y el tamaño de bloque (cuadro 2.4)

RQD %	Calidad
<25	Muy mala
25-50	Mala
50-75	Media
75-90	Buena
90-100	Muy Buena

Cuadro 2.3. Calidad de RQD según porcentaje obtenido. ISRM 1981

AUTORES	EXPRESIÓN	NOTAS
Palmstrom (1974)	$RQD = 115 - 3,3 Jv$	
Hudson y Priest (1979)	$RQD = 100e^{-0,1\lambda} (1 + 0,1 \lambda)$	λ : frecuencia absoluta de discontinuidad
Sen y Eissa (1991)	Vincularon gráficamente la ecuación de Hudson y Priest al tamaño V, a la forma de bloque, y a Jv.	

Cuadro 2.4. Propuestas de distintos autores para la relación entre RQD y Jv. ISRM 1981

Para la obtención del índice RQD a través del valor Jv, se tomó la propuesta de Palmstrom (1974). Pudiéndose obtener un valor de Jv en afloramiento y luego a partir de correlaciones empíricas con las siguientes formulas se logra alcanzar un valor de RQD:

Para $Jv > 4,5$

$$RQD = 115 - 3,3 Jv$$

Para $Jv < 4,5$

$$RQD = 100$$

Por ejemplo, para un macizo rocoso con un valor correspondiente de Jv de 15, el valor de RQD va a ser 65.

3. ANÁLISIS COSTERO EN LA REGIÓN DE LA LOBERÍA

3.1 Características del área de estudio

Clima: El área posee un clima semiárido a árido, más precisamente peripampeano semiárido casi marítimo, con un régimen hídrico estépico y térmico pampeano, con amplitudes térmicas atemperadas (Papadakis, 1960; López Alfonsín *et al.*, 2012). Las temperaturas medias varían entre 10°C y 14°C, con máximas medias mensuales de 22,8°C en enero (en el año 1997) y mínimas medias mensuales de 4,1°C en julio (en el año 1992).

Los vientos corresponden al borde meridional entre el régimen eólico patagónico y el pampeano – chaqueño, con dominancia de fuertes vientos (Del Rio *et al.*, 2004). Poseen medias mayores preferentemente en verano, que es un factor adicional de aridez que favorece la evaporación en un contexto de escasas precipitaciones. Las direcciones prevalecientes en la época estival son del oeste, sudoeste y noroeste, lo que explica la virtual ausencia de humedad proveniente del mar. La componente del este puede dar el fenómeno de la brisa marina, moderando la temperatura y formando nubes y rocío, característico de los vientos oceánicos, más húmedos y frecuentes en invierno. Además, al haber una muy baja humedad relativa y poca turbidez (excepto cuando soplan fuertes vientos), la atmósfera suele ser diáfana, con un porcentaje medio de cielo cubierto del 40% (Del Rio *et al.*, 2004; López Alfonsín *et al.*, 2012).

En la figura 3.1 se muestra la dirección predominante del viento observadas en la estación de San Antonio Oeste (SAO) y en Viedma (VDM) (Toffani, 2018). Del análisis de las direcciones mensuales del viento (Cuadro 3.1), tomadas en SAO, se deduce que durante todo el año hay un predominio de la dirección NO, salvo en diciembre-enero donde predomina la dirección SE, evidenciando el fenómeno de brisa marina y coincidiendo con el patrón descrito sobre la base de estaciones costeras (Lucas *et al.*, 2005). A su vez, se observa que entre abril y agosto hay un aumento del viento en sentido O-NO y una disminución del SE, donde dominan los vientos costa de frentes continentales, al contrario de los meses de septiembre a marzo, donde dominan los vientos *onshore* (marítimos). En ese sentido, se observa en estos últimos meses una disminución en las direcciones E-SE, S-SE y S. Asimismo, según los datos de la estación meteorológica de VDM, la dirección predominante durante los meses de septiembre a marzo (primavera – verano) es NNE, mientras que entre los meses de abril y agosto (otoño – invierno) predomina el viento NO (Cuadro 3.2), al igual que en SAO.

Respecto a la velocidades de los viento, los datos mensuales muestran que los vientos más intensos se producen en los meses de verano, más precisamente en los meses comprendidos entre diciembre y febrero con una velocidad media de 24,62 km/h, mientras que durante los meses de otoño – invierno esta velocidad disminuye, siendo de 19,41 km/h la velocidad promedio.

En cuanto a las precipitaciones medias, los valores en la zona de estudio varían entre 200 y 400 mm/año, sin presentar un ciclo anual definido, siendo comunes las lluvias torrenciales de corta duración (Fucks *et al.*, 2011). A su vez, las mayores precipitaciones durante el periodo 1991-2008 se registraron en los meses de diciembre, enero y febrero. Fucks *et al.* (2011) mencionaron que la torrencialidad es un factor importante en

los procesos de erosión del acantilado por su contribución a la generación de cárcavas y el efecto sobre los bloques muy diaclasados. Aunque la importancia de estos eventos en la morfología de los acantilados es poco conocida, debe tenerse en cuenta que las grandes tormentas debilitan a los acantilados y aumentan la probabilidad de caídas de rocas incluso varios días después de la tormenta.

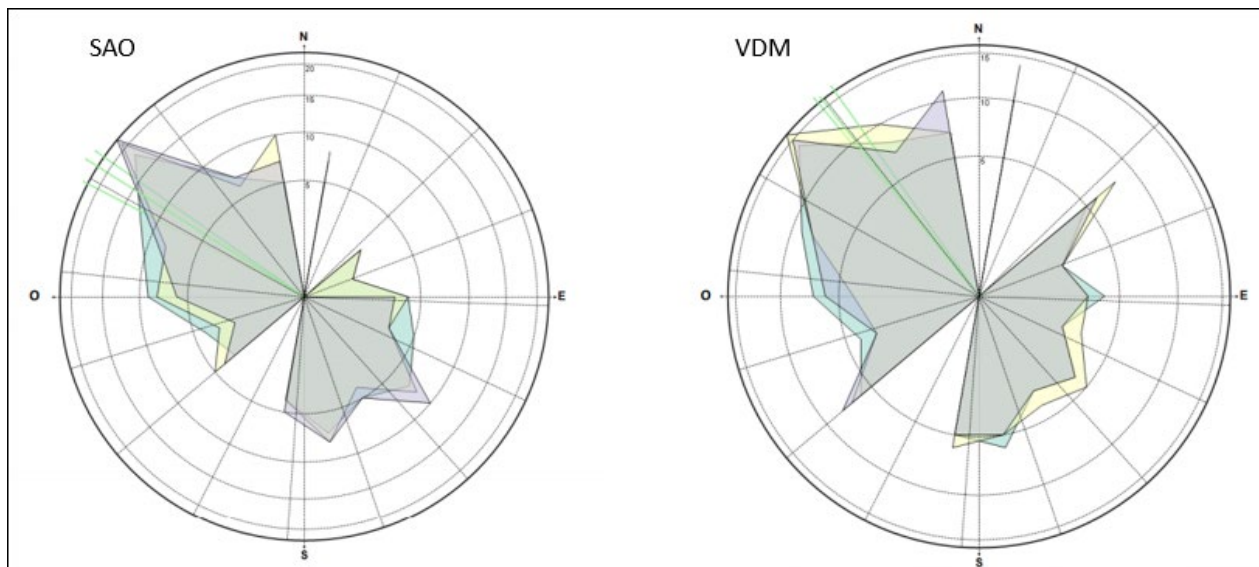


Figura 3.1. Dirección de vientos observados en la estación de San Antonio Oeste (SAO) y en Viedma (VDM). Tomado de Toffani (2018)

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Año
N	8	7	8	6	7	7	7	7	8	8	7	6	7
NNE	4	5	7	8	9	7	5	8	7	8	7	4	7
NE	3	3	3	3	2	1	2	2	2	3	3	3	2
ENE	3	2	2	2	2	0	0	2	1	2	2	3	2
E	8	6	4	3	3	1	2	4	4	5	6	6	4
ESE	8	6	4	3	2	1	2	3	4	5	7	7	4
SE	14	13	9	6	4	3	3	4	8	9	11	15	8
SSE	7	7	6	4	3	3	3	4	5	5	6	6	5
S	10	9	8	7	6	5	6	7	8	7	7	8	7
SSO	4	4	4	4	4	4	5	4	5	3	4	4	4
SO	4	3	4	4	4	5	5	4	5	4	5	4	4
OSO	3	2	3	3	3	4	4	3	3	4	3	4	3
O	6	5	7	8	8	9	10	9	8	8	6	7	8
ONO	5	6	7	10	12	14	13	12	8	8	6	7	9
NO	12	16	17	25	27	32	29	25	17	15	15	11	20
NNO	5	6	7	7	9	8	7	7	7	6	5	5	7

Cuadro 3.1. Direcciones predominantes de vientos a lo largo de un año tomadas en SAO. Tomado de Toffani (2018)

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Año
N	7	8	7	7	6	5	5	6	6	6	7	7	6
NNE	13	12	15	15	14	13	13	15	15	16	14	12	14
NE	8	7	5	4	3	1	2	4	6	8	9	8	5
ENE	4	4	3	2	1	1	1	1	2	3	3	3	2
E	6	5	4	2	1	2	1	2	4	4	5	6	4
ESE	4	4	4	2	1	1	1	1	2	3	3	4	3
SE	7	7	5	3	1	1	1	3	3	5	6	6	4
SSE	5	5	5	2	1	2	1	3	3	3	5	4	3
S	7	8	7		4	3	3	4	5	5	7	6	5
SSO	6	5	4	4		5	5	5	6	6	5	6	5
SO	6	5	4	6	7	6	7	5	6	6	7	7	6
OSO	3	4	3	4	5	5	5	4	4	4	4	4	4
O	5	5	5	9	10	10	9	7	5	6	5	6	7
ONO	4	5	7	11	15	15	15	12	10	7	6	7	10
NO	8	10	13	15	18	21	21	17	14	11	8	8	14
NNO	7	6	9	8	9	9	10	11	9	7	6	6	8

Cuadro 3.2. Dirección predominante de vientos a lo largo de un año tomado en VDM. Tomado de Toffani (2018).

Hidrografía – Hidrogeología. Los recursos hídricos superficiales se reflejan en arroyos y cauces aluvionales efímeros presentes solamente en épocas de lluvias torrenciales. Esta escasez de precipitaciones, junto a la gran permeabilidad del sustrato compuesto por dunas, gravas arenosas de los Rodados Patagónicos y

unidades arenosas muy poco porosas como la Fm. Río Negro, hacen que el acuífero subterráneo sea el único recurso de agua en la zona, pudiendo apenas abastecer los requerimientos locales. Como consecuencia, los pocos pobladores costeros y las estancias de la región, se abastecen de aguas de no muy buena calidad proveniente de perforaciones y pozos, así como también para la ganadería se utiliza agua del nuevo acueducto ganadero que no llega a ser potable (Olivares, 2000).

Por otra parte el diseño de la red hidrográfica está dado por el rápido ascenso isostático que se produjo luego del derretimiento de los últimos hielos (hace aprox. 10.000 años) y junto a una pobre erosión hídrica como resultado de las escasas precipitaciones, le impiden alcanzar el nivel de base regional establecida por el actual nivel del mar. De esta manera se puede observar un diseño centrípeto labrado en los flancos de pedemonte de los antiguos bajos preexistentes sin cursos que drenen hacia el mar (Olivares, 2000).

Oleaje y deriva litoral. Estudios realizados en Puerto Quequén, la localidad más cercana a la provincia de Río Negro donde se han hecho mediciones, indican una altura media de ola de 1,33 m y altura máxima de ola de 3,61 m, con un período de 8 segundos (Kokot *et al.*, 2004).

La circulación de las masas de agua ingresa por la zona sur de la boca del golfo, provenientes de la Corriente Costera Patagónica, donde se verifica un giro ciclónico de aproximadamente 70 km de diámetro y sale por la zona norte, la cual carece de aportes de agua dulce, excepto el río Negro (López Alfonsín *et al.*, 2012). Sin embargo, en la zona de estudio la proveniencia dominante del oleaje es SO y provoca por consecuencia una deriva litoral hacia el NE (Lanfredini, 1986).

Cambio absoluto del nivel del mar. Antiguamente el nivel medio del mar era considerado a los efectos prácticos, solo variable espacialmente, resultando ser una constante en los cálculos de diseño de obras civiles costeras. En la actualidad, es una variable espacial y temporal que cobra mayor importancia en relación directa con la vida útil del proyecto (Fucks *et al.*, 2011). Para la costa argentina, se pueden tener en cuenta datos del mareógrafo de Buenos Aires, con valores entre los años 1905 y 1987, en los que Kokot *et al.* (2004) observó que dan una tendencia al ascenso del nivel del mar de 1,6 mm/año. También se han registrado valores similares (1,4 mm/año) en Mar del Plata entre los años 1954 y 1992 (Lanfredi *et al.*, 1998) y en Puerto Quequén (1,4 mm/año) entre 1918 y 1981 (Lanfredi *et al.*, 1986). Actualmente, se prevé un ascenso del nivel del mar de 0,09 a 0,88m para el año 2100 (Kokot *et al.*, 2004). Debe tenerse en cuenta que el aumento del nivel medio del mar contribuye a que las alturas extremas de marea, alcanzadas durante las grandes tormentas, sean cada vez mayores, incrementando las probabilidades de erosión en áreas costeras vulnerables.

Kokot *et al.* (2004) estimaron el índice de vulnerabilidad costera para el área de estudio. Dicho índice señala los posibles cambios de la costa debidos al futuro aumento del nivel del mar, mediante la aplicación de un modelo basado en 7 variables. El sector costero del área de estudio posee una vulnerabilidad baja y corresponde a áreas elevadas y/o con presencia de afloramientos de alta resistencia a la erosión. Sin embargo y coincidiendo con los autores, Giaccardi y Delfino Schenke (2008) las zonas acantiladas del área de estudio, a pesar de corresponder a áreas de vulnerabilidad baja respecto al ascenso del nivel del mar, son zonas de alta peligrosidad debido a fenómenos de remoción en masa inducidos por erosión costera.

3.2 Geología del área

En el área de estudio se reconocieron un conjunto de unidades litoestratigráficas (Tabla 1.1), que son representadas en el perfil levantado alrededor de la localidad de La Lobería de la figura 3.2. A continuación se describen cada una de las unidades reconocidas, con una breve reseña de los antecedentes.

Unidad	Edad	
Formación Punta Villarino	Actual	
Formación Tehuelche	Pleistoceno	
Formación Rio Negro	Miembro Superior	Plioceno temprano
	Miembro Medio	Mioceno superior
	Miembro Inferior	Mioceno

Tabla 1.1. Columna estratigráfica con las unidades reconocidas en el Área de estudio.

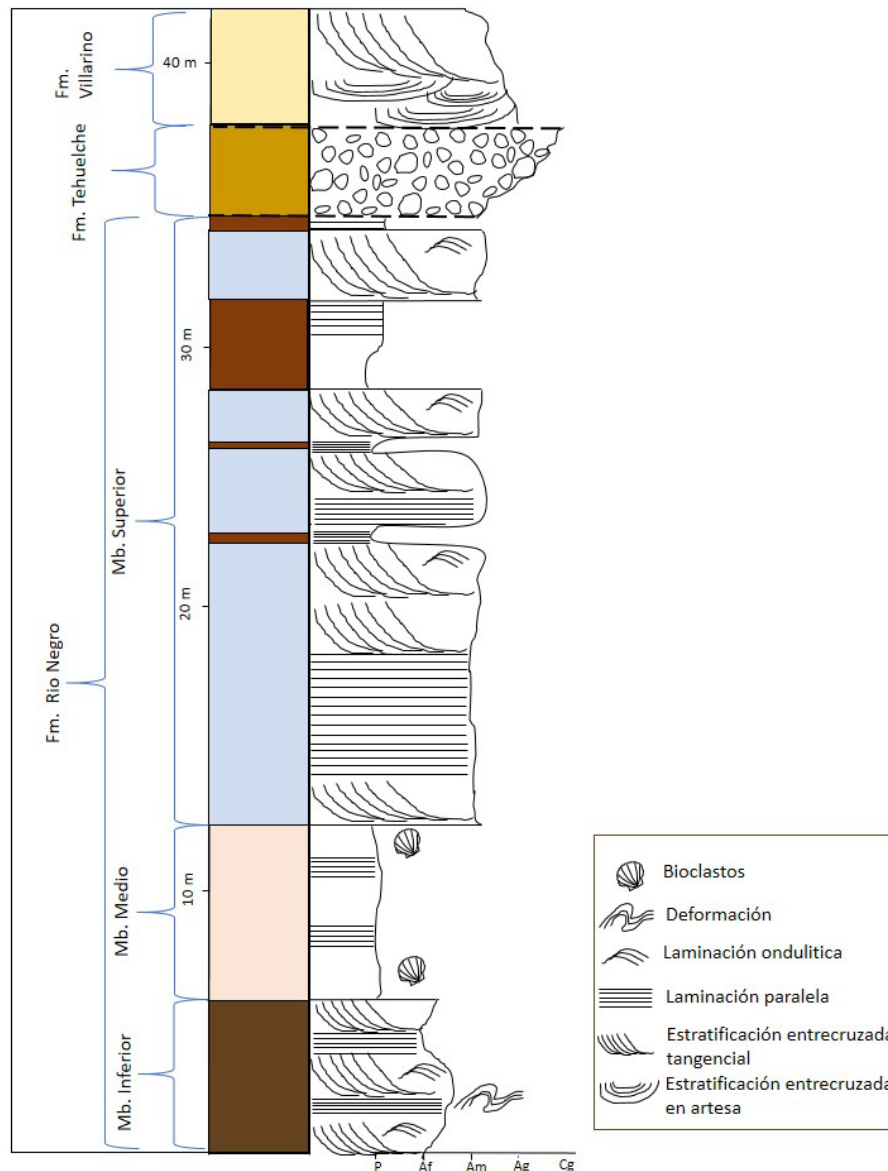


Figura 3.2. Perfil sedimentario relevado en el área de estudio.

Formación Río Negro (Mioceno – Plioceno, Andreis, 1965)

Antecedentes

Los primeros aportes de esta unidad fueron realizados por Roth (1898), quien la denominó como areniscas de Río Negro, pero fue de Andreis (1965) quien la definió como unidad formacional. La formación está compuesta por areniscas medias a finas, de color gris a gris azulado, con frecuente estratificación entrecruzada, e intercalaciones de limolitas rosadas. Hacia el techo suelen incluir delgados mantos arcillosos, niveles cineríticos y calizas terrosas. Presenta una intercalación de sedimentitas de origen marino que afloran en los acantilados y en las plataformas rocosas de abrasión (Etchevarría *et al.*, 2006). A estas sedimentitas, Ameghino (1903) en base a contenido fosilífero le asignó edad entrerriense.

Angulo y Casamiquela (1982) estudiaron las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del golfo San Matías. Describieron a la misma como una unidad mixta formada por areniscas predominantemente fluviales con pelitas subordinadas y una intercalación marina a la que denominaron Facies Balneario La Lobería, compuesta por areniscas y pelitas verdes con abundante malacofauna, que representa una transgresión y regresión. Los ostrácodos encontrados en la Facies Balneario La Lobería estarían indicando un ambiente de aguas poco profundas, con posibles variaciones de salinidad y temperaturas mayores que las actuales (Echevarría, 1988).

Etchevarría *et al.* (2006) interpretaron que esta unidad corresponde a un ambiente mixto, conformado por sedimentitas fluviales semejantes a las originadas por ríos entrelazados y por sedimentitas marinas. La secuencia comienza con depósitos fluviales cubiertos por una facies marina que evidencia el avance del mar sobre el sistema fluvial imperante. Dentro de esta facies se observa un máximo transgresivo y posterior retiro del mar, registrado por depósitos cada vez más someros. Con posterioridad se reinstala un sistema fluvial con características similares al anterior. A continuación, los depósitos lagunares con intercalaciones eólicas adquieren preponderancia. Ésta última etapa podría ser consecuencia de somerización o de una disminución en la energía del régimen. Se debe destacar la presencia, cerca del techo de la unidad, de un paleorelieve que pone en evidencia un proceso erosivo dentro de la secuencia (Etchevarría *et al.*, 2006).

Alberdi *et al.* (1997) realizaron una datación, por el método de trazas de fisión, sobre un vidrio volcánico riolítico muy puro intercalado en la parte superior de esta unidad en la desembocadura del río Negro, que arrojó una edad de $4,41 \pm 0,5$ Ma.

