



Universidad de Oviedo

TRABAJO FIN DE MÁSTER

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

**ANÁLISIS DEL RETROCESO DE LA
COSTA CANTÁBRICA EN EL
ENTORNO DEL CABO PEÑAS**

Autora: Andrea Ferrer Serrano

Tutora: Laura Rodríguez Rodríguez

Cotutora: María José Domínguez Cuesta

Junio de 2019



Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Universidad de Oviedo



D. Andrea Ferrer Serrano, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “Análisis del retroceso de la costa cantábrica en el entorno del Cabo Peñas”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 17 de Junio de 2019

Fdo. Andrea Ferrer Serrano

La Dr. Laura Rodríguez Rodríguez, investigadora del Laboratoire de Géographie Physique (UMR8591) del CNRS, y la Dr. María José Domínguez Cuesta Profesora Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirman que han tutelado el trabajo “Análisis del retroceso de la costa cantábrica en el entorno del Cabo Peñas”, realizado por D. Andrea Ferrer Serrano, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 17 de Junio de 2019

Fdo. Laura Rodríguez Rodríguez

Fdo. María José Domínguez Cuesta



INDICE

Resumen

Abstract

1. Introducción y objetivos	2
2. Situación geográfica	6
3. Contexto geológico	7
4. Metodología	11
4.1. Recopilación de información cartográfica.....	11
4.2. Fotointerpretación	11
4.3. División de la zona de estudio en tramos.	12
4.4. Elaboración de un Modelo Digital de Elevaciones a partir de imágenes LIDAR	14
4.5. Elaboración de Modelos Digitales del Terreno derivados del MDE.....	15
4.6. Cartografía geomorfológica a escala 1:5000 y digitalización en ArcGIS	17
4.7. Cartografía geomorfológica a escala 1:1000 en la punta de Podes	20
4.8. Análisis de perfiles longitudinales de valles colgados	21
4.9. Trabajo de Campo. Levantamiento de estaciones geomecánicas	22
4.10. Elaboración de modelos de dinámica de los acantilados.....	24
5. Resultados y discusión	25
5.1. Descripción general de los tramos y MDT.....	25
5.2. Descripción de la cartografía geomorfológica	30
5.2.1. Formas asociadas a la dinámica litoral	30
5.2.2. Formas de gravedad.....	35
5.2.3. Formas de origen mixto.....	41
5.2.4. Formas fluviales	42
5.3. Evolución general de la costa de la zona de estudio	43
5.4. Análisis de perfiles longitudinales de valles colgados	57
5.5. Mapa geomorfológico de la punta de Podes.....	60
5.6. Evolución de la costa en la punta de Podes.....	65
5.7. Estudio de estaciones geomecánicas	68
5.7.1. Estación E-1	68
5.7.2. Estación E-2	69
5.7.3. Estación E-3	69



5.8. Propuesta de modelos sintéticos de dinámica de acantilados.....	73
5.8.1. Modelo A de evolución de acantilados	74
5.8.2. Modelo B de evolución de acantilados.....	76
6. Conclusiones	78
7. Bibliografía	79
Anexos	83
Anexo 1. Cartografía geomorfológica general	84
Anexo 2. Rasa	85
Anexo 3. Acantilados activos.....	86
Anexo 4. Frentes de acantilado activo.....	87
Anexo 5. Plataformas de abrasión.....	88
Anexo 6. Depósitos de origen mixto	89
Anexo 8. Cicatrices	91
Anexo 9. Flujos superficiales	92
Anexo 10. Movimientos complejos.....	93
Anexo 11. Valles colgados.....	94



Resumen

La costa Asturiana es fundamentalmente rocosa y acantilada y se ve sometida a constantes procesos de erosión fundamentalmente vinculados a la dinámica litoral y la acción de la gravedad. En este trabajo se han descrito y analizado los diferentes elementos geomorfológicos que aparecen en la zona del entorno del Cabo Peñas con el objetivo de entender cuáles son los mecanismos que actúan en esta zona y cuantificar el retroceso de los acantilados en la costa asturiana.

El estudio se ha realizado en un tramo de costa de 36,9 km en el entorno del Cabo Peñas (Gozón, Asturias). Se ha elaborado una cartografía geomorfológica general a escala 1:5.000 a partir de una combinación de datos de campo y fotointerpretación a través de fotogramas PNOA de los años 2006, 2009, 2011 y 2014 y de imágenes de satélite disponibles en Google Earth. Además, se ha realizado una cartografía de detalle a escala 1:1.000 en la punta de Podes en la parte occidental de la zona de estudio. Los datos adquiridos se han complementado con la elaboración y análisis de Modelos Digitales del Terreno (MDT) de pendientes, orientación y curvatura. Otros análisis complementarios, incluyen los valles colgados identificados en la zona de estudio y el análisis cinemático de los datos obtenidos en tres estaciones geomecánicas.

Los resultados obtenidos muestran que, dentro de la heterogeneidad litológica y morfológica del entorno del Cabo Peñas, predominan los procesos de gravedad, en concreto, desprendimientos, vuelcos, flujos y deslizamientos (superficiales y profundos). Además se observa que los acantilados de mayor pendiente orientados al Oeste y con sustrato rocoso calcáreo son los que están sometidos a una mayor erosión y desarrollan movimientos en masa de mayores dimensiones. Se ha analizado el retroceso en los acantilados desde el año 2006 hasta el 2017, habiéndose obtenido una tasa de retroceso media para ese periodo de 0,57 m/año. El análisis de los perfiles longitudinales de los valles colgados muestra que el punto de desembocadura actual se encuentra elevado hasta 40 m.s.n.m y a una distancia media de 165 m del punto de desembocadura original, siendo mayor en la vertiente Oeste. El estudio de las estaciones geomecánicas indica que la rotura en cuña es la predominante en ciertas áreas de los acantilados.

Se propone un modelo idealizado para explicar la evolución de los acantilados distinguiendo cuatro tipos sintéticos de acantilados, en función de los elementos geomorfológicos de litoral que los constituyen.



Abstract

The Asturian coast is basically rocky and cliffy, so it is subject to constant erosion processes. These processes are mainly linked to coastal dynamics and “land-mass wasting” or down slope movement of materials due to direct influence of gravity. In this work we have described and analysed the geomorphological processes that modelled the area around Cabo Peñas with the aim of understanding the mechanisms that act in this region and quantify the cliff’s retreat in asturian coast.

This study focuses on a 36.9 km stretch of coastline around Cabo Peñas (Gozón, Asturias). A general geomorphological cartography map at 1:5000 scale has been elaborated from combining fieldwork and interpretation of aerial imagery of 2006, 2009, 2011 and 2014 years from PNOA as well as satellite imagery available in Google Earth. Besides a detailed geomorphological map was produced at 1:1000 scale for the Podes headline, to the West of Cabo Peñas. The acquired data has been complemented elaborating and analysing slope, orientation and curvature Digital Terrain Models (DTM). Complementary studies included the hanging valleys identified in the study area as well as the kinematic analysis of data obtained from geomechanical stations.

Results presented here suggest that within the lithological and morphological heterogeneity of the surroundings of Cabo Peñas, land-mass wasting processes are dominant being outstanding the development of detachments, turns and landslide landforms (superficial and deep). Besides erosion rates are higher in areas combining steep slope gradient, western orientation and whose bedrock is made up by calcareous rocks, being also those developing mass movements of greater volumes. The cliff’s retreat has been analysed since 2006 to 2017, obtaining a media retreating ratio of 0,57 m/year. The longitudinal profile analysis of hanging valleys shows a maximum of 40 m over the sea level of the outlet basin that it is situated at a media of 165 m from the original outlet media, being higher in Western margin. The study of the geomechanical stations indicates that the predominant rupture in certain areas of the cliffs is in wedge-type.

A model is proposed here to explain cliff evolution distinguishing of four types of synthetic cliffs according to the geomorphological elements of the coastline that constitute them.