Estudios más recientes realizados Zavala *et al.* (2000), Zavala y Freije (2000), Zavala y Freije (2005), Carmona *et al.* (2012) y Carmona *et al.* (2018) han permitido reinterpretar gran parte del origen de la Formación Río Negro. Estos autores han reconocido dentro de la Formación Río Negro la existencia de tres unidades litoestratigráficas de menor jerarquía o “miembros”, denominados Miembro Inferior, Miembro Medio y Miembro Superior. Coincidiendo con estos autores se han reconocido en el área de estudio, la existencia de los tres miembros de la Formación Río Negro (Fig. 3.2 - 3.3). A continuación se describen cada uno de ellos.

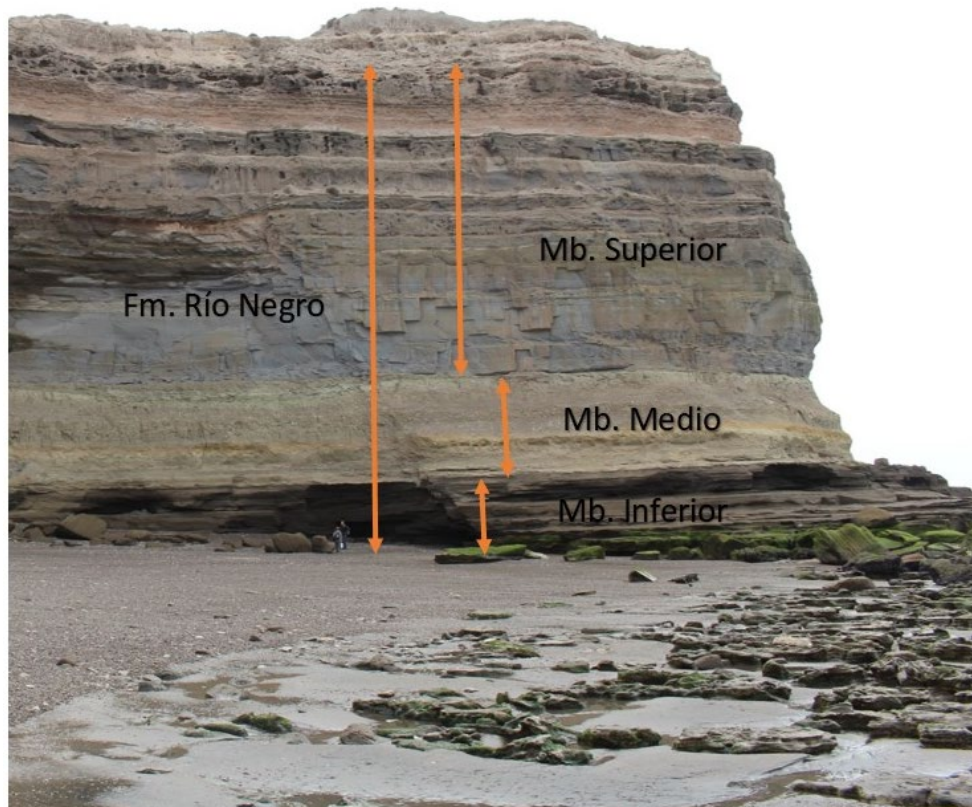


Figura 3.3. Frente del acantilado con el reconocimiento de los miembros Inferior, Medio y Superior de la Formación Río Negro.

Miembro Inferior

Descripción: El Miembro Inferior de la Formación Río Negro aflora en el área de estudio al nivel de la playa y conforma la zona basal de los acantilados y constituyendo además las rocas de la plataforma de abrasión, estando la base de este miembro no expuesta. Se encuentra compuesta principalmente por tres facies principales. Una de ellas está compuesta por bancos de areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (Fig. 3.4). Por otra parte, una segunda facies compuesta por areniscas con laminación horizontal y laminación ondulítica (Fig. 3.5), con geometría lenticular (Fig. 3.4). Estas últimas son más resistentes al impacto de las olas en comparación con los bancos con estratificación entrecruzada tangencial, posiblemente se deba a que tienen una granulometría más fina y mayor grado de cementación. Y una tercera facies, dada por bancos heterolíticos dominados por acillas, donde en la plataforma de abrasión se logran ver grietas de desecación asociados (Fig. 3.6). A su vez se observaron deformaciones continuas en la zona intermedia del Miembro Inferior (Fig. 3.7b), con un espesor de no más de 50 cm, asociadas a facies con estratificación horizontal.

Interpretación: Debido a las características granulométricas y estructurales, y coincidiendo con los autores Zavala y Freije (2000), Carmona *et al.* (2012) y Carmona *et al.* (2018), se tratan de depósitos arenosos acumulados en un ambiente eólico (desierto arenoso) caracterizado por la presencia de grandes campos de dunas de arena correspondientes a las facies entrecruzadas, separados por extensiones de interdunas secas evidenciada por las facies con estratificación horizontal y ondulítica, e interdunas húmedas dadas por las facies heterolíticas con grietas de desecación. Respecto a las deformaciones en la zona intermedia, según Schillizzi *et al.* (2010) la presencia de un nivel con deformaciones en la sección basal de la columna aflorante de la Formación Río Negro es un indicador de la acción de un shock sísmico de gran magnitud ocurrido durante la

Fase Quechua del ciclo Andino, que afectó dicha área durante el intervalo de su depositación. Por otra parte, existen deformaciones que no son continuas, sino puntuales que podrían estar relacionadas, como plantean Carmona *et al.* (2018), a huellas de vertebrados (Fig. 3.7c)



Figura. 3.4. Miembro Inferior y Miembro Medio de la Formación Río Negro. Se detallan las facies con estratificación entrecruzada tangencial (facies de dunas) y laminación horizontal (facies de interduna). Observar la geometría lenticular de la facies de interduna suprayacente.



Figura 3.5. A. Vista del Miembro Inferior, marcando la facies de duna e interduna. B. Detalle de la laminación horizontal con intercalación ondulítica.

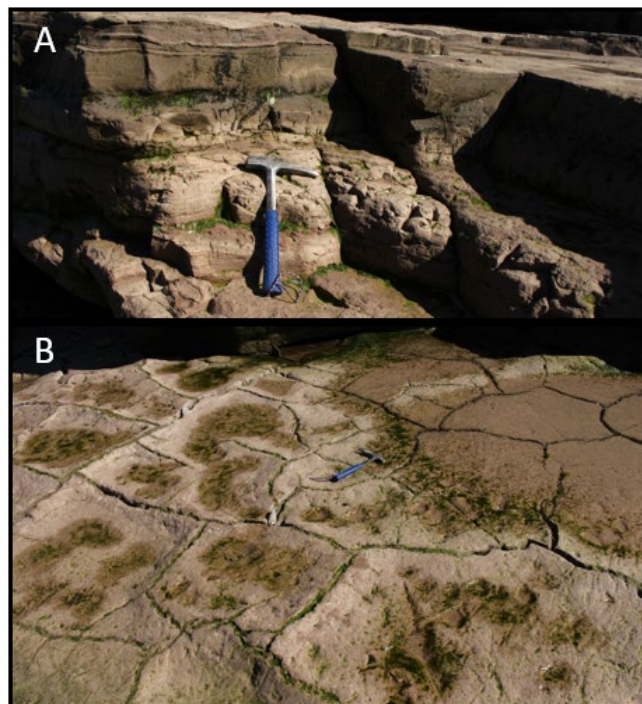


Figura 3.6. A. Facies heterolíticas fangosas. B. Vista en planta de arcillitas con desarrollo de grietas de desecación.

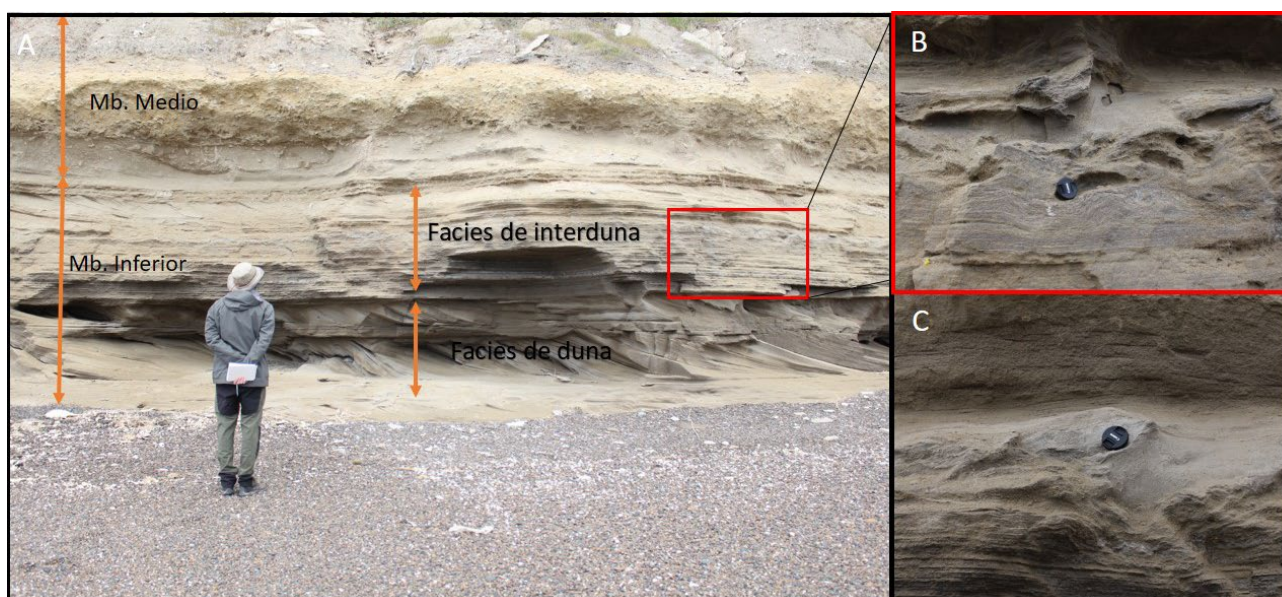


Figura 3.7. A. Vista del Miembro Inferior y Miembro Medio, limitando la facies de duna e interduna. B. detalle de la laminación horizontal con deformación. C. Facies de interduna con laminación horizontal con deformación por carga localizada asociada a posible huella de vertebrado.

Miembro Medio

Descripción: El Miembro Medio de la Formación Río Negro se apoya de manera transicional sobre las areniscas eólicas del Miembro Inferior. Comienza en su base con pequeños niveles discontinuos de yeso y areniscas finas seguidas de escala centimétrica, seguidas por un potente banco de pelitas con bioturbación indiferenciada y restos de bivalvos en su base y hacia el techo abundantes fragmentos de conchillas indiferenciadas (fig. 3.8). El espesor del Miembro Medio alcanza los 8 metros.

Dataciones absolutas ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) en niveles marinos equivalentes al miembro Medio indican una edad Mioceno tardío (Tortoniano) (Zinsmeister *et al.*, 1981).

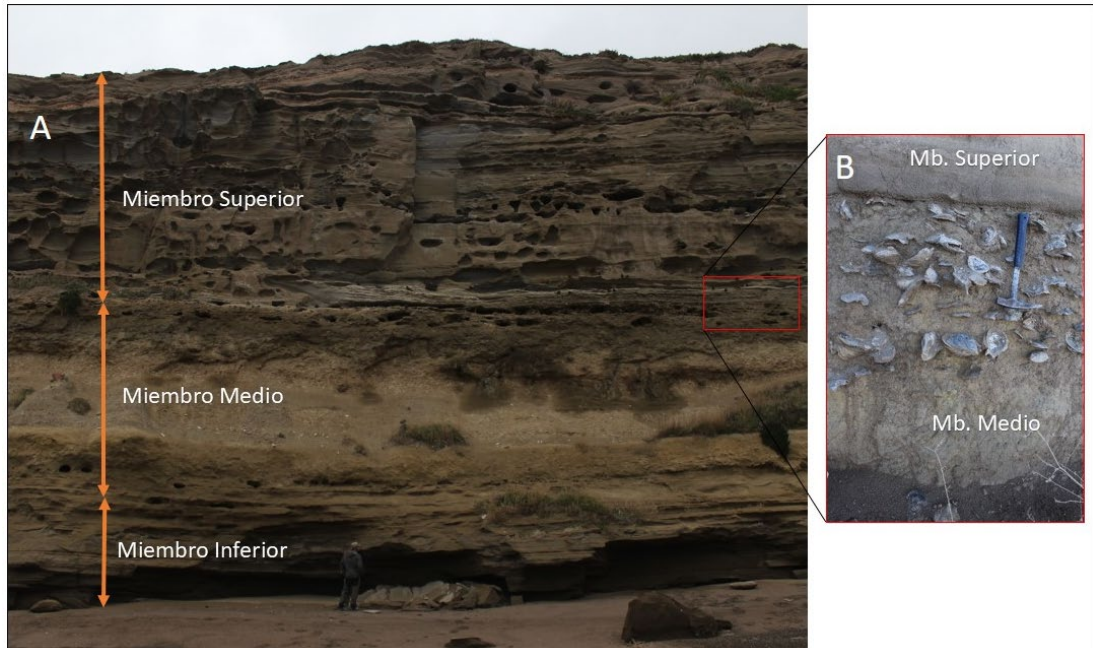


Figura 3.8. A. División de los 3 Miembros de la formación Rio Negro. B. Vista en sección del contacto del Miembro Medio con Miembro Superior, mostrando abundante contenido de conchillas de bivalvos fósiles.

Interpretación: Esta unidad, por la litología y fósiles que presenta, se interpreta que ha sido depositada en un ambiente marino de poca profundidad. Este miembro registra un ciclo transgresivo – regresivo completo que ocurrió durante el Tortoniano (Zavala y Freije, 2000). A su vez trabajos realizados por Carmona *et al.* (2012) reafirman la interpretación de un fondo marino de poca profundidad debido a la presencia de huellas de vertebrados (aves y mamíferos) preservados gracias a la existencia de tapete microbiales generados en esas condiciones, desarrollados inmediatamente por debajo y por encima del Miembro Medio.

Miembro Superior

Descripción: El Miembro Superior se apoya en contacto neto sobre las sedimentitas del Miembro Medio. Posee un espesor total de aproximadamente 25 metros, está compuesto por areniscas medias a finas de coloración gris azulada con estratificación entrecruzada tangencial de mayor potencia que el Miembro Inferior con intercalaciones de estratos subhorizontales con laminación ondulítica e intercalaciones lenticulares y tabulares de areniscas finas y pelitas, masivas, rojizas (Fig. 3.9). Hacia la parte superior de esta última unidad son comunes los niveles blanquecinos de cenizas volcánicas (tobas) y niveles de paleosuelos.

Los restos fósiles de grandes mamíferos presentes en niveles altos del Miembro Superior (Aramayo, 1987) indicarían una antigüedad Plioceno temprano (correspondiente a la Edad Mamífero Montehermosense).



Figura 3.9. Miembro Medio y Miembro Superior. Miembro Superior con intercalaciones de pelitas tabulares y lenticulares.

Interpretación: Este Miembro, al igual que el Miembro Inferior, tiene un origen eólico, depositado en un ambiente eólico de grandes dunas con intercalaciones lacustres y fluviales efímeras correspondientes a un ambiente de interduna húmeda (Zavala y Freije, 2000).

Formación Tehuelche o Rodados Patagónicos (Pleistoceno, Sepúlveda, 1983)

Antecedentes: El primer trabajo que hace referencia a estos depósitos, denominándolos Rodados Patagónicos corresponde a Darwin (1846), quien les asignó un origen marino. Esta idea se mantuvo durante trabajos posteriores realizados por Mercerat (1893) y Hatcher (1903). Por otra parte Doering (1882) y Hauthal (1899) los asignaron a depósitos fluvioglaciares y más tarde Keidel (1917, 1919), Groeber (1936) y Caldenius (1940) los asociaron a un origen aluvial, determinándolos como depósitos de abanicos aluviales. Durante los siguientes 15 años dominó la corriente que les otorgaba a los mismos un origen glacial, entre los que se encuentra Groeber (1952).

Descripción: La Formación Tehuelche en el área de estudio aflora en la porción superior de los acantilados con potencias de hasta 2 m y suprayacente a esta se encuentra la Formación Villarino. Está conformada por conglomerados polimícticos mal seleccionados matriz sostén compuesto por areniscas y presencia de material calcáreo. Los clastos son redondeados a subredondeados. Tienen pocas estructuras sedimentarias y la estratificación es poco marcada (Fig. 3.10). Estos depósitos corresponden a un ambiente fluvial de alta energía y representarían facies distales de abanicos aluviales del piedemonte de la Cordillera Patagónica (Etchevarría *et al.*, 2006).



Figura 3.10. Detalle de la Formación Tehuelche.

Formación Punta Villarino (Actual, Angulo et al., 1978)

Descripción: Son acumulaciones medanosas activas e inactivas y depósitos mantiformes irregulares con alturas que rondan los 20 metros, de las cuales muchas se encuentran vegetadas fijando los sedimentos presentando estratificación entrecruzada en artesas y tangencial (Fig. 3.11). Las dunas inactivas no muestran formas definidas y están en general degradadas. Los médanos activos son de tipo parabólicas con migración en direcciones variadas predominando al noreste. El material constituyente de las dunas es arena fina a muy fina, bien seleccionada, de color pardo grisáceo y las mismas se encuentran sobre casi todo el borde el borde del acantilado.



Figura 3.11. Vista en sección de depósitos eólicos de la Formación Punta Villarino, con estratificación entrecruzada en artesas de gran escala.

Sedimentos litorales (Actual)

Se trata de arenas y gravas con bioclastos de organismos marinos depositados en las playas actuales que cubren la costa desde la zona supramareal a la inframareal. Gelós *et al.* (1990), establecieron dos fuentes de aporte para los sedimentos de playa, la Formación Río Negro para la fracción psamítica y la Formación Tehuelche para la fracción psefítica.

3.3 Geomorfología del área

A partir de la obtención del ortomosaico con VANT (Fig. 3.12) y en conjunto con imágenes satelitales se realizó un mapa geomorfológico de detalle del área de estudio (Fig. 3.13). Muchas de las geoformas y rasgos reconocidos en el acantilado se caracterizaron a partir de un relevamiento fotográfico a escala panorámica de toda la cara del acantilado (Fig. 3.14).

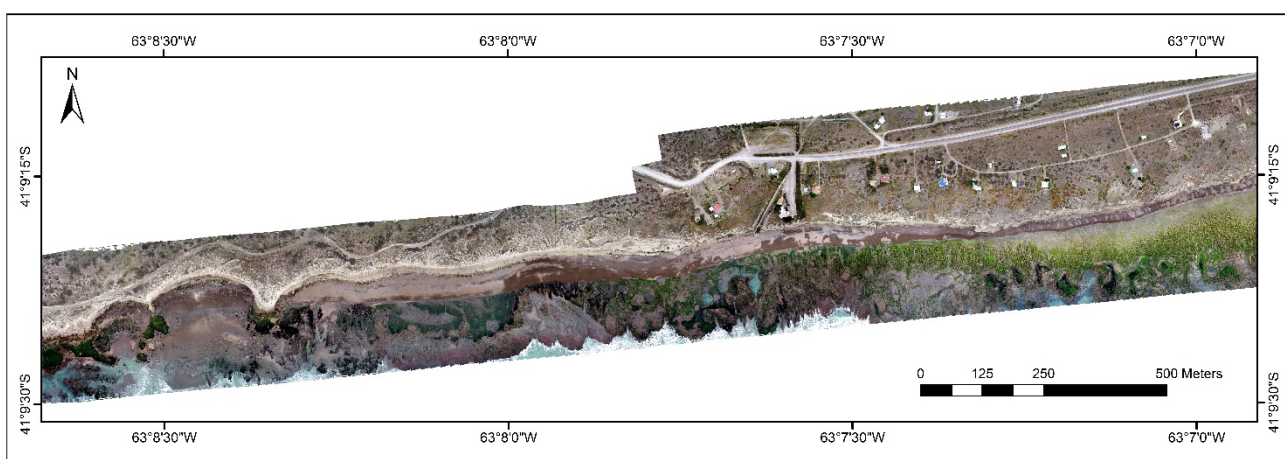


Figura 3.12. Ortomosaico relevado con VANT

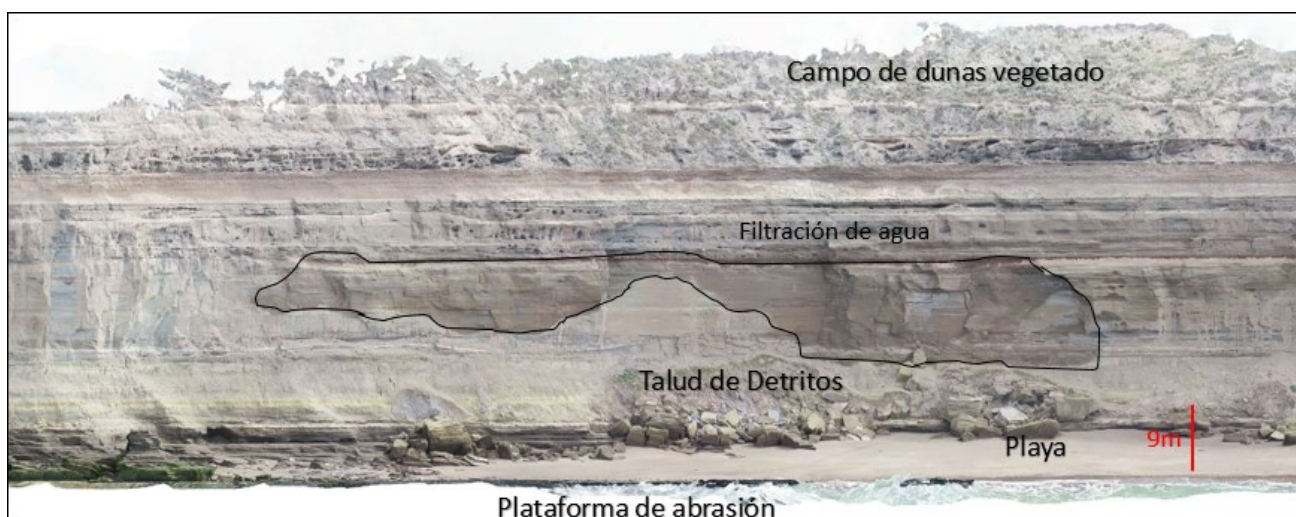


Figura 3.14. Imagen panorámica del frente del acantilado.

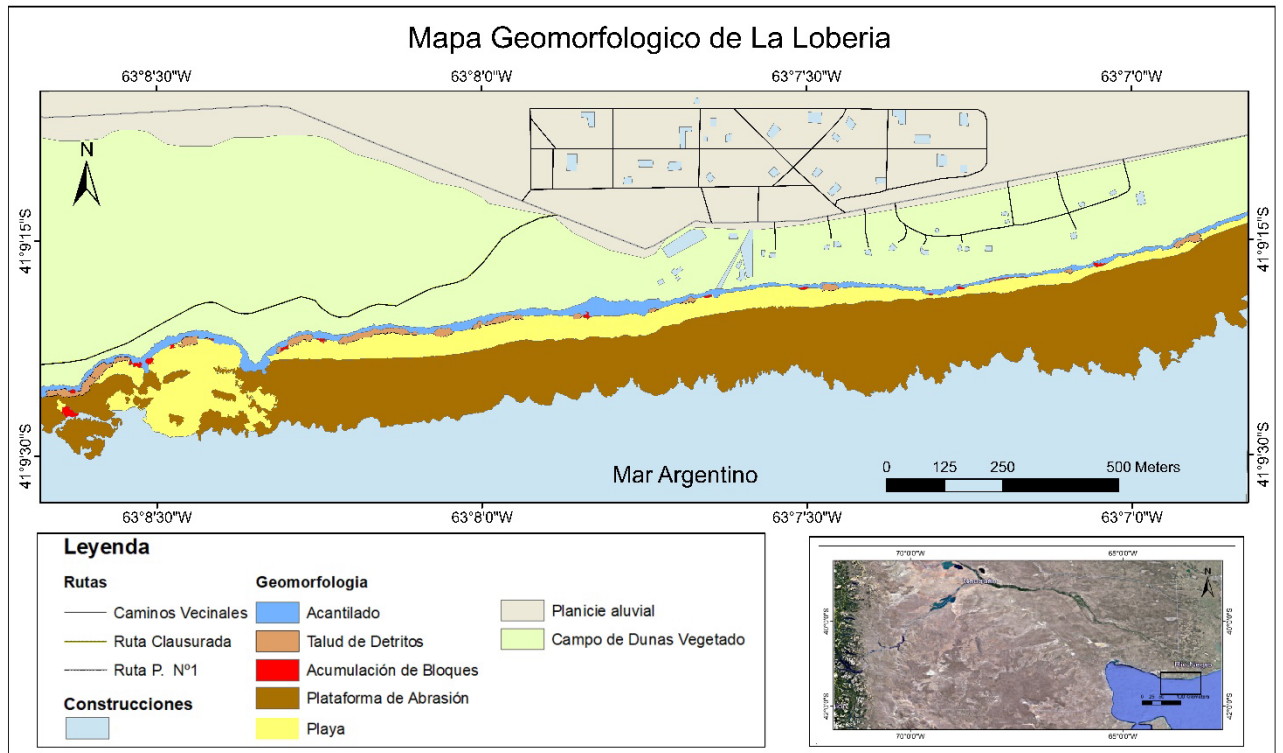


Figura 3.13. Mapa Geomorfológico.

Plataforma de abrasión: Dentro de los tipos de plataforma que clasifica Sunamura (1992), debido a la baja pendiente y a las geoformas encontradas la misma se clasifica como tipo B (Fig. 3.12 – 3.13). La plataforma de abrasión se desarrolla sobre afloramientos del Miembro Inferior de la Formación Río Negro, constituida por areniscas y pelitas, que presentan muy baja pendiente hacia el mar. La plataforma de abrasión en la zona de estudio se encuentra en muchos casos al pie del acantilado y en otras separadas del mismo por distintas extensiones de playa. Posee un ancho máximo de 145 m y continuidad longitudinal en prácticamente toda el área de estudio, aunque en algunos sectores se encuentran cubierta por cantidades variables de sedimentos superficiales (Fig. 3.12 - 3.13). Cabe mencionar que estos mantos de arenas que conforman las playas cambian con el tiempo al acumularse o ser transportados debido a la propia dinámica costera.

Se pudo distinguir dos niveles topográficos de plataforma de abrasión, una alta y una baja (Fig. 3.15). En las plataformas bajas se pudieron divisar diferentes patrones erosivos producidos por los procesos marinos, como canales perpendiculares a la línea de costa controlados por diaclasamientos y estructuras de estratificación (Fig. 3.16), y también, surcos con geometría radial. Esta geoforma se relaciona a su vez con variaciones en la cresta del acantilado (Fig. 3.17).

Es común ver resaltos de plataforma debido a diferencias de dureza de distintos bancos (Fig. 3.18), siendo en este caso, los que presentan estratificación horizontal los más duros en comparación con los que presentan estratificación tangencial. Estos resaltos, especialmente en zonas donde hay promontorios (Fig. 3.16 – 3.18) provocan una canalización de la energía del oleaje generando la propagación de las olas en áreas más profundas y su posterior rompimiento. Mientras que en los obstáculos se produce difracción de onda generando la propagación de las olas en áreas detrás de los obstáculo debido a la transferencia lateral de la energía. Por lo tanto la geometría radial en la plataforma de abrasión es generada por la canalización del oleaje

en estas zonas sumado a erosión diferencial de los estratos. En este caso se podría correlacionar con facies de duna con estratificación entrecruzada tangencial.

Se pudieron divisar áreas, que en planta tienen formas circulares y elípticas irregulares de varios metros, y en terreno se las identifica con formas cóncavas (Fig. 3.19). Estas geoformas se dan por areniscas finas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y apoyadas sobre esta facies de arcillas con estructuras de grietas de desecación.



Figura 3.15. Vista área tomada con VANT, donde se observa, plataforma alta y baja, promontorio, talud de detritos, y la cresta cóncava del acantilado.



Figura 3.16. Formación de surcos sobre plataforma de abrasión

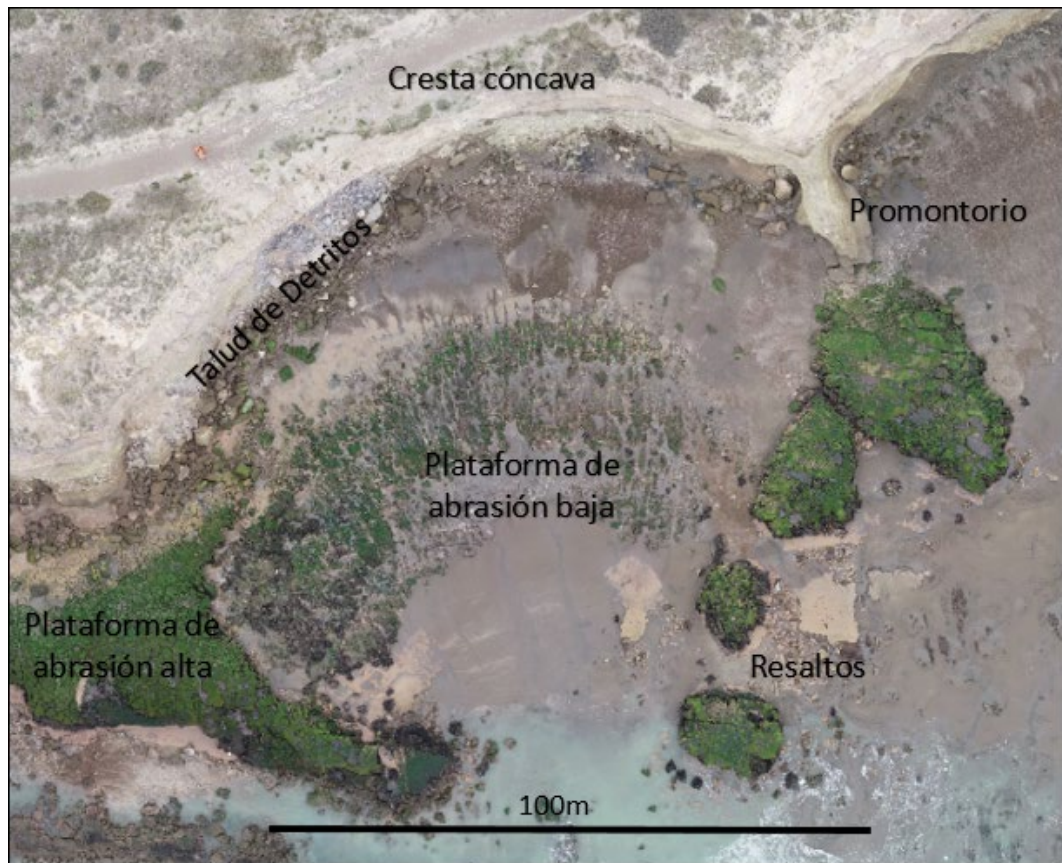


Figura 3.17. Vista vertical con VANT, donde se refleja la forma radial de la plataforma de abrasión y la concavidad del acantilado.

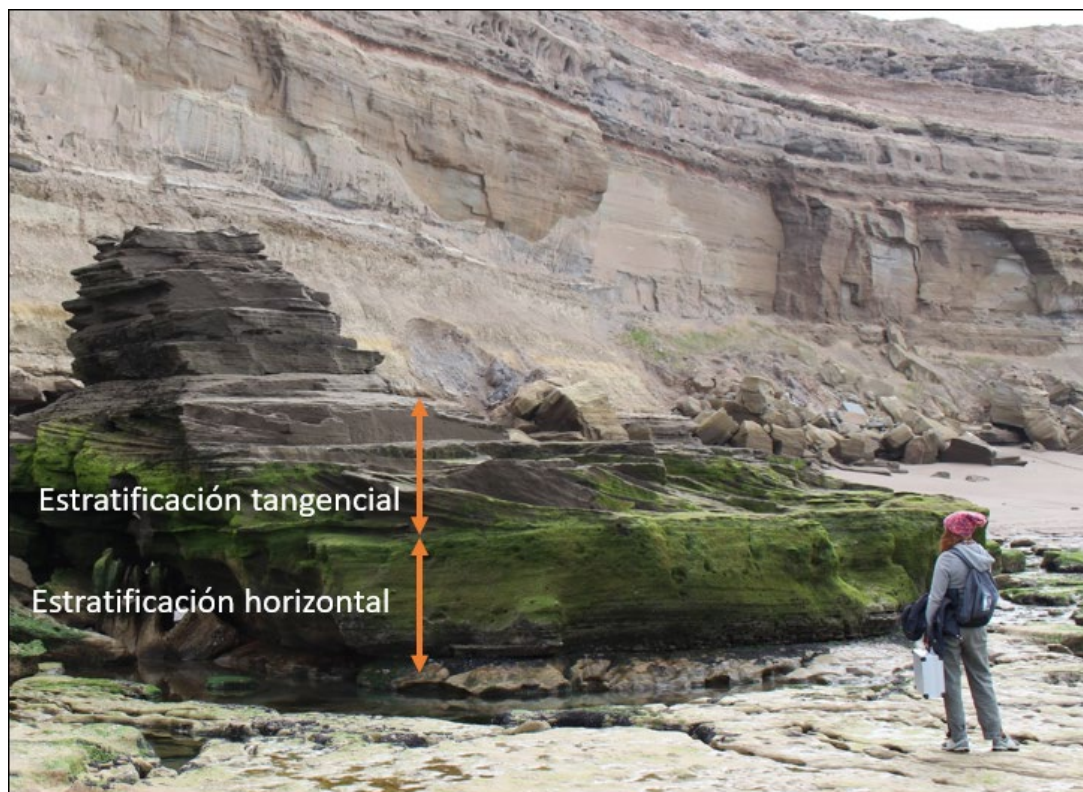


Figura 3.18. Diferencia de dureza entre facies de interduna y duna, siendo la facies de interduna más resistente ante la erosión.

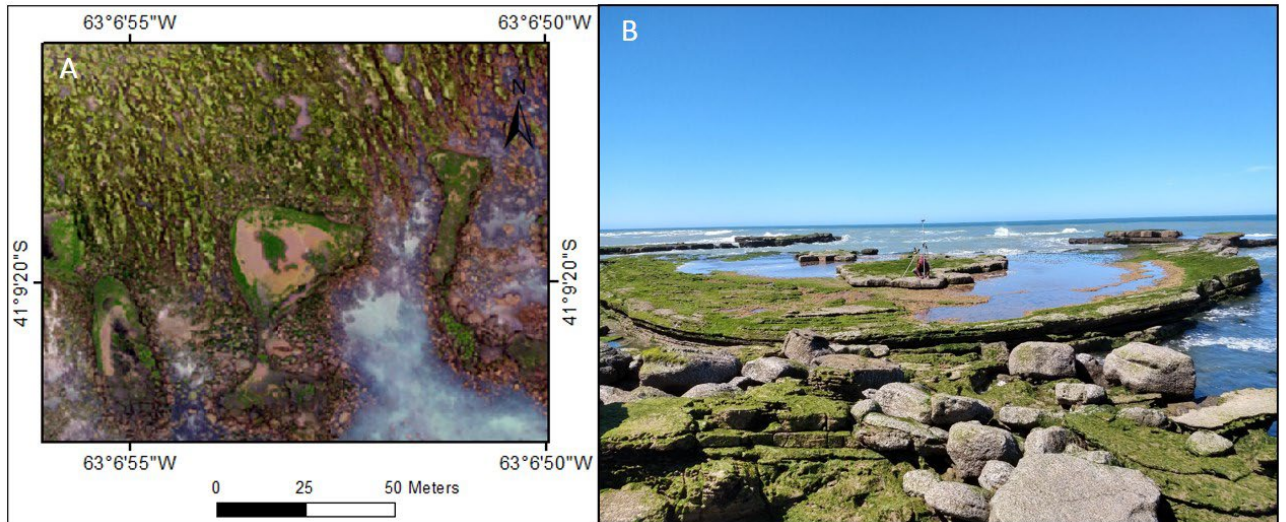


Fig. 3.19. A. Vista en planta tomada con dron. B. Plataforma de abrasión con forma cóncava dada por la estratificación en artesa.

Acantilado activo: Los acantilados marinos activos esta constituidos principalmente por las sedimentitas de la Formación Río Negro y en la parte superior por las de la Formación Tehuelche, los cuales poseen alturas de hasta 50 m con mínimas de 15 m aproximadamente. Prácticamente muestran un perfil vertical (Fig. 3.14 – 3.15) y con un rumbo variable a lo largo de la costa rionegrina, siendo en el área de estudio E-O. Los procesos erosivos se observan al pie del mismo evidenciado por la presencia de oquedades basales y cuevas de hasta 6 m de altura (Fig. 3.20). A su vez se distingue gran cantidad de bloques y deslizamientos en masa apoyados sobre la playa y en algunos casos sobre la plataforma de abrasión (Fig. 3.16). Estas morfologías y remociones en masa están condicionadas por los planos de estratificación, cruce de diaclasas y planos de debilidad que configuran al acantilado generando desprendimientos de bloques de gran tamaño (Fig. 3.21). El acantilado a lo largo de su extensión presenta variaciones morfológicas de la línea de cresta. En la figura 3.12 se puede observar como en la región centro oriental se mantiene de forma rectilínea y hacia el oeste se configuran una serie de bahías limitadas por promontorios, limitando en estos sectores la formación de playa solo en las bahías (Fig. 3.12 - 3.13). A su vez presenta variaciones en altura, estando los sectores más altos en la zona de promontorios, mientras que hacia el este del área de estudio faltan considerables metros de espesor vinculados a que no se encuentran los estratos por encima del último nivel de las areniscas azules del Miembro Superior (Fig. 3.22).



Figura. 3.20. Panel del frente del acantilado, donde se muestran cuevas formadas sobre Miembro Inferior y Medio.

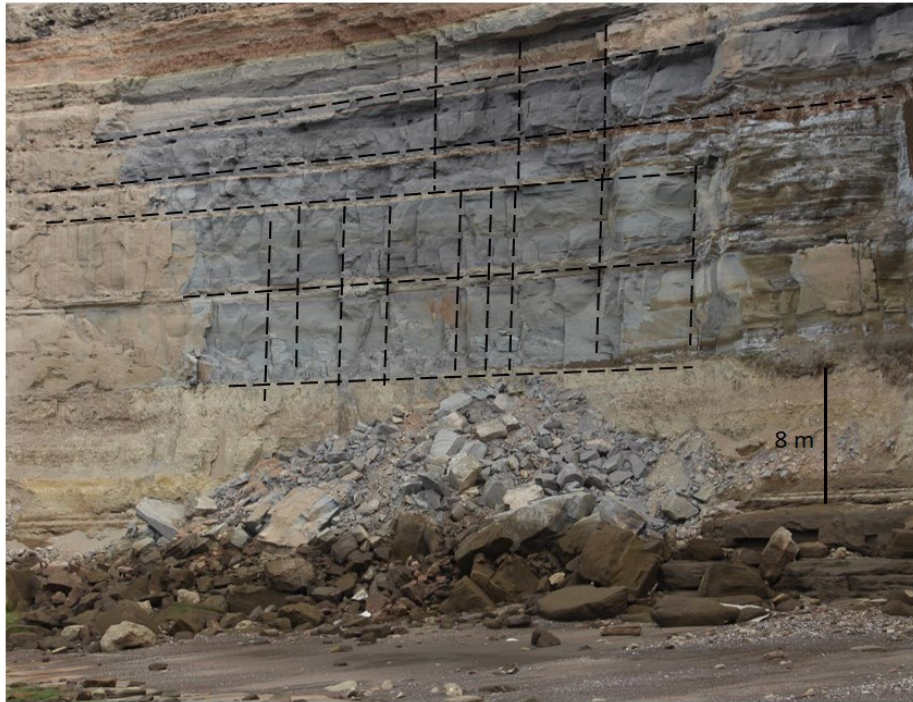


Figura 3.21. Desprendimientos de bloques formando talud de detritos sobre la playa. En línea punteada se marcan las discontinuidades sobre el acantilado.