1. Introducción y objetivos

La costa se define como el área de transición entre el medio marino y el medio terrestre. En la Tierra estos dos medios interactúan en la línea de costa cuya extensión total es de 1.634.701 km (Burke et al., 2001). Las zonas costeras se distribuyen alrededor de todo el mundo resultando en una amplia variedad de tipos de costa cuyas diferencias se basan fundamentalmente en las características geomorfológicas, el clima y la biomasa; así, según Schwartz (2005) se pueden dividir en: costas suaves, rocosas y acantiladas, llanuras costeras, plataformas costeras y humedales (deltas, estuarios, marismas). Las costas se han visto involucradas en las actividades humanas desde hace milenios hasta la actualidad, esto es debido a las múltiples oportunidades en cuanto a producción (pesca, cultivo), comercio (puertos) y ocio que ofrece este medio. Esta misma relación costa/actividad humana hace que las costas y los ecosistemas costeros formen parte de los espacios naturales que sufren mayor impacto humano.

En España, la costa cantábrica en general y la asturiana en particular, presenta una tendencia general O-E que, en detalle, es recortada con numerosos entrantes y salientes. Es principalmente rocosa y acantilada, además de abrupta con una longitud total de 391,85 km (Flor et al., 2014). La morfología del perfil litoral se adapta a la gran variabilidad de rocas aflorantes que lo componen (Flor et al., 2014). El tipo de rocas que componen el litoral asturiano permiten dividirlo en tres tramos: la costa occidental, compuesta por materiales siliciclásticos paleozoicos; la costa central, que presenta rocas paleozoicas y mesozoicas de naturaleza mixta; y la costa oriental, con calizas carboníferas. Por otra parte, hay zonas de aporte sedimentario que generan estuarios, playas (arena y grava) y sistemas dunares. La mayoría de los aportes siliciclásticos se atribuyen a sistemas fluviales, mientras que los aportes formados por bioclastos calcáreos proceden de los propios acantilados. La costa asturiana en general culmina en superficies planas de erosión (rasas) que son antiguas plataformas de abrasión emergidas con una altura máxima de 285 m.s.n.m y cuya formación se atribuye a levantamientos tectónicos en el Cenozoico (Flor y Flor-Blanco, 2014). Son superficies casi planas con una ligera inclinación hacia la costa que han sido modeladas por la abrasión marina cuando aún se encontraban sumergidas y que se estructuran en distintos niveles a lo largo de la costa cantábrica (Flor, 1983; Mary, 1983; Hoyos, 1989; Flor y Peón, 2004; Jiménez-Sánchez et al., 2006; Álvarez-Marrón et al., 2008; Moreno et al., 2009; Adrados, 2011; Flor et al., 2014; Domínguez-Cuesta et al., 2015; Ballesteros et al., 2017; Domínguez-Cuesta et al., 2019).

En Asturias el clima es oceánico, lluvioso y con contrastes de temperaturas moderadas, especialmente en la costa. Las precipitaciones son uno de los elementos más diferenciados en el clima asturiano, dependen de la dirección de la que provenga el viento, siendo los de dirección Oeste y Noroeste los que suelen generarlas (Felicísimo, 1992). El viento en el litoral asturiano es estacional, en invierno tiene dirección SO y en verano NE. El conjunto del viento y las



precipitaciones procedentes del Norte, forman borrascas que suelen, a su vez, provocar temporales de gran importancia en la región.

Asturias es una región con gran patrimonio arqueológico se han encontrado restos desde el paleolítico en forma de cuevas en el litoral hasta evidencias y restos de poblados fortificados instalados en cabos y penínsulas de la costa, además se han identificado fosos y muros en zonas menos protegidas por el mar (Camino Mayor, 1995).

Por otro lado, Asturias cuenta con casi un 20% de su superficie protegido para garantizar su conservación bajo alguna de las figuras de protección de ámbito internacional, nacional o de la Red Regional de Espacios Naturales Protegidos (RRENPN). En lo que se refiere al ámbito costero, estos espacios protegidos se incluyen dentro de parques naturales, reservas de la biosfera, reservas naturales, paisajes protegidos y monumentos naturales. Otras figuras de protección importantes que forman parte de la Red Natura 2000 y que se han aplicado al territorio asturiano son los Lugares de Interés Comunitario (LIC) y las Zonas de Especial Protección para las Aves (ZEPA). En la costa asturiana se pueden encontrar varias de estas figuras de protección, principalmente las pertenecientes a la Red Natura 2000 (Gobierno del Principado de Asturias).

El litoral constituye un área de interés industrial y turístico importante en la región debido a los recursos naturales del entorno y la existencia de zonas de interés natural protegido (Domínguez-Cuesta et al., 2018). La ocupación del territorio de la costa asturiana está reservada principalmente para uso residencial y para uso agrícola (Sistema de Información Territorial y la infraestructura de datos espaciales del Principado de Asturias, SITPA). Las poblaciones se distribuyen a lo largo de la costa tanto en municipios de gran tamaño y demografía como en pequeñas aldeas, siendo estas últimas las predominantes en el litoral. El uso del suelo no residencial se reserva para actividades agrícolas y pasto ganadero. Por otro lado, las infraestructuras más destacables en la costa asturiana son caseríos, pueblos y ciudades, puertos... así como las redes de transporte que comunican la costa con el resto del territorio.

Debido a la gran heterogeneidad litológica de la costa asturiana, la morfología de los acantilados que la conforman es muy variable y, de igual manera, las formas estructurales y los mecanismos de geodinámica externa a los que se ven sometidos son diversos. Uno de los factores que determinan su morfología y evolución y que se reconoce en gran parte de la costa, es el desarrollo de inestabilidades de ladera entre las que destacan deslizamientos, desprendimientos y vuelcos. La acción de la gravedad, junto con otros factores como son el oleaje, viento o las precipitaciones hacen que los acantilados se vean sometidos a una constante erosión que a su vez genera un retroceso de los mismos hacia continente. La actividad geomorfológica en las zonas costeras junto con el incremento en la ocupación del territorio y en la presión ejercida sobre dichas zonas ha incrementado el interés por conocer su evolución en los últimos años. La costa asturiana y su evolución ha sido objeto de estudio de



numerosas investigaciones a lo largo de los años (Flor y Flor-Blanco., 2005; Flor *et al.*, 2014; Díaz-Díaz *et al.*, 2016). Su interés reside en la gran problemática que implica la erosión del litoral tanto en costas bajas constituidas por playas, dunas y, estuarios o deltas, como en costas acantiladas. Sin embargo, estas últimas, hasta el momento han sido menos estudiadas, puede ser debido a que la interacción del ser humano con estas costas es más limitada y por tanto su evolución no supone un riesgo inmediato para la población. En enero de 2018 se puso en marcha el proyecto de investigación: “INEstabilidad de laderas como indicador del retroceso de la COSTa cantábrica: caracterización multidisciplinar, COSIINES, (CGL2017-8390-R)”, de la Convocatoria 2017 de Proyectos RETOS financiada por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (MINECO), la Agencia Estatal de Investigación (AEI) y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). Este proyecto tiene como objetivo caracterizar cualitativa y cuantitativamente el retroceso costero de la costa asturiana, utilizando como indicador las inestabilidades de ladera en acantilados. Para ello, se han tomado como áreas piloto de estudio tres sectores que, en conjunto, suman unos 60 km de la costa de Asturias. De occidente a oriente son: Luarca (10,4 km), Cabo Peñas (36,9 km) y Tazonés (13,5 km).

Este trabajo se ha centrado en el estudio de la zona del Cabo Peñas. El Cabo Peñas y su entorno (36,9 km de costa) se encuentra en la costa central asturiana, caracterizada por tener una litología mixta de rocas siliciclásticas y calcáreas lo que confiere una morfología muy recortada a la costa. La mayor parte de esta zona de costa está formada por acantilados rocosos, abruptos de alturas que varían entre los 15 y 100 m. El territorio del Cabo Peñas y alrededores se encuentra bajo las figuras de protección LIC y ZEPA, además en esta zona se pueden hallar yacimientos arqueológicos, como el de El Castiellu en la punta de Podes (Camino Mayor, 1995; Jiménez-Sánchez y Ballesteros, 2017). En el entorno del Cabo Peñas no existen grandes núcleos urbanos, en general, se caracteriza por la existencia de pueblos y caseríos. Los mayores núcleos urbanos se sitúan al Este donde, además, se localizan las mayores áreas e infraestructuras portuarias.

Pese a ser una zona muy estudiada en la literatura (Julivert, 1976; Perroud, H, 1983; Truyols y Julivert, 1976; Flor, 1979) tanto geológica como de carácter más general, se carece de un conocimiento profundo de los acantilados que componen el Cabo Peñas y su entorno, así como de su evolución a lo largo del tiempo. En este contexto se ha planteado este trabajo que pretende avanzar en el conocimiento y dar visibilidad a la problemática que se está ocasionando en la costa central de Asturias debido al retroceso de los acantilados e intentar determinar los mecanismos que lo provocan.



Los objetivos concretos que se persiguen en este Trabajo de Fin de Máster son:

- Caracterizar geomorfológicamente el entorno del Cabo Peñas
- Analizar la evolución y retroceso de los acantilados desde el año 2006 hasta el año 2017
- Interpretar los mecanismos que generan el retroceso de dichos acantilados.

2. Situación geográfica

El área de estudio se encuentra en la costa central de Asturias, en el entorno del Cabo Peñas, dentro del concejo de Gozón y constituye uno de los tres sectores estudiados en el proyecto COSINES, mencionado anteriormente, en concreto el sector central. Se extiende a lo largo de 36,9 km (Figura 1) desde la Playa de Xagó como su punto más occidental hasta la playa conocida como la Ensenada de Candás al Este. Incluye un tramo de costa de trazado Suroeste-Noreste (Playa de Xago-Cabo Peñas) y otro tramo Noroeste-Sureste (Cabo Peñas-Ensenada de Candás). Hacia el Oeste, cerca de Puerto Llampero se sitúa la punta de Podes, punto de interés esencial en este trabajo, ya que en ella se ha desarrollado un estudio más detallado.

Dentro de la zona de estudio no hay poblaciones de gran tamaño. Las mayores localidades se concentran al Este del Cabo Peñas, destacando Bañugues, Luanco, Antromero y Candás. Existen otros pequeños núcleos de población distribuidos a lo largo de la costa, tanto en zonas de playa como al borde de los acantilados como Verdicio, Puerto Llampero o Viado.

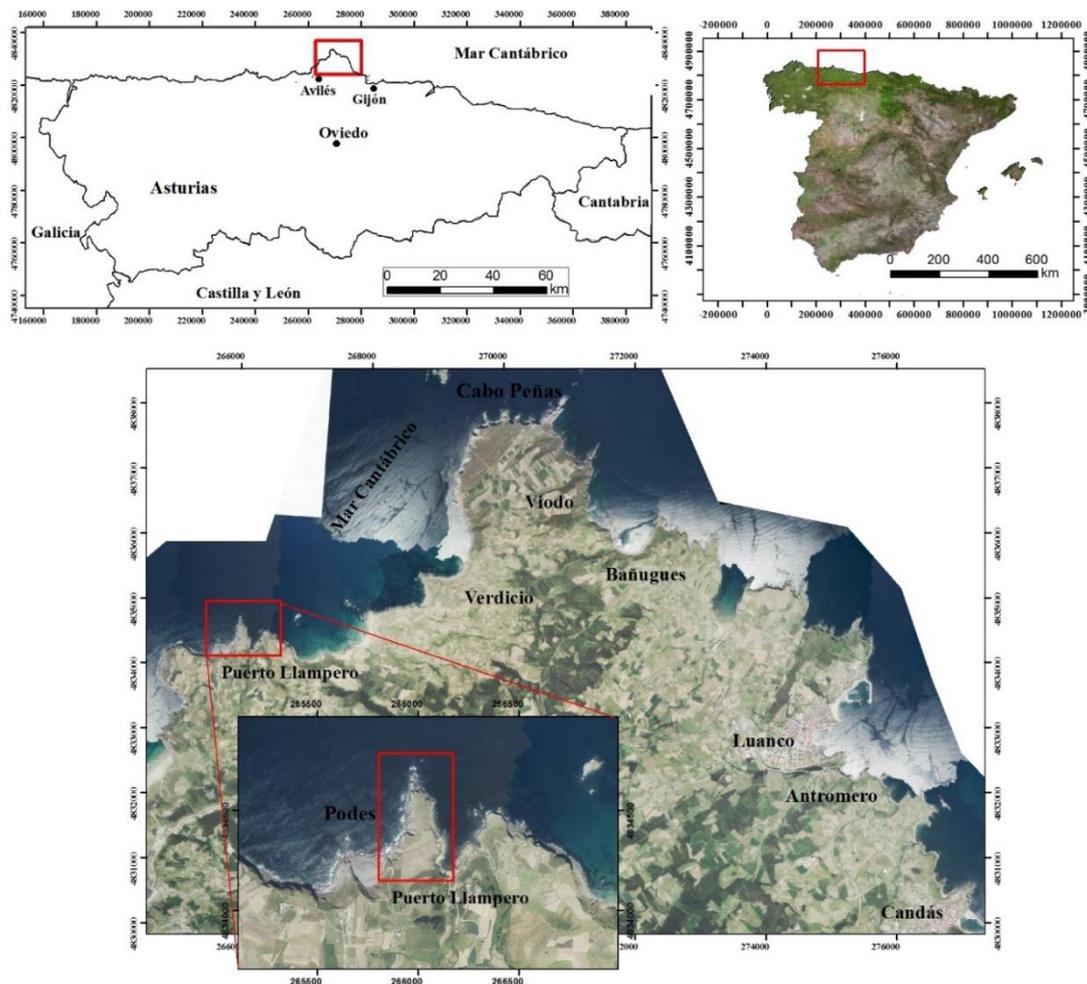


Figura 1: Situación geográfica de la zona de estudio



El clima en Asturias es oceánico húmedo, caracterizado por precipitaciones que suelen ser constantes y bastante homogéneas a lo largo del año (Valdés et al., 2011), aumentando desde la costa hacia el interior (precipitación media anual de 1062 mm desde 1981 a 2010). Por otro lado, la temperatura es suave con valores de 13,3°C medios anuales entre 1981 y 2010 (según la Agencia Estatal de Meteorología), siendo en zonas montañosas donde se registran valores más bajos con respecto al resto de la región. Los vientos que afectan al Principado de Asturias son multidireccionales y estacionales. En invierno predominan los vientos de dirección SO y en verano NE, por lo que el modelado del relieve litoral es muy variable según la orientación de los acantilados. En cuanto a los temporales marítimos observables en la región, cabe destacar el factor del oleaje cuya dirección dominante es NO con alturas máximas de 1,7 m (Flor et al., 2014).

Todos los factores climáticos mencionados previamente, junto a una gran biodiversidad, hacen que en el entorno del Cabo Peñas se hayan declarado diversas figuras de protección estrechamente vinculadas a la costa. El Decreto 80/95, de 12 de mayo declaró a Cabo Peñas como paisaje protegido. La franja costera entre Cabo Busto y Luanco ocupa gran parte de la zona de estudio y en ella se incluyen, entre otras, las siguientes figuras de protección: Paisaje Protegido del Cabo Peñas (DL 80/95, de 12 de mayo), Lugar de Interés Comunitario (LIC) (ES0000318) y Zona de Especial Protección para Aves (ZEPA) (ES0000318). La costa central asturiana se incluye tanto en la Red Regional de Espacios Naturales Protegidos del Principado de Asturias (RRENPA) como en la red europea de espacios protegidos Natura 2000 (Gobierno del Principado de Asturias).