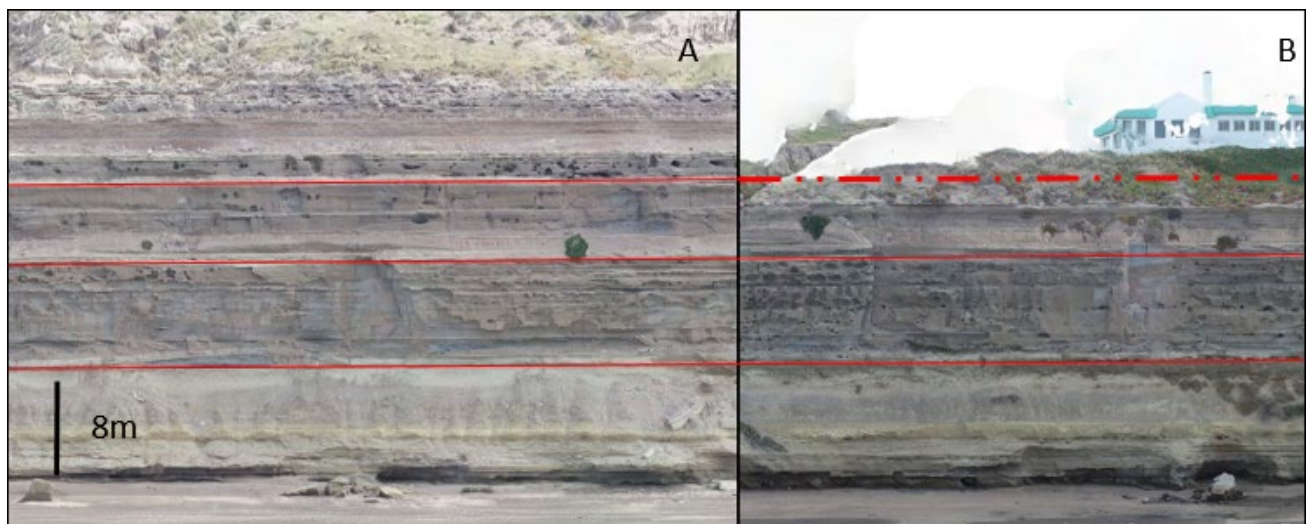


Figura 3.22. Comparación de la altura del acantilado. A. Acantilado al Oeste de la bajada. B. Acantilado al Este del área de estudio. En la comparación de los frentes se observa la faltante de los últimos estratos del Miembro Superior.

Playa: Se trata de una franja de sedimentos que en general no superan los 50 m de ancho (Fig. 3.12 – 3.13) y se encuentran cubriendo a la plataforma de abrasión. Su mejor desarrollo, en el área de estudio, es desde el promontorio hacia el este (Fig. 3.12).

Las playas están constituidas por sedimentos de variada granulometría, desde gravas a arenas medias, con bioclastos. En un muestreo longitudinal en campo y a partir de fotos georreferenciadas con escala se pueden visualizar las diversas granulometrías que la constituyen (Fig. 3.23). En el punto A se logra visualizar grava gruesa con clastos de hasta 3 cm, polimicticos, subredondeados con pobre selección. En el punto B: se registra una grava con moderada selección, con clastos que no superan los 2 cm, polimicticos y subredondeados. En el punto C vemos una granulometría semejante al punto A, pero con mayor proporción de clastos gruesos. En el punto D ya vemos una clara disminución de tamaño de grano, siendo arena gruesa – media, con mejor

selección aunque con clastos dispares que no superan el centímetro. En todos los casos se observan restos de conchillas.

Los diversos materiales reconocidos que constituyen la playa actúan como un amortiguador de energía que absorbe, refleja y disipa la acción del oleaje en la franja litoral, atenuando la fuerza con la que actúa sobre la base del acantilado.

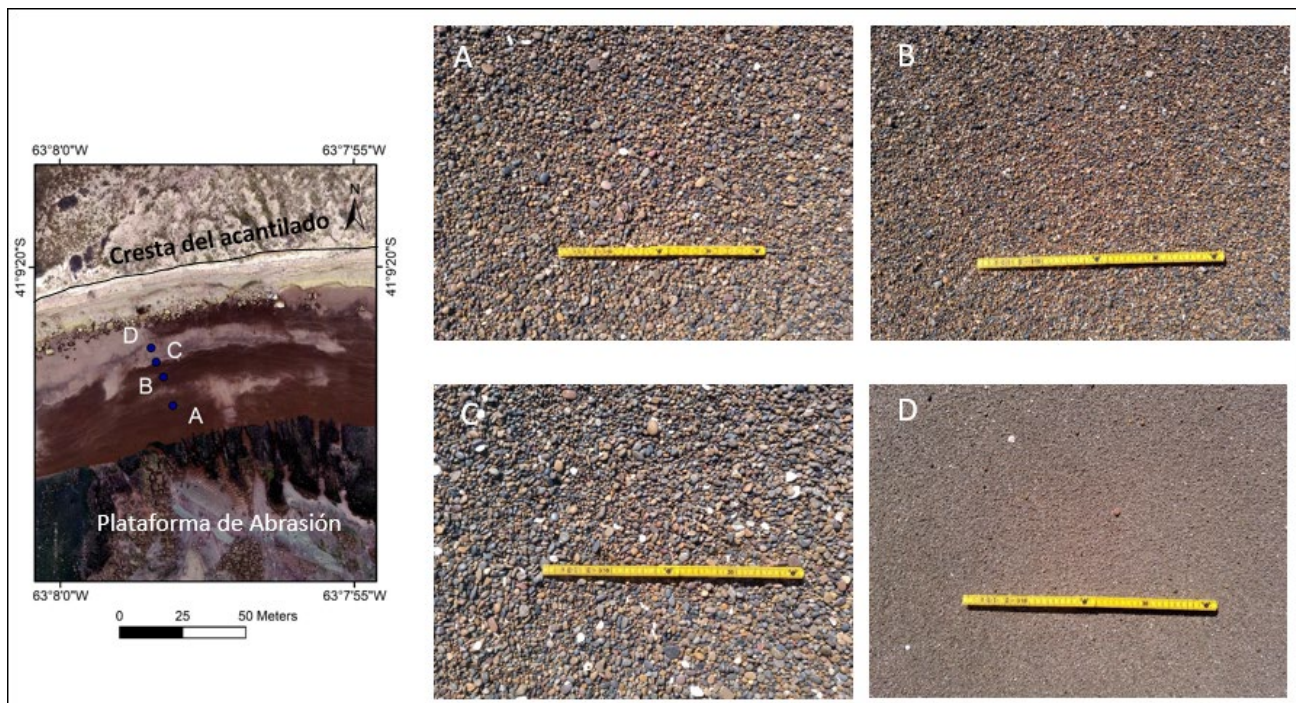


Figura 3.23. (a) Imagen aérea donde se indican el lugar donde se realizaron las fotografías para caracterizar la granulometría de los sedimentos de playa. (b) Fotografías de detalle de los sedimentos (ver explicación en el texto). La escala en las fotografías es de 40 cm.

Taludes de detritos: Los taludes de detritos se conforman por las rocas que son desprendidas y por aquellos deslizamientos del frente del acantilado que se apoyan al pie del mismo (Fig. 3.14 – 3.15 – 3.21), los cuales generan una protección al acantilado ante procesos erosivos por la acción del oleaje dejándolos condicionados a procesos subaéreos. A su vez, estos taludes pueden perdurar varios años o pueden llegar a convertirse en playa, protegiendo también el pie del acantilado disipando la energía de la erosión marina. Los taludes de detritos se encuentran apoyados tanto sobre la playa como en la plataforma de abrasión y se ven a lo largo de toda la costa, aunque con mayor desarrollo y frecuencia hacia el oeste (Fig. 3.12 y 3.13).

Se pueden distinguir dos tipos de taludes, los vegetados y no vegetados. Los primeros son aquellos que no evidencian cambios, debido a procesos marinos y aéreos, en un corto tiempo. Y los no vegetados son aquellos que son más recientes o tienen modificaciones a lo largo del tiempo y por ello no se asienta la vegetación. En algunos casos la acción del oleaje, las precipitaciones, el *spray* marino, etc, van lavando la matriz de estos taludes quedando conformados únicamente por grande bloques.

Campo de dunas de obstáculo: Se desarrollan a lo largo de la costa y en forma paralela a la línea de cresta del acantilado, en una franja, que dentro del área de estudio, muestra anchos variables de hasta 550 m al oeste y 120 m hacia el este (Fig. 3.12 - 3.13). Las mismas se encuentran constituidas por arenas finas a medianas de color pardo grisáceo, bien seleccionadas con estratificación entrecruzadas tangencial y en artesa

(Fig. 3.12), con alturas máximas de hasta 20 m. La génesis de estas dunas se da por la circulación de los vientos provenientes del mar y al encontrarse con el acantilado, éste funciona como un obstáculo generando un desvío del aire y luego un descenso de la velocidad del viento, favoreciendo la depositación de los clastos que viajaban en suspensión, que son proveídos por las playas y el acantilado. Muchas de estas dunas son irregulares y otra tienen formas parabólicas, se encuentran estabilizadas por la vegetación, siendo en la zona de interdunas y en las superficies que dan al barlovento más densa.

Durante periodos de altas precipitaciones se genera una infiltración rápida, sin generar una escorrentía superficial considerable, debido a la franja de dunas. El proceso de infiltración se acentúa en donde la cubierta superficial y la vegetación son muy escasas provocando mayor penetración hídrica. Durante periodos de mayor humedad el agua se infiltra y se observa sobre el frente del acantilado emanación de agua a través de los bancos de pelitas que actúan como capas impermeables (Fig. 3.14)

3.4 Caracterización Geotécnica del Miembro Superior.

El Miembro Superior de la Formación Río Negro, es el miembro donde se producen los movimientos gravitatorios más frecuentes. Debido a esto en este apartado se busca obtener el tamaño de bloque de las areniscas del Miembro Superior a partir del estudio de las discontinuidades que las estén afectando. A su vez, obtener un índice RQD mediante la propuesta de Palmstrom (1974).

En primer lugar se caracterizaron las discontinuidades en función de su orientación y espaciado, pudiéndose reconocer tres familias de discontinuidades: (A) subhorizontal, por la estratificación de los distintos bancos de sedimentitas que conforman el acantilado; (B) vertical y subparalela a la cara del acantilado, formadas por liberación de presión hacia la cara libre del acantilado; y (C) vertical y perpendicular a la cara del acantilado (Fig. 3.26). En el Cuadro 3.4 se detallan las orientaciones y espaciado obtenidos de las familias de discontinuidades subverticales B y C y en las figuras 3.25 y 3.26 la representación de los planos en una red estereográfica. Para la obtención del índice RQD se necesita el espaciado entre las discontinuidades de una misma familia, utilizando comúnmente el promedio de estas. El espaciado de la familia B y C se las obtuvo en campo, mientras que el espaciado de la familia A, se realizó con el programa Agisoft Metashape PhotoScan, mediante el panel obtenido del frente del acantilado.

Familia	Orientación		Espaciado (m)
	Direcc. Buz.	Buzamiento	
Acantilado	180	90	-
B	160	90	2
	163	86	2
	185	90	1.5
	187	90	1.5
	172	86	1.5
	188	90	1.5
	166	90	3
	168	90	3
	188	89	1
	184	78	1
	170	90	2
	178	90	2
	190	90	2
	199	90	2
C	78	90	2.5
	80	88	2.5
	95	71	1.5
	83	79	1.5
	75	50	1.5
	78	60	1.5
	84	35	1.5
	88	85	2
	79	58	2

Cuadro 3.3. Datos obtenidos de la medición de discontinuidades.

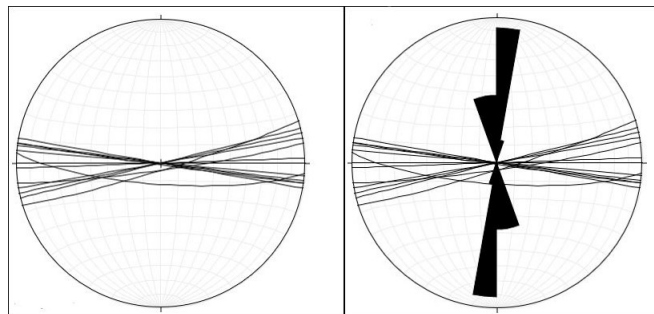


Figura 3.24. Representación estereográfica de la familia B

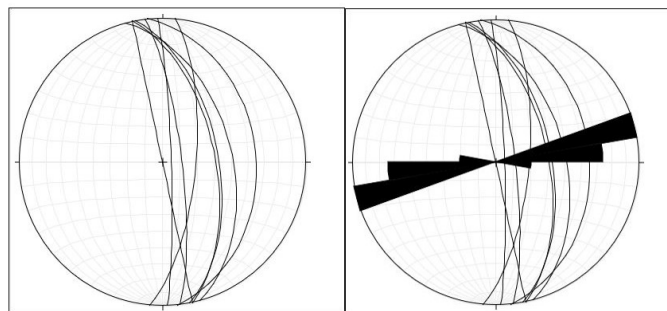


Figura 3.25. Representación estereográfica de la familia C

Una vez identificadas las familias de discontinuidades se prosiguió a obtener el índice Jv:

$$Jv = \left(n^{\circ} \frac{a1}{L1} \right) + \left(n^{\circ} \frac{b2}{L2} \right) + \left(n^{\circ} \frac{c3}{L3} \right)$$

$$Jv = \left(\frac{18}{10} \right) + \left(\frac{13}{12} \right) + \left(\frac{17}{11} \right)$$

$$\mathbf{Jv = 4,42}$$

De esta manera el tamaño de bloque según el cuadro ISRM 1981 (ver Cuadro 2.2) queda clasificado como tamaño medio/grande, y el Jv al ser menor que 4,5 corresponde un índice RQD de 100, quedando clasificado como muy bueno (ver Cuadro 2.3). De esta manera, se denota que mientras más grande sea el tamaño de bloque, mejor va a ser el valor de RQD.



Figura 3.26. Diferentes vistas del mismo frente de acantilado donde podemos observar las discontinuidades que son paralelas (en color rojo, familia B) y perpendiculares al acantilado (en color azul, familia C). A. vista en planta. B. vista lateral. C. vista frontal.

4. DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DEL ACANTILADO

4.1 Velocidad de retroceso a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas

Del Rio *et al.*, (2004), mide una máxima velocidad de retroceso de la línea de costa comprendida entre Punta Mejillón y El Cóndor de 1 m/año promedio. Teniendo en cuenta el valor obtenido por estos autores, García y Casadío (2012) estimaron que el borde irregular del acantilado, dado por los promontorios, en el sector de la lobería será rectificado totalmente en un período de entre 60 y 160 años.

Del Rio *et al.*, (2007) calcularon velocidades de retroceso en la costa rionegrina a partir de puntos de control posicionados con GPS, tanto en la costa como en la zona continental, reconocibles en fotografías aéreas tomadas en 1958. Tomaron medidas entre dichos puntos y el estado de la costa en esos días (año 2003). Estos puntos de control fijo, posicionados mediante GPS, se tomaron como referencia para medir la distancia real desde ellos hasta el borde del acantilado mediante mediciones de campo con utilización de teodolito. Como resultado para el área de La Lobería obtuvieron valores promedios de 0.66m/año y 0.54m/año entre los años 1958 y 2003. (Del Rio *et al.*, 2007).

A partir de las imágenes satelitales y fotografías aéreas obtenidas se delimitó la línea de cresta del acantilado con el software QGIS (Fig. 4.1). Al superponer las líneas de cresta de los distintos años se observa un mismo patrón en el contorno (Fig. 4.1d), sin que se aprecien cambios considerables. En aquellos sectores donde vemos gran disparidad de las línea de cresta se analizó en detalle si hubo cambios por erosión o debido al propio error que genera la georreferenciación, reconociéndose dos sectores que sufrieron un importante retroceso (Fig. 4.1d). El método utilizado no permitió una medición cuantitativa de la velocidad de retroceso del acantilado precisa. Estos son debido a la baja resolución espacial, sumado a la deformación en planta debido a variaciones de oblicuidad del terreno motivado por los distintos ángulos de adquisición de las imágenes (Fig. 4.2). Por lo expuesto, no se puede afirmar que a la velocidad planteada por Del Rio *et al.* (2007) del acantilado haya retrocedido en estos 32 años (1986-2018) unos 19 m. El proceso de erosión y retroceso parece ser mucho más localizado y no se puede generalizar.

Por tal motivo, se recomienda un nuevo método de monitoreo de acantilados mediante el uso de VANT. A partir de un VANT se pueden generar mediante fotogrametría ortomosaicos y modelos digitales de elevación (DEM) de muy alta resolución espacial (según altura de vuelo) (Fig. 4.3). Estas herramientas y sus productos permiten un grado de exactitud centimétrica pudiendo en el futuro calcular cuantitativamente el retroceso del acantilado. Para ello se necesita una línea de base inicial para dentro de unos años realizar la misma medición con la misma resolución espacial y efectuar las comparaciones y mediciones pertinentes.

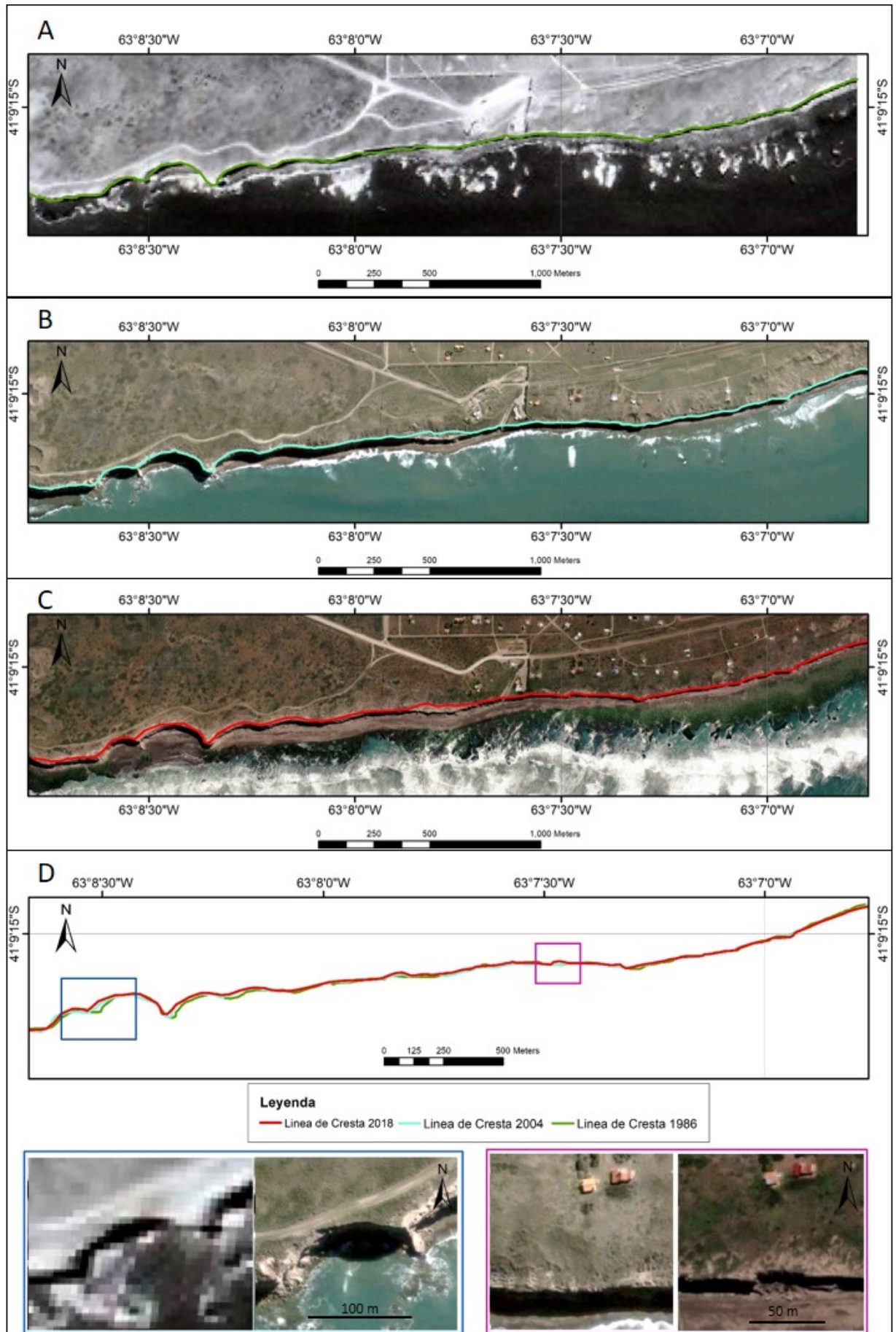


Figura 4.1. A. Línea de cresta sobre fotografía aérea de 1986. B. Línea de cresta en imagen del 2004. C. Línea de cresta sobre imagen del 2018. D. Comparación de las líneas de cresta de los distintos años, mostrando imágenes donde se observaron los cambios más significativos.

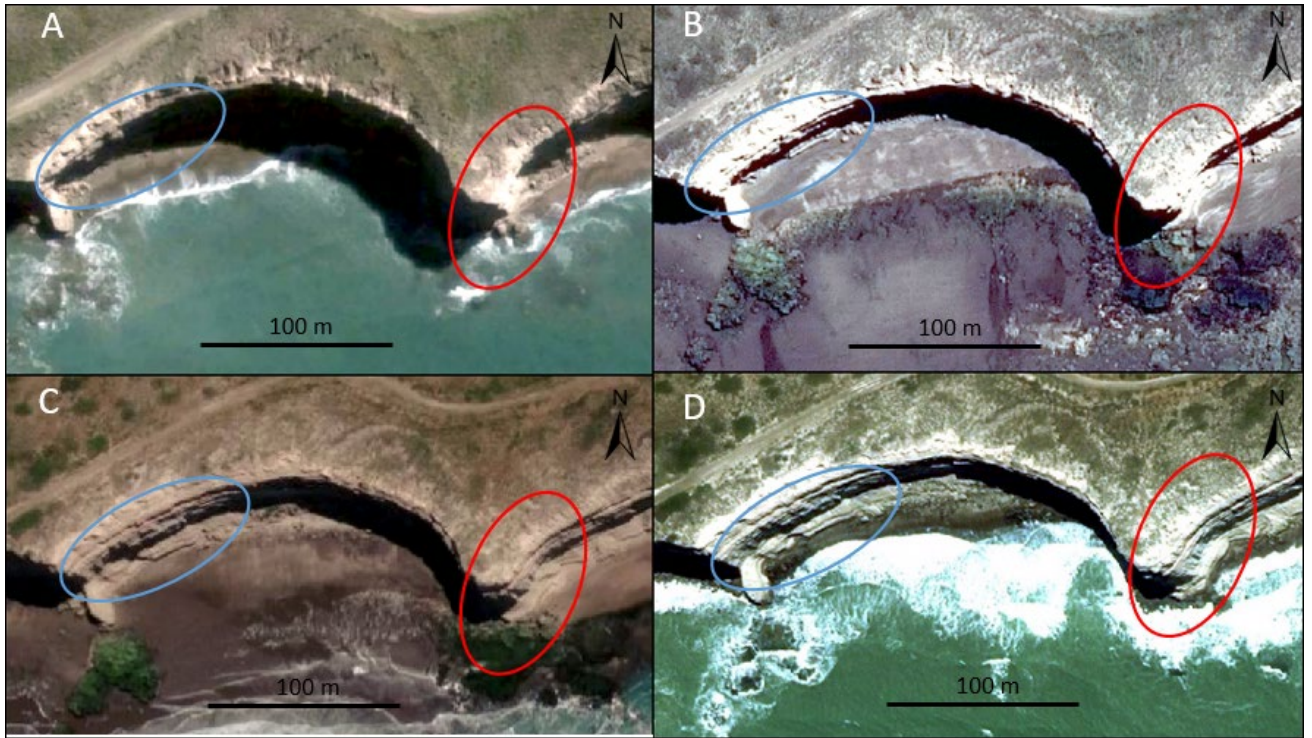


Figura 4.2. A. Imagen de GE 2004. B. Imagen de GE 2016 C. Imagen de ESRI 2018 D. Imagen de BING 2016. Observar círculo azul y rojo, donde se ven las mayores modificaciones del acantilado provocado por los distintos ángulos de adquisición. Esto genera dificultades a la hora de limitar la cresta del acantilado para los distintos años.

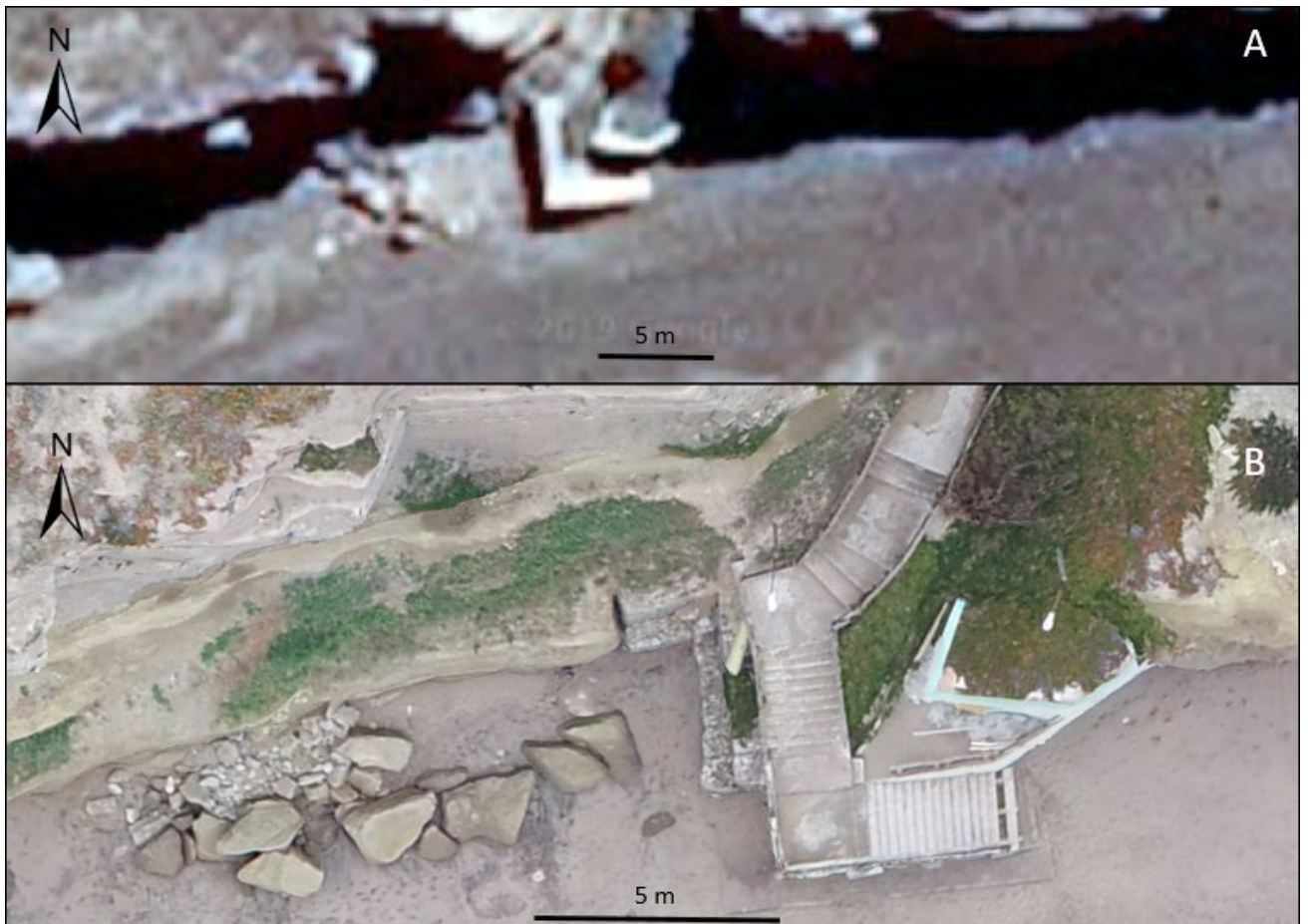


Figura 4.3. Comparación de la resolución espacial entre una imagen satelital de Google Earth (A); ortomosaico obtenido con VANT (B).

4.2 Factores condicionantes y procesos que intervienen en la dinámica del acantilado

4.2.1 Factores condicionantes

Los procesos que se ven involucrados en la dinámica del acantilado van a actuar favorecidos por distintos factores que condicionan la estabilidad y erodabilidad del acantilado. En este caso los condicionantes del acantilado van a estar dados por la pendiente, litología y estructura.

La pendiente del acantilado en el área de estudio, es vertical a subvertical. Esta característica es un factor que condiciona la estabilidad de los bloques debido a que a mayor pendiente el macizo es menos capaz de mantener estable los bloques afectando de esta manera al desarrollo de desprendimientos de rocas.

La litología y estructura son los condicionantes más importantes. Por una parte, las distintas facies de las areniscas en la base del acantilado, le confieren distinta competencia ante la erosión y planos de discontinuidades, siendo las facies de interduna con estratificación horizontal las más difíciles de erosionar por la acción marina. Por otra parte, la litología general del acantilado, compuesta principalmente de una sucesión de areniscas finas a medias, con intercalaciones pelíticas de variado espesor, genera erosión y meteorización diferencial. En especial las arcillitas marinas del Miembro Medio de la Formación Río Negro, con un desarrollo de hasta 8m de potencia (Fig. 3.2), tienen un grado menor de consolidación y compactación y al ser menos competente que las areniscas, no están afectadas por diaclasas, provocando que los desprendimientos de rocas y deslizamientos se produzcan en las areniscas del Miembro Superior. Se ha observado que las discontinuidades (diaclasas, planos de estratificación, etc.) es el factor condicionante más relevante para los movimientos en masa en el área, siendo las discontinuidades paralelas a la cara del acantilado (Fig. 4.4) las que generan mayor retroceso.

Las discontinuidades, en general, van a sufrir con el tiempo cambios que producirán modificación de la estabilidad del acantilado, principalmente por: una mayor abertura producto de infiltración de agua, cristalización de sales, relleno por material detrítico, compresión del aire por acción del oleaje en caso de que estas puedan afectarlo, etcétera. Por otro lado los rellenos de las grietas suelen estabilizar las discontinuidades ya que cuanto más relleno haya menor cantidad de agua podrá circular, y a medida que el relleno esté más cementado más difícil será que el plano de discontinuidad termine conformando un plano de rotura. De todas maneras, algunos rellenos, como los arcillosos, en condiciones de presencia de agua actúan como lubricantes favoreciendo el movimiento (Escobar Potes y Duque Escobar, 2017). Esto último ocurre entre los planos de contacto de las areniscas con las arcillitas del Miembro Superior e Inferior, provocando planos por donde se producen los deslizamientos



Figura 4.4. Plano de discontinuidad paralelo al acantilado afectando el Miembro Superior.

4.2.2 Procesos

En el siguiente apartado se abordaran cuáles son los procesos marinos y subaereos, que modelan el acantilado. Por último se hará una breve mención sobre el efecto antrópico en la región.

Marinos: Los procesos marinos se ven reflejados en la base de todo el acantilado y también sobre la plataforma de abrasión. La acción marina sobre el acantilado genera molduras de rompiente producto del impacto del oleaje produciendo un continuo desgaste y remoción de bloques de la zona basal del acantilado. Estas molduras, como se logra visualizar en la figura 4.5, están controladas por la estratificación y el diaclasamiento de las areniscas del Miembro Inferior. La continua remoción de estos bloques genera un *notch* u oquedad basal (Fig. 4.6A) que por lo general la anchura suele ser mayor que la profundidad y la altura. Estas oquedades a medida que se van ampliando pueden unirse a otros *notchs* aumentando su tamaño y dar a lugar a cuevas. Estas no son tan profundas debido a que en cuanto crece en altura y llega al Miembro Medio, éste comienza a desmoronarse por la poca competencia y consolidación (fig. 4.6B), generando inestabilidad del acantilado en ese lugar.

A partir del material desgastado del acantilado y partículas que trae en suspensión se generan procesos de abrasión tanto en el acantilado como en la plataforma de abrasión aumentando el efecto erosivo del oleaje, dando como resultado superficies rocosas suaves con desgaste local, como lo son los canales o surcos y marmitas (Fig. 3.17).

Es importante mencionar que un ascenso en el nivel del mar desde los 50 a los 100 cm para el año 2100, generaría una aceleración de la erosión por parte de los procesos marinos. Provocaría una mayor acción del oleaje directamente sobre las arcillitas del Miembro Medio, que por su fácil erosión ampliaría su zona de afectación. Esto generaría pérdidas de playas, una mayor tasa de erosión de los acantilados provocando mayores movimientos en masa y por lo tanto mayor retroceso.

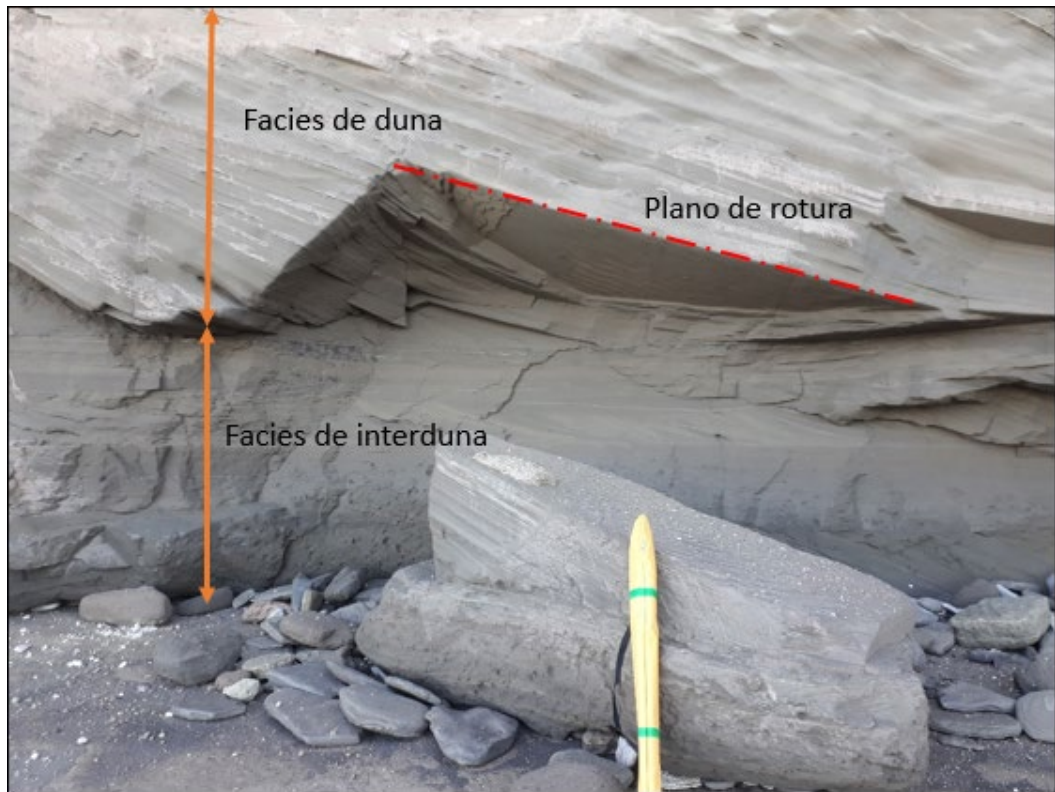


Figura 4.5. Vista en sección de la parte basal del acantilado donde se aprecia la remoción de bloques del Miembro Inferior, donde se observa como los planos de estratificación tangencial de la facies de duna condicionan su desprendimiento.



Figura 4.6. Formación de oquedades basales (A) sobre el Miembro Inferior, que con la continua erosión y remoción evolucionarían a cuevas que afectan el Miembro Medio (B). En la imagen B se marca con círculo rojo filtraciones de agua.

Subaereos: Los procesos subaereos actúan sobre la cara del acantilado que está por encima del nivel del mar generando movimientos gravitatorios, de diversas características y magnitud, afectando las areniscas del Miembro Superior. Predominan en aquellos sectores donde el acantilado queda protegido de la acción marina

por existir una playa que disipa la energía o poseer al pie del mismo un talud de detritos que sirve como barrera.

La existencia de dos juegos de diaclasas perpendiculares entre sí provoca movimientos de terreno voluminosos que son los más frecuentes en el área, que son del tipo caída, en bloque y cuña (Fig. 4.7) y vuelco (Fig. 4.8). Se identificaron a su vez movimiento en masa cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de fractura, donde la masa generalmente se desplaza en conjunto, comportándose como una unidad en su recorrido clasificándolos como desplazamientos laterales (Fig. 4.9). Estos movimientos se dan muchas veces favorecido por la filtración de agua a lo largo del contacto de las areniscas del Miembro Superior con las arcillitas del Miembro Medio (Fig. 3.14).



Figura 4.7. Vista del frente del acantilado en la que se aprecia rotura en cuña por la conjunción de dos planos de diaclasas.



Figura 4.8. Vista a nivel de playa, donde se observa bloque volcado con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala invertida

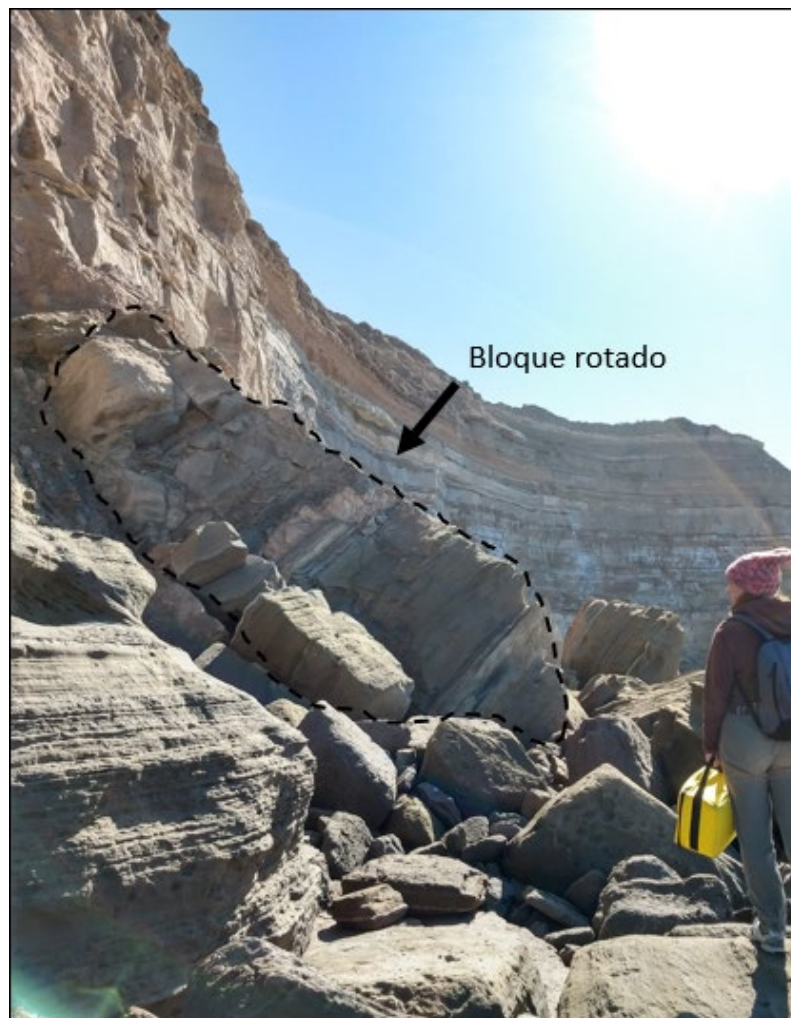


Figura 4.9. Vista lateral al frente del acantilado, donde se observa deslizamiento apoyado sobre plataforma de abrasión.

Las grandes precipitaciones provocan procesos de drenaje superficial o escorrentía, e infiltraciones donde la cubierta superficial y la vegetación son muy escasas provocando mayor penetración hídrica. La escorrentía superficial se encauza hacia el borde del acantilado provocando cárcavas en la cresta del acantilado (Fig. 4.10) generando desestabilidad de los bloques subyacentes. García y Casadio (2012), efectuaron un mapa de la red de drenaje controlada por la topografía del área (Fig. 4.11) caracterizando una serie de depresiones que, de ser colmatadas se comunican entre sí y escurren hacia el acantilado. Esto facilita el desprendimiento de bloques, sobre todo en la desembocadura de las cuencas de drenaje con mayor área de captación (García y Casadio, 2012).

Otro proceso que promueve la caída de detritos del acantilado, es la meteorización biológica que realizan los loros barranqueros. Estas aves realizan sus nidos formando oquedades principalmente en el Miembro Superior de la Formación Río Negro. Se pudo divisar que estas oquedades se encuentran principalmente en sectores donde la estabilidad es mayor, mientras que en zonas donde hubo movimientos en masa reciente las oquedades no son visibles.