El Cabo Peñas constituye el punto más septentrional de la región asturiana. A unos 4 km al oeste se encuentra la punta de Podes, que presenta evidencias de ocupación en época prehistórica y posee un gran interés arqueológico. Según Camino (1995) y Álvarez Peña (2002) se trata de un castro o poblado costero con un sistema de defensa complejo o multivallado. Se distinguen fosos como forma de protección hacia el Sur y restos de una muralla hacia el Norte (que conserva su gran envergadura), además se encontraron gran cantidad de restos cerámicos en la zona (Álvarez Peña, 2002)

3. Contexto geológico

La zona de estudio se enmarca en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico (Julivert et al., 1973), en la denominada Región de Pliegues y Mantos (Julivert et al., 1973) y forma parte de la unidad de Somiedo (Alonso et al., 2009) (Figura 2A). La litología se compone de rocas siliciclásticas pertenecientes a edades del Paleozoico Inferior y Medio, y rocas carbonatadas del Paleozoico Superior y Mesozoico. Las estructuras de deformación que se encuentran en el entorno del Cabo Peñas se asocian con la Orogenia Varisca (Arbizu *et al.*, 2008), destacando un sinforme en cuyo núcleo afloran los materiales ordovícicos (Julivert *et al.*, 1973). En general se aprecian pliegues con dirección NE-SO los cuales vergen hacia el E y que a su vez



encuentran cortados por diversas fallas y cabalgamientos con una dirección similar (Figura 2B). Las estructuras de deformación correspondientes a la Orogenia Alpina son escasas, estando limitadas a algunas fallas de escaso o casi nulo desplazamiento (Arbizu *et al.*, 1997)

La sucesión paleozoica comprende rocas de todos los periodos exceptuando el Pérmico. Ocupando una superficie de 20,86 km² se reconocen las siguientes once formaciones:

Formación Cuarcita de Barrios (Ordovícico): se compone principalmente de cuarzoarenitas blancas masivas cuyo espesor varía entre 200 y 1000 m, (Comte, 1937; Aramburu y García-Ramos, 1993).

Formación Luarca (Ordovícico): constituida por una alternancia de areniscas, limolitas y/o pizarras negras (Barrois, 1882).

Formación Castro (Ordovícico): compuesta por alternancias de rocas vulcanoclásticas, limolitas y pizarras superpuestas por capas de basaltos (Radig, 1962; Aramburu y García-Ramos, 1993).

Formación Formigoso (Silúrico): formada por pizarras negras (Comte, 1937; Julivert y Truyols, 1973).

Formación Furada (Silúrico): caracterizada por estar compuesta por alternancias de areniscas ferruginosas y pizarras (Barrois, 1882; Julivert y Truyols, 1973).

Grupo Rañeces (Devónico): incluye las formaciones: Calizas de Nieva (sucesión de lutitas y calizas muy bioclásticas y fosilíferas dolomitizadas hacia techo), Dolomías de Bañugues (calizas dolomitizadas y dolomías), Calizas y Pizarras de Ferroñes (alternancia de calizas y fangos grises con gran contenido de fosiles) y Calizas y margas de Aguión (calizas y dolomías rojizas) (Vera de la Puente, 1989).

Formación Moniello (Devónico): se compone de calizas muy fosilíferas correspondientes a construcciones arrecifales (Barrois, 1882; Julivert y Truyols, 1973).

Formación Naranco (Devónico): sucesión de areniscas ferruginosas con alternancia de pizarras pardas o verdosas (Adaro y Junquera, 1916; Delepine, 1928, 1932; Julivert y Truyols, 1973).

Formación Calizas de Candás (Devónico): consiste en una serie de capas de calizas, areniscas, pizarras y margas que se intercalan en potencias de varias decenas de metros (Barrois, 1882; Julivert y Truyols, 1973).

Formación Piñeres (Devónico): está compuesta por areniscas ferruginosas con pequeñas alternancias de calizas bioclásticas (Radig, 1962)

Formación Barcaliente (Carbonífero), está formada por calizas grises oscuras fétidas laminadas y que forma parte de la denominada Caliza de Montaña (Zamareño, 1966).



Sobre los materiales Paleozoicos se observa una cobertera mesozoica discordante cuyos afloramientos se limitan a la zona oriental del mapa. Los materiales triásicos se reconocen en el municipio de Candás y ocupan un área de 49.275 m². Se trata de depósitos correspondientes a la serie germánica (Alberti, 1834), concretamente se observan el Bundsandstein (areniscas y arcillas rojizas) y el Keuper (arcillas y yesos versicolores), siendo el límite entre ellos difícil de distinguir (Ramirez del Pozo y Giannini, 1973). Los materiales cretácicos están representados al sureste de la playa de Antromero ocupando un área de 12.525 m² aproximadamente. Los materiales se sitúan discordantes sobre los materiales paleozoicos.

Los materiales más modernos corresponden a formaciones superficiales cuaternarias. Éstas se encuentran distribuidas por toda la zona de estudio y están constituidas fundamentalmente por depósitos marinos (playas, cantos), formas erosivas marinas (rasas) y formas fluviales relacionadas con la presencia de algunos valles de pequeña entidad.

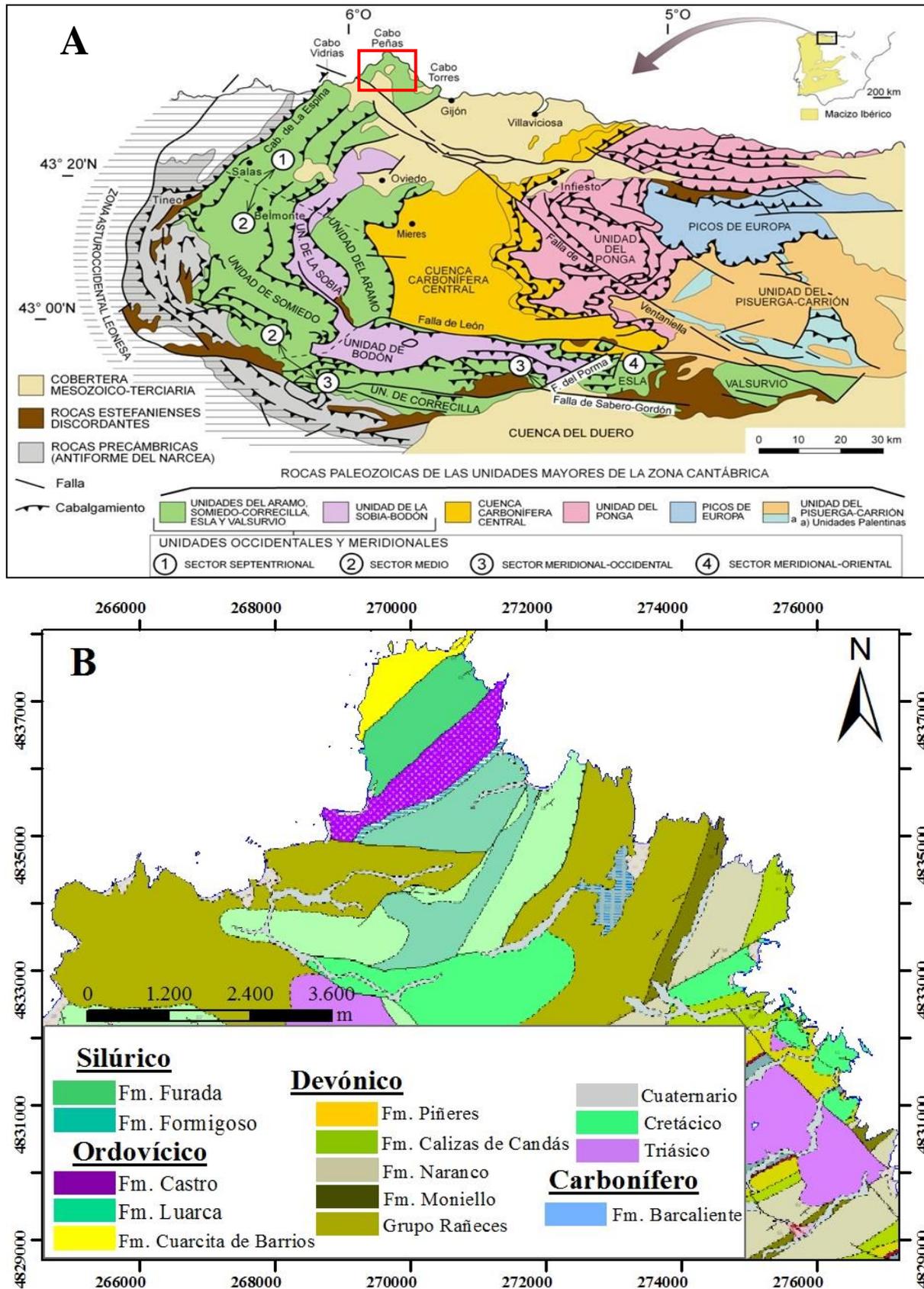


Figura 2: A) Situación geológica de la zona de estudio en el contexto de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico (tomada de Pérez-Estaún y Bea, 2004). B) Mapa geológico de la zona de estudio realizado a partir de Cartografía Geológica Digital Continua GEODE (Merino Tomé et al., 2013)