Estos procesos dan lugar a depósitos de taludes, los cuales se asientan directamente sobre la playa (Fig. 4.12) o sobre los niveles arcillosos del Miembro Medio, conformando una faja de depósitos de talud sobre el escalón que se genera en este contacto (Fig. 3.11 – 3.15). La presencia en vastos sectores con depósitos de talud de grandes bloques imbricados, muestran que los procesos subaéreos son los que predominan.

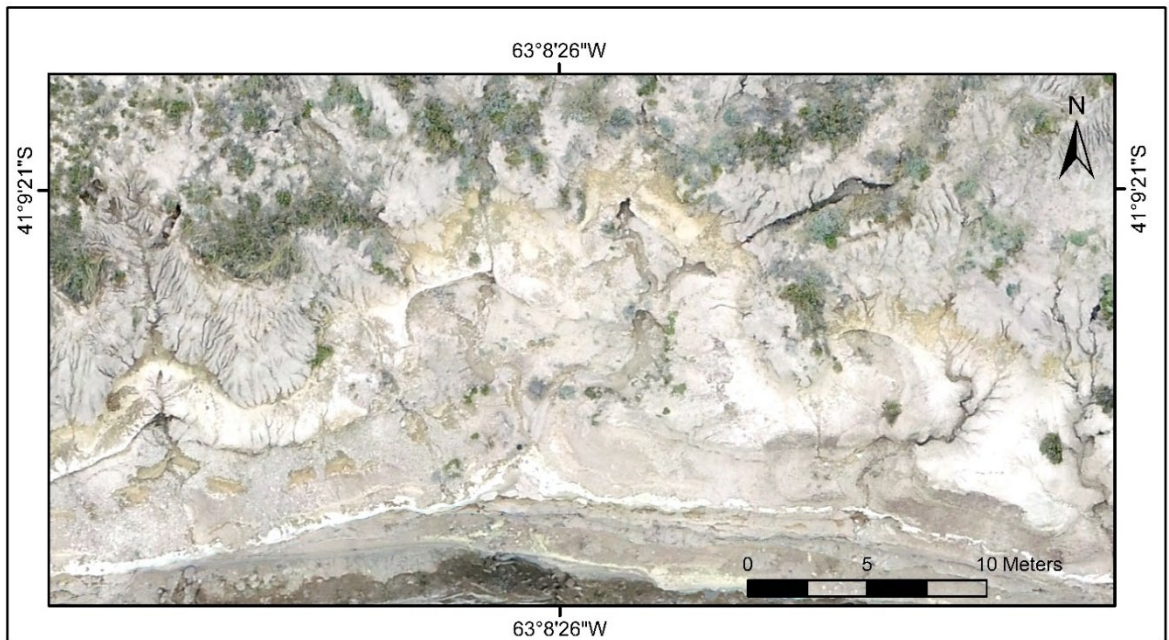


Figura 4.10. Formación de cárcavas en la parte alta del acantilado.

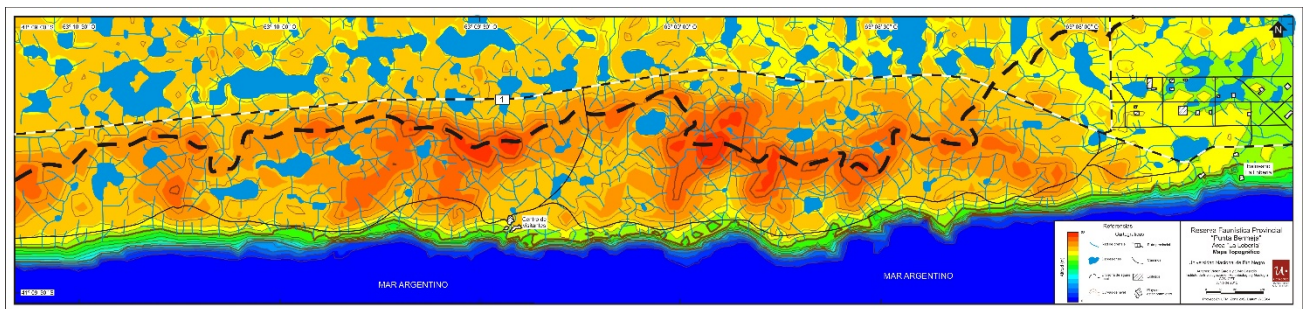


Figura. 4.11. Mapa topográfico con red de drenaje y depresiones. Tomado de García y Casadío (2012).

Antrópico: En el área de estudio se puede observar un asentamiento poblacional al sureste, a 70 metros aproximadamente de la cresta del acantilado (Fig. 3.12 – 3.13). En este sector, en la zona basal del acantilado, se pudo divisar zonas con filtraciones de agua (Fig. 4.6) que podrían ser debido a aguas servidas que se infiltran (la zona no cuenta con una red de cloacas).



Figura. 4.12. Deslizamientos conformando talud de detritos, apoyados sobre plataforma de abrasión y playa.

4.3 Análisis evolutivo

El retroceso de los acantilados es un proceso complejo, en el que se engloban numerosos factores y procesos que se han desarrollado a lo largo del trabajo. La evolución de los mismos es generalmente cíclico, comenzando con erosión basal por parte del oleaje, que desencadenan movimientos de masas que favorecen la acumulación de derrubios al pie del acantilado, que son posteriormente removilizados y retirados gradualmente por el oleaje y las corrientes de marea dando inicio a otro nuevo ciclo de erosión. Debido a esta complejidad de factores y la diversidad de elementos a tener en cuenta, en este trabajo se busca comprender y abordar el estudio de esta complejidad mediante la aplicación de un nuevo método, subdividiendo el sistema costero en “Segmentos Evolutivos Costeros” (SEC). Cada segmento costero debe presentar las mismas características y elementos morfológicos y se diferencian de los segmentos laterales por presentar distintos elementos morfológicos. En su conjunto, una sucesión de SEC, conforma una Sección Costera.

En esta metodología de estudio propuesta, análoga al de facies en sedimentología, cada una de estas SEC refleja diferentes comportamientos dinámicos en el acantilado y representa un momento temporal en el ciclo evolutivo del mismo y la Sección Costera visualiza la evolución en el tiempo de esa porción de costa.

Para dicho objetivo se realizó la caracterización de cada SEC mediante una codificación (Cuadro 4.1), que está dado por una combinación de los diferentes elementos geomorfológicos que presentan a lo largo del perfil de la costa. Esta codificación está jerarquizada, por consiguiente luego de identificar el elemento de primer orden, se prosigue a caracterizarlo con la geoforma de segundo orden y finalmente y si lo hubiese el elemento de tercer orden. Los elementos de primer y segundo orden están en mayúscula, mientras que los de tercer orden en minúscula. A su vez el código de cada SEC comienza desde arriba hacia abajo en el perfil costero. A modo de ejemplo, si tenemos un SEC con un acantilado de cresta recta, que no posee talud de

detritos, con la formación de una playa en su base y luego en contacto la plataforma de abrasión alta, se le atribuye el código AR PY PA. Cada SEC reconocido es clasificado con las letras A, B, C, etc., de acuerdo a los elementos que presente.

Elemento 1er orden	Elemento 2do orden	Elemento 3er orden	Código
Acantilado (A)	Cresta Cóncava (C)	Con cuevas	ACc
		Con oquedades basales	ACo
		Sin oquedades y cuevas	AC
	Cresta recta (R)	Con cuevas	ARc
		Con oquedades basales	ARo
		Sin oquedades y cuevas	AR
Promontorio			AP
Plataforma de abrasión (P)	Alta (A)	Con talud de detritos	PAt
		Sin talud de detritos	PA
	Baja (B)		
Playa (PY)	Con talud de detritos		PYt
	Con talud de detritos vegetado		PYtv
	Con acumulación de bloques		PYb
	Sin talud y bloques		PY

Cuadro 4.1. Elementos tenidos en cuenta para caracterizar cada SEC.

En la zona de estudio, los SEC reconocidos fueron discriminados mediante las observaciones de campo y el análisis de los paneles panorámicos y el ortomosaico relevado con el VANT. Esto permitió definir en detalle cada SEC con gran resolución y a su vez permitirá a futuro observar variaciones en detalle que se desarrollen para cada SEC en particular como de manera regional. Existe un caso particular, donde se realizó una bajada en el acantilado para acceder a la playa, el mismo no se tuvo en cuenta en el ciclo evolutivo y se lo marco en la figura 4.13 como An (antrópico).

De esta forma, el área de estudio fue dividida en 35 secciones, representados sobre los ortomosaicos (vista en planta) en la figura 4.13 y sobre las imágenes panorámicas en la figura 4.14 a-b. Los paneles fueron divididos en a, b, c, d para poder ubicar de manera más sencilla a que sector del acantilado corresponden en la figura 4.15. Las divisiones generadas fueron agrupadas en 9 SEC diferentes, nombrados desde A a la H. Cada SEC fue caracterizado y distinguido de los SEC aledaños por sus elementos constituyentes, estando resumidas en el Cuadro 4.2 su descripción y codificación. Para un mejor reconocimiento de los mismos, en la figura 4.16 a-h se muestra con imágenes y modelos esquemáticos (no escala) de cada uno de los SEC identificados en el acantilado. Se aclara que el SEC E* no se esquematizó debido a que es una variante del SEC E.

SEC	Codigo	Descripción
A	ARc PA	Acantilado con cresta recta, con cuevas sobre Miembro Inferior, llegando hasta Miembro Medio y luego formación de plataforma de abrasión alta
B	AR PAT	Acantilado de cresta recta, con formación de talud sobre plataforma de abrasión alta
C	AC PYt PB	Acantilado de cresta cóncava, con talud de detritos sobre playa y luego plataforma de abrasión baja
D	AP PA	Promontorio con plataforma de abrasión alta en la zona basal
E	ACoc PYb PA	Acantilado con cresta cóncava, con formación de oquedades basales y cuevas. Formación de playa con acumulación de bloques y luego plataforma de abrasión alta
E*	ACoc PYb PB	Acantilado con cresta cóncava, con formación de oquedades basales y cuevas. Formación de playa con acumulación de bloques y luego plataforma de abrasión baja
F	AR PYtv PA	Acantilado de cresta recta con talud de detritos vegetado sobre playa y luego plataforma de abrasión
G	ARo PYb PA	Acantilado recto con oquedades basales, formación de playa con acumulación de bloques y plataforma de abrasión
H	ARc PYb PA	Acantilado de cresta recta con cuevas en la zona basal, formación de playa con acumulación de bloques y luego plataforma de abrasión

Cuadro 4.2. Segmentos Evolutivos Costero reconocidos

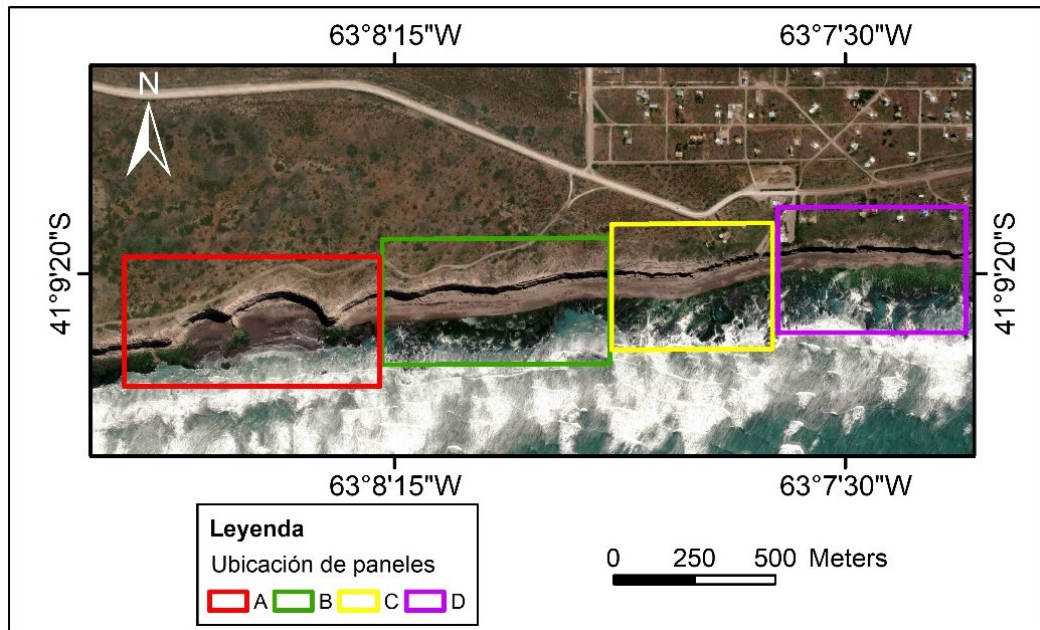


Figura. 4.15. Ubicación de los paneles realizados en el frente del acantilado.

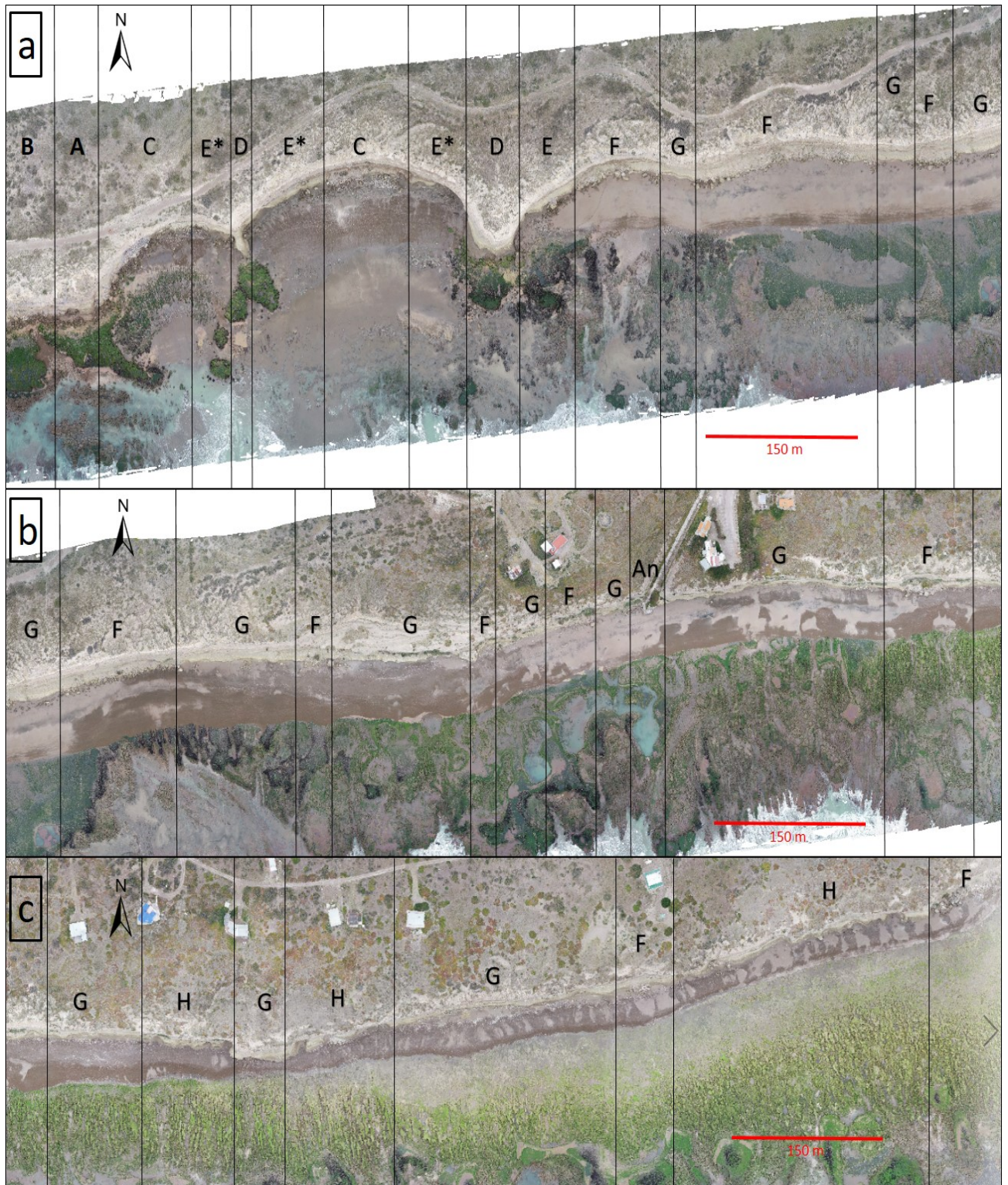


Figura 4.13: a - sector oriental, b - sector central y c - sector occidental. Vistas en planta del área de estudio con los SEC reconocidos.

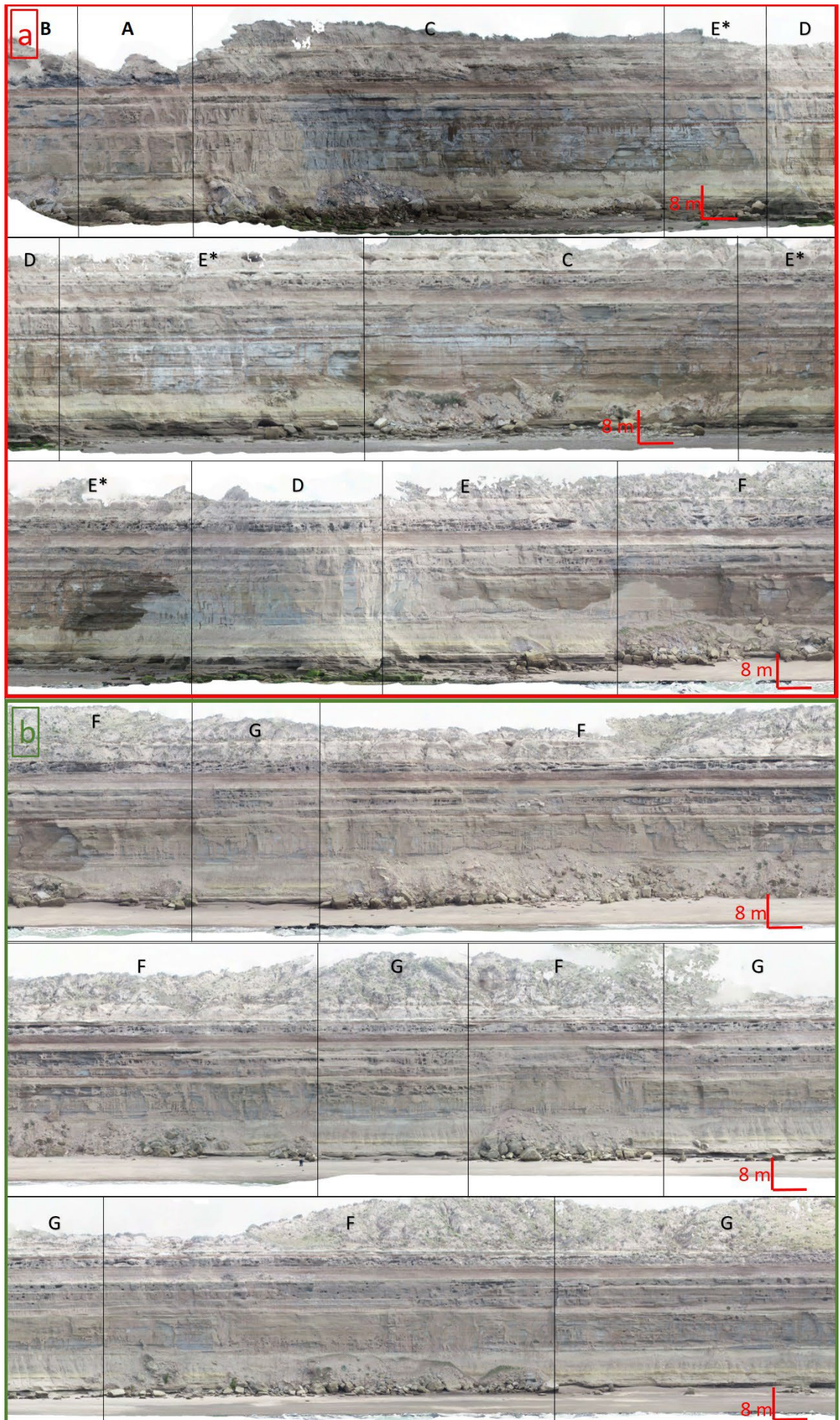


Figura. 4.14a. a - Panel "a", recuadro rojo. b - Panel "b" recuadro verde. División del acantilado, a partir del panel, en los distintos SEC reconocidos. Las vistas de los paneles es E-O

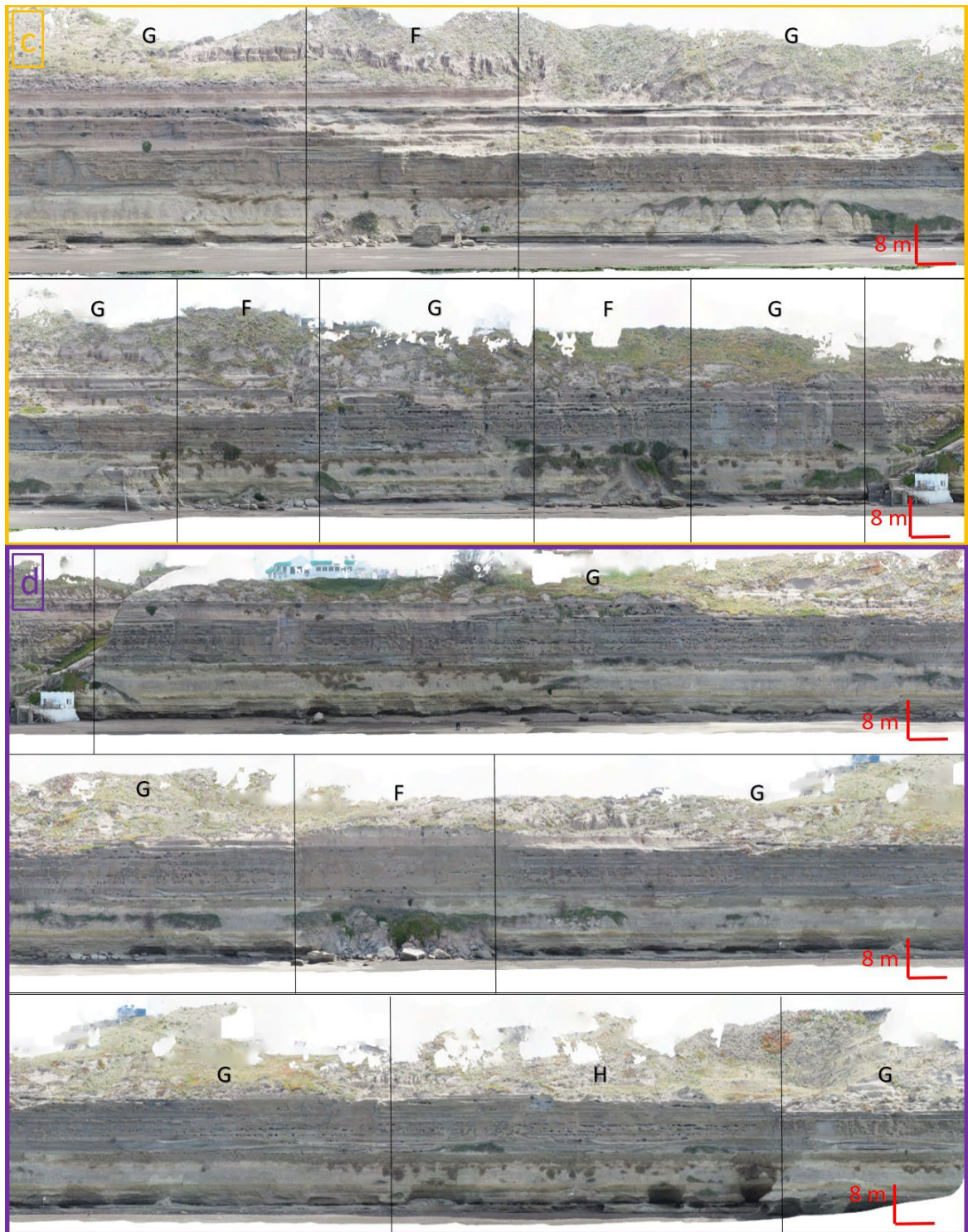


Figura. 4.14b. c - Panel "c", recuadro amarillo. d - Panel "d" recuadro violeta. División del acantilado, a partir del panel, en los distintos SEC reconocidos. Las vistas de los paneles es E-O

A partir del análisis del acantilado en diferentes SEC, se propone la siguiente interpretación sobre cómo llegaron al estado en que se encuentran hoy y hacia donde evoluciona cada uno de los segmentos, determinando la ciclicidad del acantilado o Sección Costera analizada. En la figura 4.17 se propone un modelo cíclico de evolución de acantilado para la zona de estudio. A su vez, como ya se mencionó, la delimitación de cada uno de estos SEC en sus elementos constituyentes, está íntimamente relacionado con los procesos actuantes y modificadores que actúan en cada uno de los SEC, por lo que se le atribuye a cada uno de ellos que procesos (marino o subaereos) son predominantes.

Los sectores donde la acción marina es responsable de la erosión del acantilado y su retroceso, están vinculada con aquellas donde el acantilado inmediatamente en su zona basal es seguido por la plataforma de abrasión, sin una playa intermedia que se apoye en esta última. La acción marina socaba el Miembro Inferior del acantilado generando cuevas que también afectan al Miembro Medio (SEC A: ARc PAt) (Fig. 4.16a). La continua acción del oleaje genera inestabilidad del acantilado provocando movimientos en masa que se apoyan sobre la plataforma de abrasión (SEC B: AR PAt) (Fig. 4.16b). En los sectores donde las formaciones rocosas son más duras se generan promontorios (SEC D: AP PA) (Fig. 4.16d), mientras que en las rocas más blandas se genera mayor erosión, modificando la cresta del acantilado y generando entrantes en forma de bahías. Estas bahías son limitadas por los promontorios, que van siendo erosionados desde los costados, generando cuevas y oquedades que eventualmente provocaran su erosión total. Los SEC de estos sectores de bahías son los que están constituidos por el elemento "AC" y comienzan con un SEC E: ACoc PYb PA (Fig. 4.16e) donde hay formación de una playa con bloques por la erosión de un talud previo y con formación de cuevas y oquedades basales en el acantilado. En este estadio se encuentra la acción combinada de los procesos subaereos y marinos generando taludes de detritos sobre una playa previa (SEC C: AC PYt PB) (Fig. 4.16c), protegiendo el acantilado de la acción marina. De esta última situación predominan los procesos subaeros pasando transicionalmente a un SEC F: AR PYtv PA (Fig. 4.16f), donde el talud se encuentra vegetado, indicio de una mayor estabilidad. La acción marina genera removilización de los sedimentos del talud, dando lugar a una playa con acumulación de bloques (SEC G: ARo PYb PA) (Fig. 4.16g) y formación de oquedades basales. Estas oquedades con la continua erosión formaran cuevas dando lugar a un SEC H: ARc PYb PA (Fig. 4.16h) y posteriormente comenzaría el ciclo nuevamente.

Con lo expuesto anteriormente, no quiere decir que de un SEC G no pueda volver a un SEC F, debido a que un nuevo movimiento en masa generaría un nuevo talud y por consiguiente la acción marina debería erosionar ese talud para llegar nuevamente a un SEC G.

Es interesante mencionar que para que se lleve a cabo un aumento de tamaño de las oquedades basales y por lo tanto la formación de cuevas el acantilado no debe mediar una playa, o que ésta sea angosta, como sucede en el SEC H. Donde el acantilado no se encuentra tan alejado de la plataforma de abrasión para recomenzar el ciclo. Esto podría suceder, sin embargo, con un cambio climático o ascenso del nivel del mar generando una mayor erosión marina sobre el acantilado conformando nuevas entrantes y promontorios.

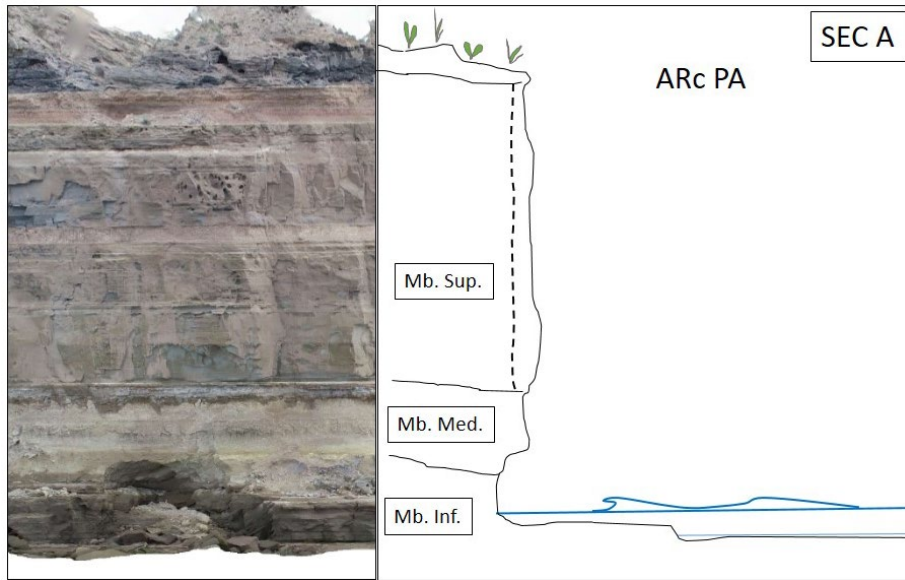


Figura 4.16a. SEC A. Acantilado de cresta recta, con cuevas sobre Miembro Inferior, llegando hasta Miembro Medio y luego formación de plataforma de abrasión alta.

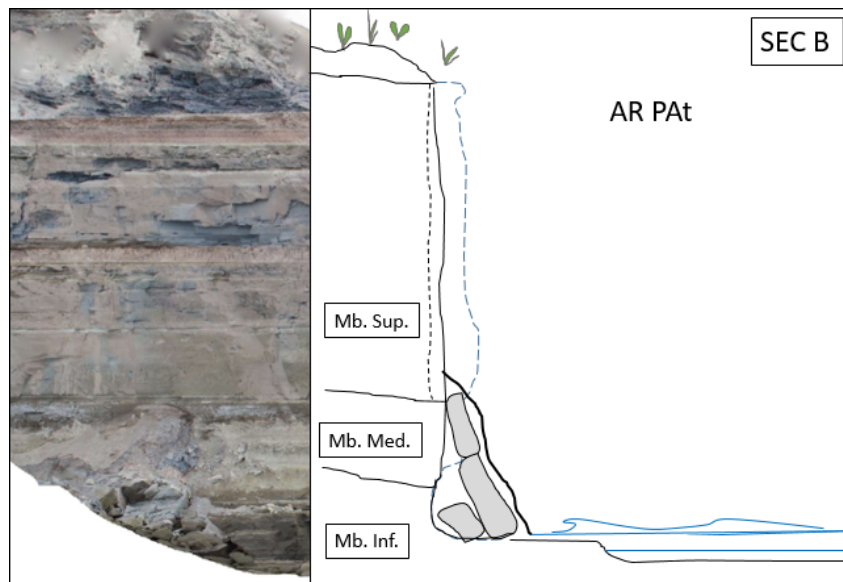


Figura 4.16b. SEC B. Acantilado de cresta recta, con formación de talud sobre plataforma de abrasión alta.

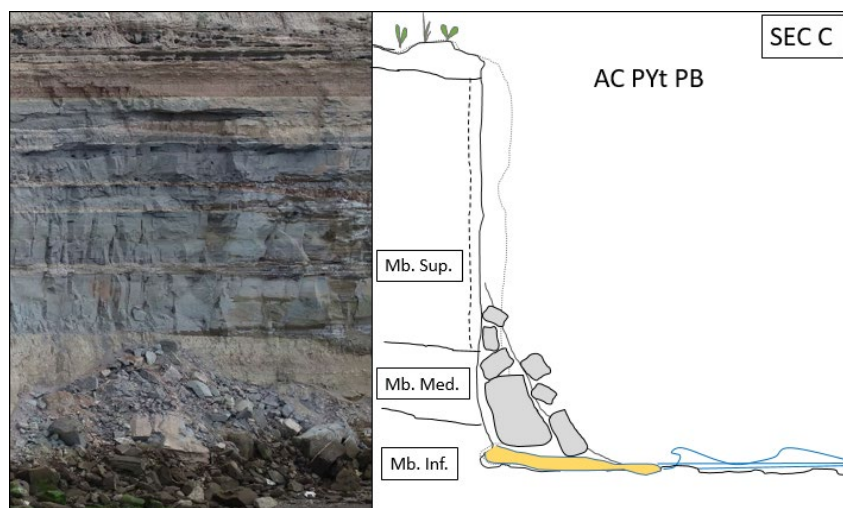


Figura 4.16c. SEC C Acantilado de cresta cóncava, con talud de detritos sobre playa y luego plataforma de abrasión baja.

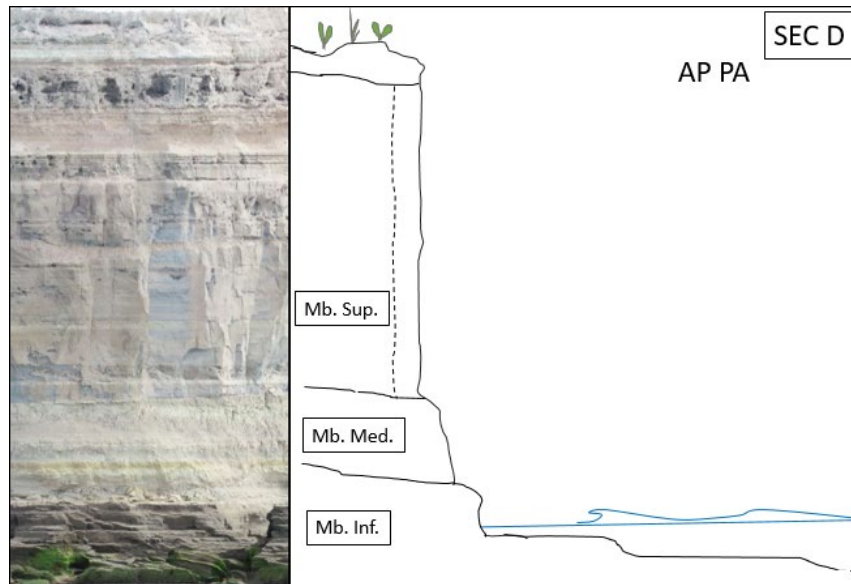


Figura 4.16d. SEC D. Promontorio con plataforma de abrasión alta en la zona basal.

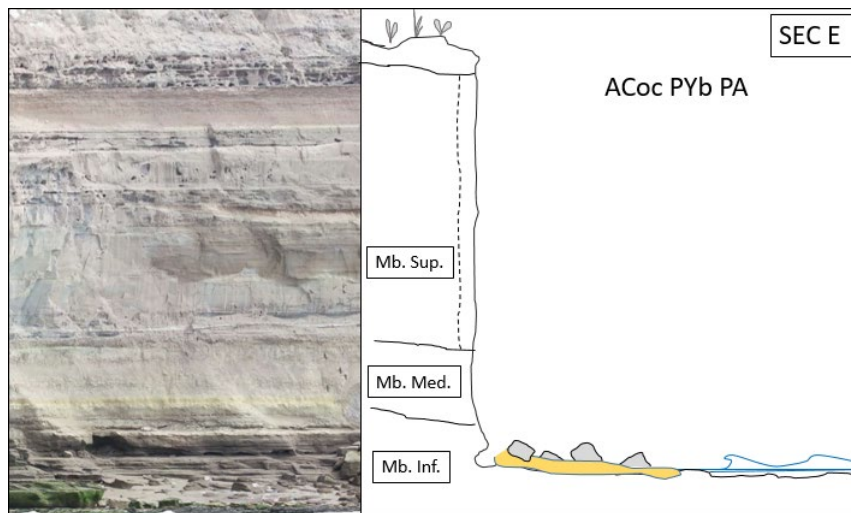


Figura 4.16e. SEC E. Acantilado con cresta cóncava, con formación de oquedades basales y cuevas. Formación de playa con acumulación de bloques y luego plataforma de abrasión.

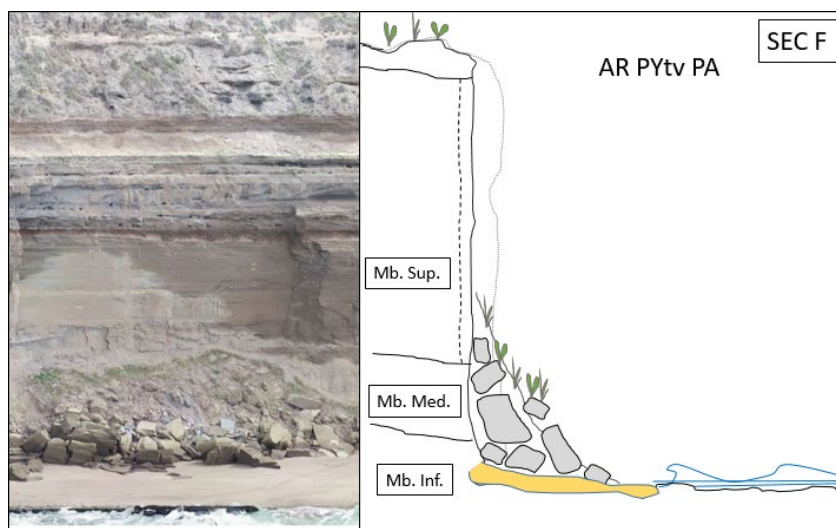


Figura 4.16f. SEC F. Acantilado de cresta recta con talud de detritos vegetado sobre playa y luego plataforma de abrasión.

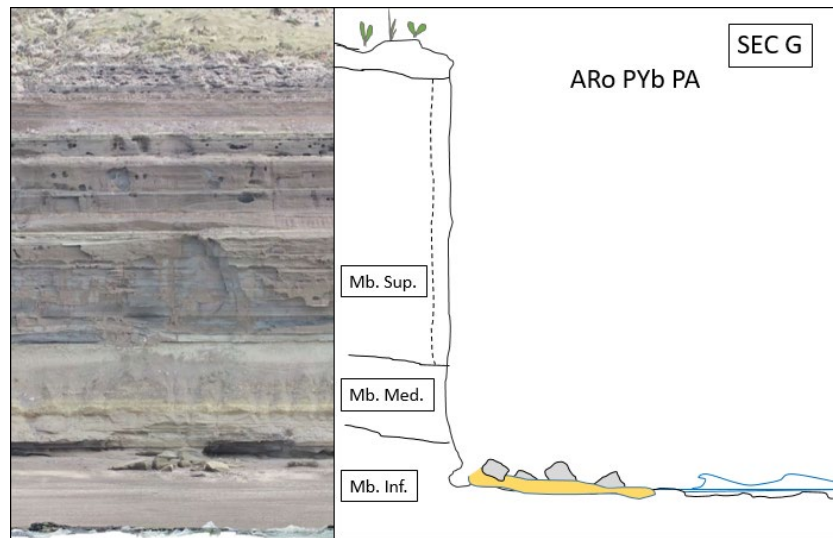


Figura 4.16g. SEC G. Acantilado recto con oquedades basales, formación de playa con acumulación de bloques y plataforma de abrasión.

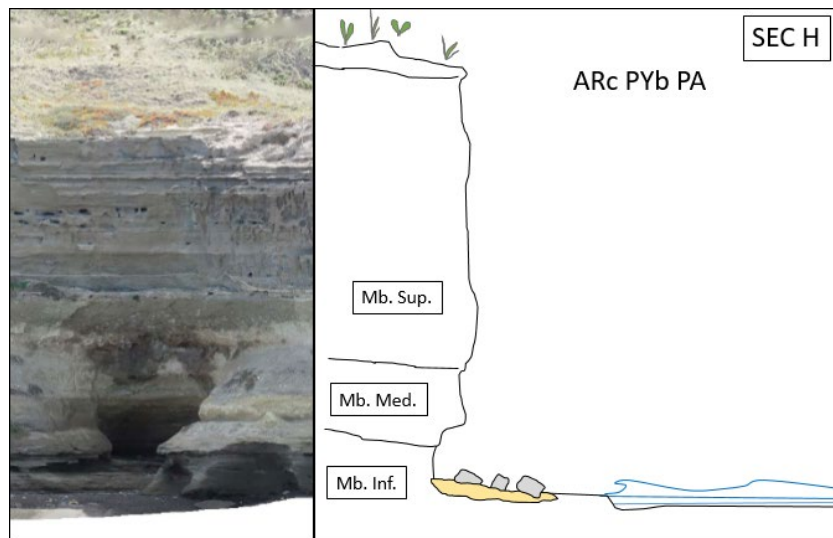


Figura 4.16h. SEC H. Acantilado de cresta recta con cuevas en la zona basal, formación de playa con acumulación de bloques y luego plataforma de abrasión.