4. Metodología

La metodología llevada a cabo en este trabajo ha supuesto la realización de una serie de tareas que incluyen el desarrollo de trabajo de gabinete y de campo. Se resumen en el siguiente esquema y a continuación se explicarán en detalle.

- Recopilación de bases cartográficas previas
- Fotointerpretación
- División de la zona de estudio en tramos
- Elaboración de un Modelo Digital de Elevaciones a partir de imágenes LIDAR.
- Elaboración de Modelos Digitales del Terreno derivados del MDE
- Cartografía geomorfológica a escala 1:5.000 y digitalización en *ArcGIS*
- Cartografía geomorfológica a escala 1:1.000 en la punta de Podes y digitalización en *ArcGIS*
- Análisis de perfiles longitudinales de valles colgados
- Trabajo de campo. Levantamiento de estaciones geomecánicas
- Elaboración de modelos de dinámica de los acantilados

4.1. Recopilación de información cartográfica

En las primeras fases de este trabajo se realizó una búsqueda, recopilación y revisión de diferentes publicaciones relacionadas con la geología de la zona, estudios sobre dinámica de acantilados y procesos de gravedad. Además, se recopiló otra información de bases cartográficas y fotográficas como las ortofotografías aéreas (2017), ficheros LIDAR o fotografías aéreas, todas ellas a través de la página web del Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. En concreto, para la zona de estudio están disponibles fotografías de los años: 2006, 2009, 2011, 2014 y 2017 (Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA)).

Además, se utilizaron aplicaciones cartográficas y servidores de cartografía disponibles en internet, como Google *Earth* o Iberpix. Este tipo de herramientas han permitido realizar una revisión y reconocimiento exhaustivos de elementos geomorfológicos teniendo en cuenta la imposibilidad de acceder a muchas de estas zonas en el campo, pudiendo llegar a un nivel de detalle correspondiente a escala 1:1.000. Así, mediante Google *Earth* se pueden visualizar los acantilados desde distintas perspectivas obteniendo una visión 3D de los mismos, pudiéndose detectar las áreas de mayor actividad. Además, esta aplicación permite disponer de fotografías de diferentes momentos e ir hacia atrás en el tiempo para poder conocer la evolución de una parte determinada de la costa.

4.2. Fotointerpretación

Para poder llevar a cabo el reconocimiento preliminar de la zona de estudio, se imprimieron a escala 1:10.000 los fotogramas digitales correspondientes al vuelo del año

2017 del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) en el sistema de coordenadas UTM datum WGS84, huso 30 Norte. Dichas fotografías, procedentes del Instituto Geográfico Nacional (IGN), han sido proporcionadas en el marco del proyecto “COSINES”, mencionado anteriormente. Mediante el uso de un estereoscopio, se realizó una revisión de los 36,9 km de costa asturiana en el entorno del Cabo Peñas que constituyen la zona de estudio de este trabajo.

Esta revisión permitió obtener una visión global de la misma, identificar los elementos principales y distinguir tramos con diferente morfología y comportamiento en la zona de estudio.

4.3. División de la zona de estudio en tramos.

Al tratarse de una zona amplia, para tratar de facilitar el estudio en detalle de la misma, se dividió la costa en quince tramos diferentes. Los criterios que se siguieron para llevar a cabo dicha división fueron: la litología, la presencia de contactos tectónicos, la morfología de la línea de costa, el desarrollo y formas del acantilado y la presencia o no de valles colgados.

Una vez realizada la división sobre la fotografía aérea se procedió a digitalizarla en *ArcGIS*. Para ello, previamente se descargó el *shapefile* correspondiente a la línea de costa del centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional (IGN); una vez visualizada en *ArcGIS* se editó para eliminar toda la información innecesaria para este estudio, además, se corrigió en muchos puntos de la zona (por ejemplo en Cabo Peñas) había desajustes entre la línea de costa y la ortofoto. Este desfase consistía en el desplazamiento hacia el Oeste de gran parte de la línea de costa, con el resultado de una superposición de la misma sobre áreas que no constituyen el límite de la costa (Figura 3).



Figura 3: Ejemplo de desajuste de la línea de costa descargada del Centro de Descargas del CNIG en el Cabo Peñas.



Una vez editada la línea de costa, se definió el área de interés para este estudio mediante la herramienta *Buffer (Analysis Tools/Multiple Ring Buffer)* en torno a dicha línea a una distancia de 1000 metros, generando así una capa poligonal. A continuación, se generó una nueva capa lineal en la que se definieron los límites de los tramos de la costa siguiendo los criterios previamente mencionados y situándolos de forma perpendicular a la línea de costa y al *buffer*. Después, se unió el *shapefile* de la línea de costa con la capa que contenía el recorte (*buffer*); debido a que la primera contenía información de tipo línea, fue necesario pasarla a tipo polígono mediante la herramienta *Feature to Polygon (Data Management Tools/Features)*. Así, utilizando la herramienta *Merge (Data Management Tools/General)*, se unieron las dos capas generando un *shapefile* poligonal.

El siguiente paso fue unir este último *shapefile* con la capa de líneas que contenía el límite de los tramos, para ello una vez más se transformó el *shapefile* con la información de la costa y el *buffer* de 1000 m en lineal usando la herramienta *Feature to Line (Data Management Tools/Features)*. Finalmente se unieron las capas de la línea de costa y el *buffer* de 1000 m junto con la capa de los límites de tramos del mismo modo que en el caso anterior, haciendo uso de la herramienta *Merge (Data Management Tools/General)*; por último, se pasó a polígono mediante *Feature to Polygon (Data Management Tools/Features)* generando de esta manera una serie de recintos que serían los diferentes tramos definidos.

Los quince tramos en los que se ha dividido la zona se nombraron con las letras de la A a la Ñ comenzando desde el Oeste (Figura 4). El tramo A se ha delimitado teniendo en cuenta el desarrollo y la morfología de la costa. El tramo B es amplio y se caracteriza por la formación de movimientos en masa y la propia forma del litoral. Por otra parte, los tramos C y D se han delimitado por el desarrollo de las laderas y la presencia de playas y formas antrópicas. El tramo E limita al Norte con una falla que marca el cambio de litología de rocas devónicas a ordovícicas, y al Sur por el desarrollo de acantilados de poca altitud. El tramo F se ha limitado en tres zonas distintas, al Suroeste limita con la falla mencionada anteriormente, al Norte se ha delimitado con el cambio de litología neto entre rocas vulcanoclásticas y rocas siliciclásticas (Fm. Barrios); mientras que al Este limita por un cabalgamiento que implica un cambio de litología (rocas vulcanoclásticas y siliciclásticas a rocas calcáreas). El tramo G abarca todo el afloramiento de la Formación Barrios. Siguiendo por el Este, el tramo H se ha limitado al norte por un cabalgamiento y al sur por el cambio de la litología (rocas calcáreas del Grupo Rañeces). Los límites de los tramos I y J se han definido por el cambio de formación rocosa, así como de la propia morfología del litoral. El tramo K se ha diferenciado por ser una zona muy antropizada. El tramo L se ha distinguido teniendo en cuenta la morfología de los acantilados, siendo una zona con poco desarrollo de los mismos. Los tramos M y N limitan hacia el interior por una falla que separa materiales paleozoicos de mesozoicos. Finalmente, el tramo Ñ se sitúa en el extremo oriental de la zona de estudio y se caracteriza por la presencia de materiales triásicos.

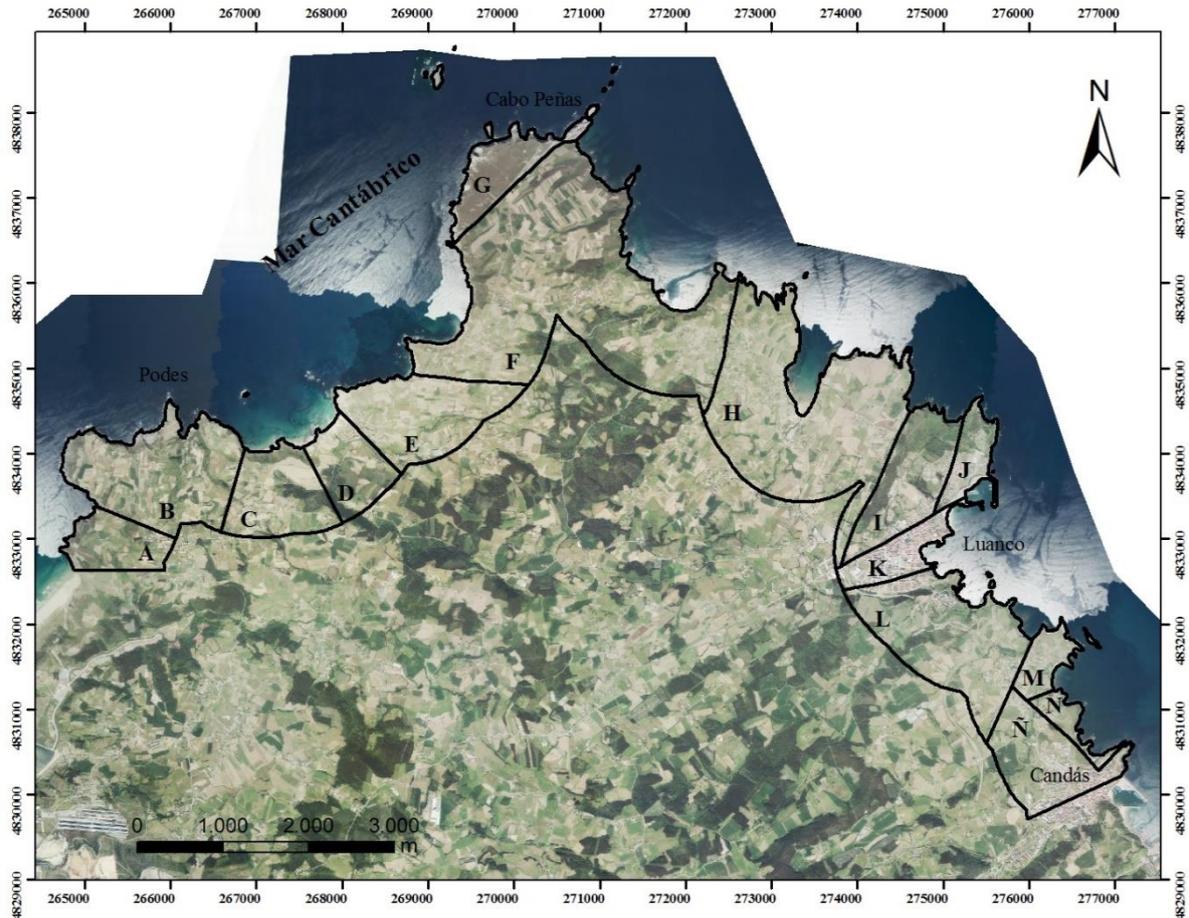


Figura 4: Distribución de los 15 tramos en los que se ha dividido la zona de estudio

4.4. Elaboración de un Modelo Digital de Elevaciones a partir de imágenes LIDAR

Para poder generar un modelo digital de elevaciones (MDE) lo más detallado posible, se descargaron los 67 ficheros LIDAR (formato *.laz*) del Centro de Descargas CNIG que abarcaban el área a tratar. Posteriormente se aplicaron una serie de procesos en ArcGIS para eliminar el efecto de la vegetación y poder disponer de un MDE lo más preciso y ajustado posible al terreno. El protocolo aplicado sigue los siguientes pasos: 1) Descargar la última versión de *lastools* para ArcGIS. 2) Añadir *lastools* a ArcToolBox. 3) Descomprimir *.laz* (para pasar al formato *.las*) mediante *laszip*. 4) Crear un nuevo *lasdataset* en ArcCatalog y añadir los ficheros que sean necesarios (*Add files*). Es necesario tener en cuenta el *Point Spacing* ya que determinará el tamaño de pixel del Modelo Digital de Elevaciones. Para este trabajo se utilizó un espaciado de 2 px (metros). 5) Abrir la barra de herramientas de *LasDataset* en ArcMap y cargar en la Tabla de Contenidos de ArcMap el nuevo *LasDataset* creado. Para eliminar la señal de la vegetación y evitar interferencias en el modelo de elevaciones debe aplicarse el filtro *Ground*. 6) Ejecutar el comando *LAS Dataset to Raster* seleccionando el tipo de interpolación *Triangulation* y definiendo el *sampling value* como 2 para obtener la



resolución del MDE como raster. De este modo se ha podido elaborar el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con tamaño de celda 2 x 2 m, que es el que se ha utilizado en este trabajo.

4.5. Elaboración de Modelos Digitales del Terreno derivados del MDE

A partir del MDE, aplicando diferentes comandos basados en algoritmos matemáticos, se generaron cuatro modelos derivados: de sombreado, de pendientes, de orientaciones y de curvatura.

Para crear el modelo de sombreado se utilizó la herramienta *Hillshade* de la sección llamada *Raster surface* de la caja de herramientas *3D Analyst Tools*. Este MDT facilita la visión tridimensional del relieve, al representar la superficie en escala de grises.

El modelo de pendientes se elaboró utilizando la herramienta *Slope* incluida en *ArcToolBox* de *ArcGis 10.5* en el apartado de *Spatial Analyst Tools/Surface*. Una vez generado el modelo, se procedió a definirlo dentro de los límites del trabajo. Para ello, se realizó un recorte mediante la herramienta *Extract by Mask (Spatial Analyst Tools/Extraction)*, como área a la que se iba a limitar se utilizó el *shapefile* de la línea de costa junto con los tramos en los que se había dividido la costa. Con el modelo recortado, el siguiente paso fue la obtención de la tabla de datos estadísticos y morfométricos. Como se querían obtener los datos en cada tramo de la costa, hubo que transformar el *shapefile* poligonal de la costa y los tramos de costa a raster usando la herramienta *Polygon to Raster (Conversion Tools/To raster)*. Después se utilizó la herramienta *combine (Spatial Analyst Tools/Local)*, para unir el raster de la costa y los tramos de la misma con el modelo digital de pendientes recortado previamente. De esta manera se consiguió unir la información de la tabla de atributos de ambos raster. Seguidamente, con la herramienta *Zonal Statistics as a Table (Spatial Analyst Tools/Zonal)*, se obtuvo la tabla de datos morfométricos y estadísticos del modelo de pendientes, de cada uno de los tramos de la costa definidos previamente. A continuación, se realizó el mismo proceso pero aplicado únicamente al área limitada por la línea de costa y la rasa. De esta manera, se utilizó la herramienta *Merge (Data Management Tools/General)* para unir la línea de rasa junto con la línea de la costa, aunque anteriormente fue necesario transformar la línea de rasa en una capa poligonal con la herramienta *Feature to Polygon (Data Management Tools/Features)*; para, después, transformarla en una capa raster por medio de la herramienta *Polygon to Raster (Conversion Tools/To raster)*. Una vez unidas las dos capas se procedió a combinarlas junto con la capa en la que se habían definido los tramos de la costa, para ello se usó la herramienta *Combine (Spatial Analyst Tools/Local)*. Por último, se combinó el modelo de pendientes con la capa que incluye los tramos de costa y la rasa para obtener un modelo digital de pendientes limitado por los acantilados de la zona de estudio, ello permitió unificar la información de todas las capas utilizadas en una única tabla de atributos. Finalmente, al igual que se ha explicado en el párrafo anterior, se obtuvo la tabla de datos morfométricos y estadísticos aplicados a los acantilados.