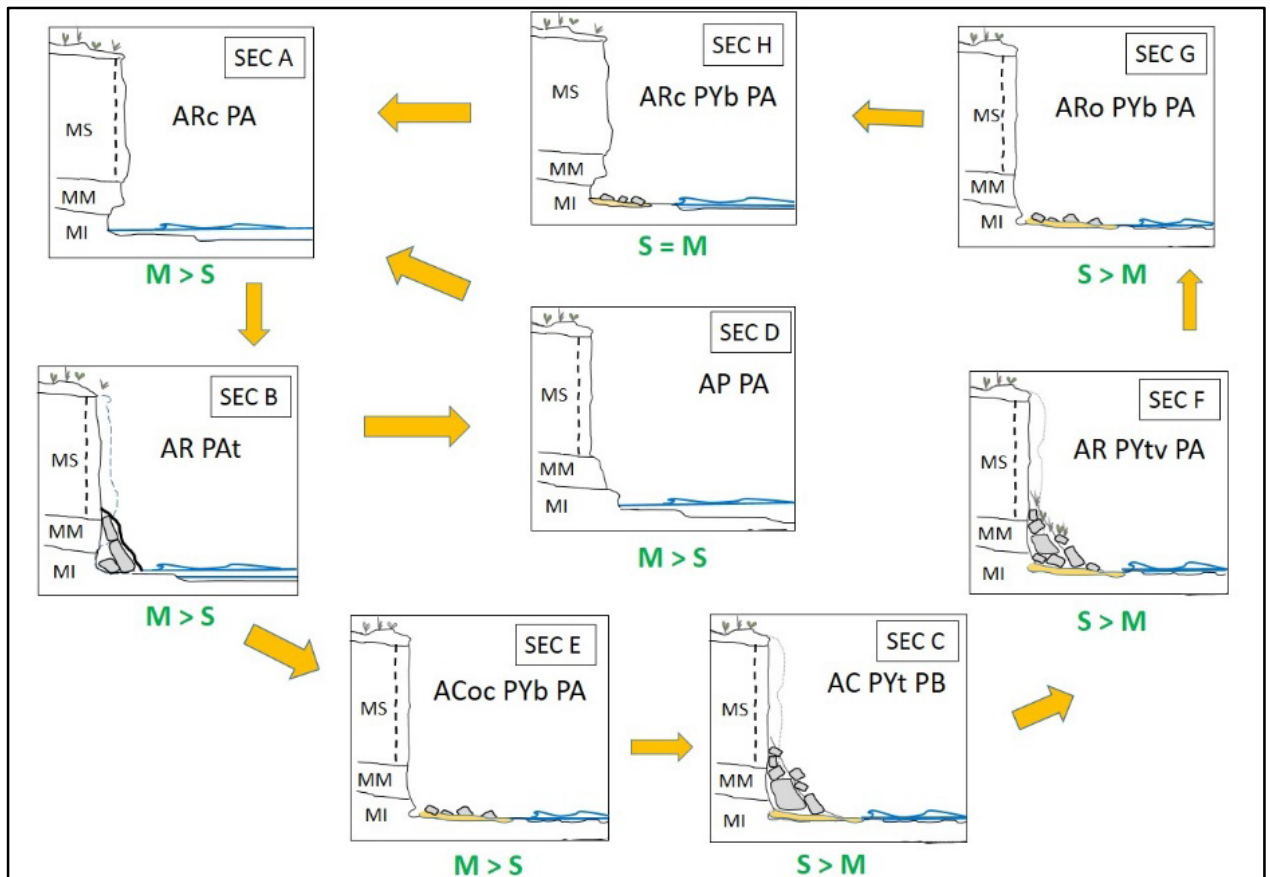


Figura 4.17 Modelo de ciclicidad de los procesos erosivos que ocurren por acción marina (M) y subaérea (S) propuestos para el área de estudio. MS: Miembro Superior; MM: Miembro Medio; MI: Miembro Inferior.

5. CONCLUSIONES

- A través del mapa geomorfológico se pudo determinar los rasgos más importantes en el área de estudio, como ser el acantilado, la plataforma de abrasión, la playa y el campo de dunas de obstáculo.
- El sector de La Loberia muestra un claro proceso de erosión del acantilado, evidenciado por caída de bloques, vuelcos y deslizamientos generados a partir de procesos marinos y subaéreos.
- Los procesos subaéreos más importantes están vinculados a las areniscas del Miembro Superior de la Formación Río Negro. Del análisis geotécnico de este miembro, se observó que las discontinuidades son el factor condicionante más relevante para los movimientos en masa en el área, siendo las discontinuidades paralelas a la cara del acantilado las que generan mayor retroceso. A su vez, se clasificó el tamaño de bloque como mediano/grande según el valor J_v obtenido.
- El monitoreo de retroceso de la costa a partir del análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas históricas, se considera una buena metodología para una primera estimación de grandes cambios en los acantilados. No se considera apropiada para cuantificar el retroceso de la línea de cresta debido a la baja resolución. Se propone, ante el avance de la tecnología, la generación de ortomosaicos y DEM's con VANT, obteniendo imágenes de alta resolución (centimétrica), que permiten obtener líneas de cresta precisas y observar cambios de muy pequeña escala.
- La utilización de VANT permitió generar una línea de base de la situación actual del acantilado, permitiendo en el futuro repetir el relevamiento del área, según el grado de monitoreo que se desee, y poder cuantificar los cambios ocurridos. De esta manera, la utilización de VANT permitió la obtención de ortomosaicos de gran resolución para estudiar la evolución y retroceso del acantilado.
- La división del acantilado en segmentos evolutivos costeros (SEC), propuestos en este trabajo, es un nuevo método que permite comprender la dinámica costera y su evolución. Esto es posible, a partir de la construcción de un panel de detalle del acantilado mediante la utilización de un VANT.
- En el área de estudio se pudo proponer un modelo que representa la ciclicidad evolutiva del acantilado a partir de los SEC determinados. Este ciclo comienza con erosión predominantemente marina, generando bahías limitadas por promontorios, evolucionando a una costa de cresta recta donde los procesos subaéreos son mayores.
- Del análisis de los SEC, se pudo determinar que la erosión del acantilado es mayor donde posee plataforma de abrasión en su zona basal, sin mediar una playa. Esta última sirve como protección disipando la energía del oleaje, como también la formación de taludes que protegen al acantilado de la erosión marina.
- El retroceso del acantilado en el área de estudio se debe a causas naturales, aunque no se descarta que el asentamiento de la población provoque una aceleración del mismo, debido a las aguas servidas que se infiltran desencadenando movimientos gravitacionales. La mayoría de las construcciones se ubican a 65 m de la cresta del acantilado, por lo cual se desestima un efecto de torsión como observaron en la Reserva Punta Bermeja García y Casadío (2012).

- Ante un aumento del nivel del mar, la acción del oleaje afectaría, en el área de estudio, las arcilitas del Miembro Medio de la Formación Río Negro. Estas, al tener un bajo grado de consolidación y compactación, serían fácilmente erosionables, generando una mayor inestabilidad del acantilado.

Agradecimientos

Me gustaría agradecer a todas las personas que de una forma u otra han formado parte del desarrollo de esta etapa. A mi director Alberto Caselli, por el apoyo, la paciencia y la dedicación de su tiempo para hacer que este trabajo pudiese concretarse. A toda mi familia. A mis papás, Pablo que desde pequeño me ha inculcado el estudio como primer herramienta y a Ceci, mi mamá que la tengo presente todos los días, por su confianza y orgullo que siempre me transmitió. A mis hermanos Pablo, German y Milagros, que siempre me apoyaron y estuvieron en las buenas y malas. A Ro, mi pareja, por aguantarme en las épocas en las que ni yo mismo lo lograba, sin su apoyo incondicional esto no sería lo mismo. A todos mis amigos que he hecho a lo largo de esta carrera y a todos los profesores que tuve a lo largo de la cursada.

6. BIBLIOGRAFIA

- Alberdi, M. T., Bonadonna, F. P. y Ortiz Jaureguizar, E. 1997. Chronological correlation, paleoecology, and paleobiogeography of the late Cenozoic South American Rionegran land – mammal fauna: a review. *Revista Española de Paleontología*, 12 (2): 249-255.
- Andreis, R. 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa - boca del Río Negro). *Revista del Museo de La Plata. Geología* 36: 245-310.
- Angulo, R., Fidalgo M.A., Gómez Peral, M., y Schnack, E.J. 1978. Geología y geomorfología del bajo de San Antonio y alrededores, Provincia de Río Negro. Centro de Investigaciones Científicas de la Provincia de Río Negro. *Estudios y Documentos Vol. 8*, 32p.
- Angulo, R., F. Fidalgo, M. Gómez Peral y E. Schnack. 1978. Las intrusiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 271-283. Buenos Aires
- Anthony, E.J. 2005. Beach erosion. En: Schwartz, M.L. Ed. *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 140-145.
- Aramayo, S. A. 1987. *Plohophorus aff. figuratus* (Edentata, Glyptodontidae) en la Formación Río Negro (Mioceno tardío-Plioceno), provincia de Río Negro, Argentina. Importancia bioestratigráfica. X Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán. *Actas* 3, 171-174.
- Bird, E. 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. 2nd Ed. John Wiley y Sons. New York.
- Bromhead, E.N. 1986. *The stability of slopes*. Surrey University Press. New York.
- Caldenius, C. 1940. The tehuelche of Patagonian Shingle Formation. A contribution to the study of its origin, *Geografiska Annaler*, 22 (3-4): 160-81. Sweden.
- Carmona, N. B., Ponce, J. J., Wetzel, A., Bournod, C. N., y Cuadrado, D. G. 2012. Microbially induced sedimentary structures in Neogene tidal flats from Argentina: Paleoenvironmental, stratigraphic and taphonomic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 353-355, 1-9.
- Carmona, N. B., Ponce, J. J., y Wetzel, A. 2018. Biogenic Structures of Unioniform Bivalves in Wet-Interdune Deposits (Late Miocene-Early Pliocene, Argentina). *Palaios*, 33(9), 431-440.
- Castedo, R. 2010. Modelo predictivo mesoescala de recesión de acantilados costeros. Escuela Superior de Ingenieros de Minas, Diploma de estudios avanzados. Informe inédito, 67 pp. Universidad Politécnica de Madrid.
- Castedo, R. 2012. Modelización de costas rocosas acantiladas. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Madrid. 253 pp.
- Castedo, R., Paredes C. 2012. Investigación y modelización de costas rocosas acantiladas. Editorial Académica Española, 152 pp.
- Castedo, R., Paredes, C., Fernández, M. y De la Vega, R. 2012. Modelo proceso respuesta de recesión de acantilados por variación del nivel del mar. Aplicación en la Costa de Holderness (Reino Unido). *Boletín Geológico y Minero*, 123 (2): 109-126
- Celemín, A. 1984. Meteorología práctica. Congreso Geológico Argentino, Actas III: 593-606. Buenos Aires.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, p. 36-75
- Darwin, C. 1846. Geological observations in South America. En: *The Geology of the voyage of the Beagle*. Edición 1890. Ward Lock & Co. London.
- Davidson-Arnott, R. 2010. *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York.
- Del Río, J. L., Álvarez, J. R., López De Armentia, A. M. J., Martínez Arca J., y Camino, M. 2004. Estudio y desarrollo metodológico para la determinación de la velocidad de retroceso de la costa entre Punta Mejillón y balneario El Cóndor, Provincia de Río Negro. Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro. Informe inédito 88 pp.

- Del Río, J. L., López de Armentia, A. M., Álvarez, J. R., Ferro, G., Bó, M. J., Martínez Arca, J. y Camino, M. 2007. Shoreline Retreat at The Gulf San Matias, Argentina. *Thalassas: An international journal of marine sciences*, 23 (2): 43-51.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la comisión directiva agregada al Estado Mayor General a la Expedición al Río Negro (Patagonia). Geología. Parte 3. Buenos Aires.
- Echevarría, A.E. 1988. Ostrácodos marinos de la Formación Río Negro (Plioceno), provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana*, 25 (4):321-340. Buenos Aires.
- Elorza, M.G. 2008. Geomorfología. Pearson Educacion, S.A. Universidad de Saragoza, Madrid, España. 920 p.
- Escobar Potes, C.E. y Duque Escobar, G. 2017. Geotecnia para el trópico andino. Universidad Nacional de Colombia, Manizales. 526 p.
- Etcheverría, M., A. Folguera, C., Dal Molín, M., Dalponte y Ferro, G. 2006. Hojas Geológicas 4163-II/IV y I/III, Viedma y General Conesa. Provincias de Río Negro y Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 366, 67p. Buenos Aires.
- Flor, G. 2004. Geologia Marina. Libro SERVITEC. Viedo. 644 p.
- Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*. 13° Congreso Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 31: 514-529.
- Fucks, E., Scalise, A. H. y Schnack, E. J. 2011. Evaluación de alternativas para la conservación y manejo del frente costero en Las Grutas. Consejo Federal de Inversiones, 81 p.
- García, V. y Casadío, S. 2012. Zonificación de la peligrosidad geológica del Área Natural Protegida “Reserva Faunística Punta Bermeja”, provincia de Río Negro. Informe, Universidad Nacional de Río Negro, 22p., Río Negro.
- Gelos, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.O. 1990. Caracteres texturales y mineralógicos de sedimentos de plata de la costa norte del Golfo San Matías. *Asociación de mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21 (1/4): 41-42. Buenos Aires.
- Giaccardi, M. y Schenke, D.R. 2008. Plan de Manejo Área Natural Protegida “Reserva faunística Punta Bermeja”. Consejo de ecología medio ambiente, secretaria general de la gobernación, Río Negro. 186p.
- Groeber, P. 1936. Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno. *Revista C.E.C.N.*, Tomo 1, N° 2. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1952. Glacial, Tardío y Postglacial en Patagonia. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata*, 1(1): 3-27. Mar del Plata.
- Hatcher, J.B. 1903. Reports of the Princenton Expeditions to Patagonia, 1896-99. Princenton, New York.
- Hauthal, R. 1899. Sur le Crétacé et le Tertiaire de la Patagonie australe. *Revista Museo de la Plata*, 10: 43-45, La Plata.
- Hoek, E., y Bray, J.W. 1981. Rock slopes engineering: Institution of Mining and Metallurgy, 358p.
- Hudson, J.A. y Priest, S.D. 1979. “Discontinuities and rock Mass Geometry”. *Int. Journal of Rock Mechanics, Mining science and Geomechanics*, 13.
- Hutchinson, J.N. 1988. General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology. *Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Lausanna*. Tomo 1, 3-36 pp.
- International Society for Rock Mechanics. 1981. Rock characterization. Testing and monitoring. ISRM suggested methods. Brow, E. T. Ed. Comimsion on testing and monitoring.
- Keidel, J. 1917-1919. Uber das patagonische Tafeland das patagonische Geröl und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischenn Andengebiet un Litoral. *Deutsch Wiss. Verein, Zeitschr. Bd (1917): 219 245; 311-343; Bd (1918): 53- 59, 139-161; Bd (1919): 1-27.*
- Kokot, R. R., Codignotto, J. O. y Elissondo, M. 2004. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (3): 477-487.
- Lanfredi, N.W., Pousa J.L., D’Onofrio E.E. 1998. Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine coast. *Journal of Coastal Research* 14(1), 47-60.

- Lanfredini, N.W. 1986. Programa de observaciones costeras, cálculo de la deriva litoral. Viedma, Argentina: Ministerio de Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 17p.
- López Alfonsín, R., Coccia, M. E., Fauqué, L. E., Castaños, C. y Olvar, N. M. 2012. Estudio para el ordenamiento territorial de la Orla Atlántica Rionegrina. Desde La Lobería a Bahía Creek. Consejo Federal de Inversiones, Buenos Aires, 108 p.
- Lucas, A. J., Guerrero, R. A., Mianzan, H. W., Acha, E. M. y Lasta, C. A. 2005. Coastal oceanographic regimes of the northern Argentine continental shelf (34 – 43 S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65 (3): 405-420.
- Lyell, C. 1833. *Principles of Geology*, Vol. 2. Murray, London.
- Marcomini, S. y López, R. 2014. *Geología y manejo costero*. Colección Ciencia Joven, Ed. EUDEBA. 92p
- Mercerat, A. 1893. Contribución a la geología de la Patagonia. *Anales de la Asociación Científica Argentina*, 36: 65-103. Buenos Aires.
- Olivares, G. 2000. Aspectos hidrogeológicos: Área Pozo Salado – Bahía Creek. Informe interno Departamento Provincial de Aguas. Viedma.
- Papadakis, J. 1960. Plan de desarrollo del Valle de Viedma. *Climatología y ecología*. Consejo Agrario Nacional. Itaconsult Roma
- Palmstrom, A. 1974. Characterization of jointing density and the quality of rock masses (in Norwegian). Internal report, A.B. Berdal, Norway, 26 p.
- Palmstrom, A. 1995. RMI – a rock mass characterization system for rock engineering purposes. PhD thesis, University of Oslo, Department of Geology. 405 p.
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. *Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p.
- Ramirez, P., y Alejano, L. 2004. Problemas de Mecánica de Rocas - Fundamentos e Ingeniería de Taludes. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 30p.
- Roth, S. 1898. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. *Revista Museo de la Plata*. Tomo 9. La Plata.
- Sen, Z. y Eissa, E.A. 1991. Volumetric Rock Quality Designation. *Journal of Geotechnical Engineering*, no. 117, vol. 9.
- Schillizzi, R., Gelos, E.M., y Spagnuolo, J. 2004. Procesos de retracción de los acantilados patagónicos entre la desembocadura de los ríos Negro y Chubut. Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, vol. 11, n. 1.
- Schillizzi, R., Luna, L., Falco, J.I. 2010. Estructuras de Deformación (¿sismitas?) en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Asociación Argentina de Sedimentología. Buenos Aires, Argentina, vol. 17, núm. 1, 17-32 p.
- Sepúlveda, E. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho. Boletín 194. Servicio Geológico Nacional. 61 p.
- Sunamura, T. 1992. *The geomorphology of rocky coasts*. Wiley, Chichester, 302pp.
- Sunamura, T. 2015. Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proc. Japan, Academy*, Ser. p. 91.
- Thomas, R. 1986. Future sea level rise and its early detection by satellite remote sensing. In James G. Titus (ed.), *Effects of Changes in Stratospheric Ozone and Global Climate*, Vol. 4: Sea Level Rise pp. 19-36, Washington: U.S. Environmental Protection Agency
- Toffani M. 2018. Dinámica costera y bases para el ordenamiento territorial en el balneario Bahía Creek, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura UNRN. 132 pp. Gral. Roca.
- Trenhaile, A.S. 1987. *The geomorphology of rock coast*. Clarendon Press, Oxford, 384 pp
- Vallejo, I., Ferrer, M., Ortuño L., y Oteo C. 2002. *Ingeniería Geologica*. Pearson Educacion, Madrid. p. 118-262; 622-663.

Varnes, D. J. 1978. Slope movements types and processes, en Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, Landslides analysis and control: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176, p. 9-33.

Varnes, D.J. 1988. Slope movements types and processes. En: Landslides. Analysis and control. 5th printing. Schuster and Krizek Eds. Special Rep. 176. Trans. Reserarch Board. Nat. Academy of Sciences. UU.EE. Fifth Printing. Chapter 2.

Zavala, C. y Freije, H. 2000. Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia, un equivalente de la “crisis del Messiniano”?: Revista Geotemas, Sociedad Geol´ogica de Espana, v. 1, p. 217-221.

Zavala, C. y Freije, H. 2005. Geología de los acantilados. En: Masera, R., Lew, J., y Serra Peirano, G. (eds.), Las mesetas patagónicas que caen al mar: la costa rionegrina. Viedma, Argentina: Gobierno de Río Negro, p. 187-197.

Zavala, C., Abrameto A., Azúa G., Freije H., Inchenromn Ch. y Ponce J. 2000. Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor – Bahía Rosa (Formación Río Negro, Mioceno – Plioceno). Provincia de Río Negro. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Resúmenes p. 186-187.

Zinsmeister, W. J., Marshall, L. G., Drake R. E. y Curtis, G. H. 1981. First radioisotope (Potassium-Argon) age of marine neogene Rionegro beds in Northeastern Patagonia, Argentina. Science 212: p. 440.