Posteriormente se generó un raster de pendientes limitado a la punta de Podes. Para ello, se generó una nueva capa (*Shapefile*) en la que definió el área que ocuparía la zona de Podes. Seguidamente se recortó el modelo de pendientes general realizado previamente con la herramienta *Extract by Mask (Spatial Analyst Tools/Extraction)* de forma que quedase limitada por el área de Podes. Una vez aislado el modelo, se observó que contenía demasiados datos que impedían ver las características propias del área a estudiar así que se reclasificó (*Spatial Analyst Tools/Reclass/reclassify*) en cinco únicas clases según la inclinación de la pendiente y la probabilidad de que se produzcan procesos de gravedad (Tabla I).

Tabla I: Reclasificación de pendientes en la punta de Podes.

Pendientes (°)	Probabilidad
< 10	Bajo
< 30	Medio
< 50	Medio - alto
< 70	Alto
>70	Muy alto

Para la realización del modelo de orientaciones, se utilizó la herramienta *Aspect* incluida en *ArcToolBox* de *ArcGIS 10.5* en el apartado de *Spatial Analyst Tools/Surface*. Con ella se obtuvo el modelo de orientaciones a partir del MDE definido previamente. Como en el caso anterior, se procedió a delimitarlo según la capa de la línea de costa y sus tramos, utilizando para ello la herramienta *Extract by Mask (Spatial Analyst Tools/Extraction)*. Debido a que el modelo que se genera por defecto en *ArcGIS* lo divide según su orientación según los puntos cardinales y sus derivados, se consideró hacer una reclasificación (*Spatial Analyst Tools/Reclass/Reclassify*) con los rangos que se recogen en la Tabla II para tener una mejor visualización y que fuera más intuitivo.

Tabla II: Reclasificación de los valores del mapa de orientaciones

Valores previos	Valores asignados	Orientación
0 - 67,5	1	Norte
67,5 - 157,5	2	Este
157,5 - 247,5	3	Sur
247,5 - 337,5	4	Oeste
337,5 - 360	5	Norte



El modelo de curvatura se obtuvo de la misma manera que en los casos anteriores. A partir del MDE de la zona de estudio y mediante la herramienta *Curvature* que se encuentra en el apartado *Spatial Analyst Tools/Surface*, se generó un modelo que indica si la superficie del terreno es más o menos curvo, permitiendo identificar aquellos lugares donde pueden existir depresiones, crestas etc... Como en el modelo de pendientes y el de orientaciones, se prosiguió con su delimitación según los tramos y la costa mediante *Extract by Mask (Spatial Analyst Tools/Extraction)*.

4.6. Cartografía geomorfológica a escala 1:5000 y digitalización en ArcGIS

La zona cartografiada se limita al área sometida a la acción de la dinámica litoral, en concreto los acantilados, entendiéndose por éstos laderas con pendientes muy pronunciadas que limitan hacia la costa por el propio océano y hacia el interior por las rasas marinas. Esta zona oscila entre los 10 y los 200 m desde la línea de costa. En algunos puntos el desarrollo del litoral es mayor (de 40 a 200 m desde la línea de costa hasta el la parte superior del acantilado), por tanto, el área que abarca la cartografía es más amplia y es posible diferenciar varias formas geomorfológicas, mientras que en otros lugares el área que ocupan los acantilados es menor (10- 20 m) y únicamente se pueden señalar un par de elementos diferenciables.

Para la elaboración de la cartografía geomorfológica, realizada a escala 1:5000 para toda la zona de estudio, se diseñó una leyenda que recoge tanto formas de erosión como formas de depósito agrupadas según el proceso dominante en su génesis: formas marinas, de gravedad y fluviales.

Cada conjunto mencionado anteriormente está compuesto por diferentes elementos geomorfológicos que se han representado mediante líneas o polígonos como se recoge en la Tabla III. El criterio seguido para la selección de estas formas fue la relación entre el desarrollo de formas de gravedad con la dinámica de la propia ladera o acantilado.



Tabla III: Elementos geomorfológicos reconocidos en este trabajo con indicación del tipo de representación geométrica en ArcGIS

Formas reconocidas		Elemento geomorfológico	Polígonos	Líneas
Dinámica litoral	Erosión	Rasa		X
		Plataforma de abrasión	X	
		Acantilado activo	X	
		Frente de acantilado activo		X
	Depósito	Depósitos indiferenciados	X	
Gravedad	Erosión	Cicatriz		X
		Ladera “en equilibrio”	X	
	Depósito	Movimiento en masa complejo	X	
		Flujo superficial	X	
		Depósitos indiferenciados	X	
Fluviales	Erosión	Valles colgados	X	

Para la identificación y clasificación de las diferentes formas geomorfológicas se han seguido una serie de criterios entre los que destacan: la pendiente de la ladera, el desarrollo de vegetación, cambios bruscos en la topografía, desarrollo de líneas cóncavas o convexas en los acantilados. Además, para trasladar la información al ArcGIS se utilizaron como base las ortofotos PNOA del año 2017 y el modelo digital de sombreado generado a partir de los ficheros LIDAR. Todo ello se completó con las observaciones realizadas durante las jornadas de campo y la continua revisión de evidencias geomorfológicas mediante *Google Earth*.

Aunque, como se ha mencionado, existen distintos niveles de rasa a lo largo de la costa cantábrica, en este estudio se ha diferenciado una única rasa marina; según Hoyos (1989) se trata de la superficie conocida como “La Rasa” y sería la de mayor continuidad a nivel regional. En el entorno del Cabo Peñas esta superficie se puede encontrar a una altura de unos 100 m s. n. m.

Otros de los elementos que conforman el conjunto de formas erosivas, y que tienen gran representación en este trabajo son los acantilados activos y el frente de acantilado activo. Se define acantilado como laderas abruptas que suelen presentar evidencias de erosión marina en la base (Vera, 2009). Acantilados activos se consideran todos aquellos que muestran evidencias de haber sufrido erosión reciente (falta de vegetación, depósitos en la base, desarrollo de flujos superficiales...). El frente de acantilado activo representa una línea que constituye la parte superior del escarpe del frente de acantilado.



Las plataformas de abrasión son superficies relativamente planas compuestas por el sustrato rocoso situadas aproximadamente al nivel del mar que se ven continuamente afectadas por el oleaje y las mareas. En muchos casos la visualización de las plataformas de abrasión se ve condicionada por la acción de las mareas, dependiendo del momento en el que se realice la fotografía respecto a la pleamar o bajamar. Debido a la erosión por la acción marina (oleaje, corrientes marinas), la superficie de la plataforma de abrasión puede presentar surcos paralelos a la dirección de los agentes erosivos.

Las formas de gravedad son todos aquellos elementos geomorfológicos que se pueden relacionar con algún tipo de movimiento de ladera. En las costas acantiladas es frecuente que se desarrollen movimientos en masa, debido a la inestabilidad que se produce en la base de los propios acantilados por acción del oleaje. Igual que en el caso de las formas marinas, se han dividido en formas erosivas y formas de depósito. Las cicatrices son las formas que se generan en la parte superior de la ladera o acantilado cuando tiene lugar un movimiento en masa. Suelen tener forma semicircular y normalmente se encuentran bastante verticalizadas además de sin vegetación. Por otro lado, se consideran como laderas “en equilibrio” aquellas partes de los acantilados que presentan una menor pendiente ($< 40 - 45^\circ$) que los acantilados activos, que no muestran evidencias de haber sufrido movimientos en masa recientemente y, en general, suelen estar recubiertas de vegetación.

Las formas de depósito en este caso se refieren a las acumulaciones en la base del acantilado cuando tiene lugar un movimiento en masa. En este trabajo se ha seguido la clasificación de los movimientos del terreno de Varnes (1978) que se puede ver en la Tabla IV:

Tabla IV: Clasificación de los movimientos en masa Varnes (1978).

Tipo de movimiento	Tipo de sustrato		
	Sustrato rocoso		Suelos
Caídas	Desprendimientos	Vuelcos	-
Deslizamientos	Rotacionales	Traslacionales	-
Expansión lateral			-
Flujos	Materiales sin consolidar		
	Debris flow (corriente de derrubios)		
	Colada de barro		
	-		Reptación
Complejos	Combinación de varios movimientos		

El modelado fluvial está constituido principalmente por los valles colgados. Estos se definen como valles tributarios situados a mayor altura que el principal, propios del relieve glaciar (Vera, 2009), también pueden formarse debido a la erosión diferencial. La erosión diferencial a gran escala que afecta la costa asturiana podría estar relacionada con el periodo



posglacial en el holoceno, durante la transgresión Flandriense cuyo máximo tuvo lugar hace 6000 años (Barragán, 2016; Flor y Cambor 1989).

Al tratarse de una cartografía general, y debido a la gran extensión de la zona, los depósitos que se han representado en el mapa geomorfológico no se han distinguido entre sí; sin embargo, se ha tratado de representar todos aquellos que tenían una mayor posibilidad de haber derivado de un movimiento por gravedad. A consecuencia de ello, la morfología y tamaño de los depósitos no es constante, en ocasiones se componen de bloques de gran tamaño (>2 m), diferenciables a la escala utilizada, y en otros puntos se trata de acumulaciones de tamaño menor (dm a cm) que no se pueden distinguir a la escala a la que se ha trabajado.

Una vez se adquirieron todos los datos geomorfológicos, se procedió a elaborar el mapa digital. Para ello se empleó el programa *ArcGIS* (versión 10.5) de ESRI. Se utilizaron conexiones a servicios *WMS* (*Web Map Service*), como el del Instituto Geográfico Nacional (IGN) para cargar las capas correspondientes a las ortofotos PNOA de máxima actualidad, con fecha agosto de 2017 y tamaño de pixel de 0,25 m. Igualmente se trabajó con el mapa geológico continuo 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España mediante una conexión *WMS*.

4.7. Cartografía geomorfológica a escala 1:1000 en la punta de Podes

Para la realización de la cartografía se ha seguido un procedimiento similar al de la cartografía general. En este caso, la escala a la que se trabajó fue de 1:1.000.

Los elementos geomorfológicos cartografiados se han dividido en dos grupos principales. El primero incluye las formas relacionadas con la dinámica litoral y está formado por la rasa, el acantilado activo y depósitos indiferenciados mientras que el segundo está formado por los elementos generados por procesos de gravedad como son: cicatrices, ladera “en equilibrio”, grietas, movimiento en masa complejo, flujo superficial, acumulaciones de bloques y gravas, y bloques. Como en la cartografía general, cada uno de ellos se ha representado con líneas o polígonos (Tabla V).



Tabla V: Elementos geomorfológicos reconocidos en la punta de Podes y formas geométricas con la que se han representado en ArcGIS.

Formas reconocidas		Elemento geomorfológico	Polígonos	Líneas
Dinámica litoral	Erosión	Rasa		X
		Acantilado activo	X	
	Depósito	Depósitos mixtos	X	
Gravedad	Erosión	Cicatriz		X
		Ladera “en equilibrio”	X	
		Grietas		X
	Depósito	Movimiento en masa complejo	X	
		Flujo superficial	X	
		Bloques	X	
		Acumulaciones	X	

Los distintos tipos de depósitos se han diferenciado según su génesis y tamaño. En la categoría de “bloques” se han considerado los depósitos originados por procesos de gravedad con un volumen mayor a 2 m de diámetro y pudiendo encontrarse tanto aislados como en agrupaciones. La categoría “acumulaciones” se refiere a los que presentan un diámetro inferior a 2 m teniendo su origen por procesos de gravedad.

4.8. Análisis de perfiles longitudinales de valles colgados

El análisis de los valles colgados se realizó mediante el programa *ArcGIS 10.5*, partiendo de la base del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) creado previamente. Se comenzó individualizando las cuencas hidrográficas correspondientes a los valles colgados diferenciados en la cartografía, para ello se crearon nuevas capas (*shapefiles*) en las que se definió el área de todas ellas mediante la función editar del programa. Una vez delimitadas las cuencas, se procedió a recortar el Modelo Digital de Elevaciones previo según estas cuencas, para ello se utilizó la herramienta *Extract by Mask (Spatial Analyst Tools/Extraction)*.

Con el MDE delimitado según el área de las cuencas, se obtuvo la dirección de flujo con la herramienta *Flow Direction (Spatial Analyst Tools/Hydrology)* de cada una de las cuencas para, posteriormente, conseguir el flujo acumulado (*Spatial Analyst Tools/Hydrology/Flow Accumulation*). De esta manera se pudo definir el cauce de las cuencas de los valles colgados. Seguidamente, se creó una nueva capa en la que se editaron estos cauces para tener una mejor visualización.

Una vez obtenidos el cauce y el MDE recortado, mediante la barra de herramientas de *3D Analyst*, se generaron los perfiles longitudinales de los valles. Para ello se tuvo que seleccionar en la barra de *3D Analyst Layer* los MDEs de las cuencas y realizar una interpolación de la altura con la herramienta *Interpolate Line* seleccionando en cada momento el cauce de la cuenca de la que se quería obtener el perfil. Después, con ayuda de la herramienta *Profile Graph*, se crearon todos los perfiles.



Finalmente, estos perfiles se pasaron a una hoja Excel con la que se procesaron para obtener la estimación de la pendiente así como el punto de desembocadura cuando estos valles aún aportaban agua al mar.

4.9. Trabajo de Campo. Levantamiento de estaciones geomecánicas

Se llevaron a cabo tres salidas de campo en las cuales se pudieron reconocer *in situ* los acantilados y su actividad. Durante el trabajo de campo se recorrió gran parte de la zona de estudio cartografiada a escala 1:5.000, así como la punta de Podes, en la que se ha realizado la cartografía a escala 1:1.000.

Se visitaron en el campo áreas en las que se pudieron reconocer evidencias de actividad geomorfológica. Por otro lado, se levantaron tres estaciones geomecánicas en dos áreas donde se habían observado dinámicas del acantilado características, utilizando estadillos proporcionadas por el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

El objetivo del estudio de estas estaciones geomecánicas fue entender como es el tipo de rotura o deslizamiento que se puede producir en esta zona. Para ello se ha realizado un análisis cinemático mediante la proyección estereográfica de los planos de discontinuidades, estratificación del talud y ángulo de fricción, con el fin de deducir si se pueden producir deslizamientos planares o en cuña.

En la proyección, la zona situada entre la ciclográfica del plano del talud y el círculo del ángulo de fricción es el área de inestabilidad donde es posible que se generen roturas o deslizamientos. En el caso de las roturas planares, si el plano de discontinuidad es subparalelo al talud, y se cumple que su buzamiento excede el ángulo de fricción (siendo menor que el buzamiento del talud) su línea de máxima pendiente caerá dentro del área de inestabilidad. En el caso de las roturas en cuña, se podrían producir siempre que la intersección de dos planos se sitúe dentro del área de inestabilidad.

Durante el trabajo de campo se recogieron datos de tres estaciones geomecánicas al Oeste de la zona de estudio (Figura 5), concretamente en el tramo B. Los puntos en los que se realizaron las estaciones son áreas en las que es necesario tener en cuenta la inestabilidad de las mismas dado que se están produciendo deslizamientos y vuelcos en todos ellos.

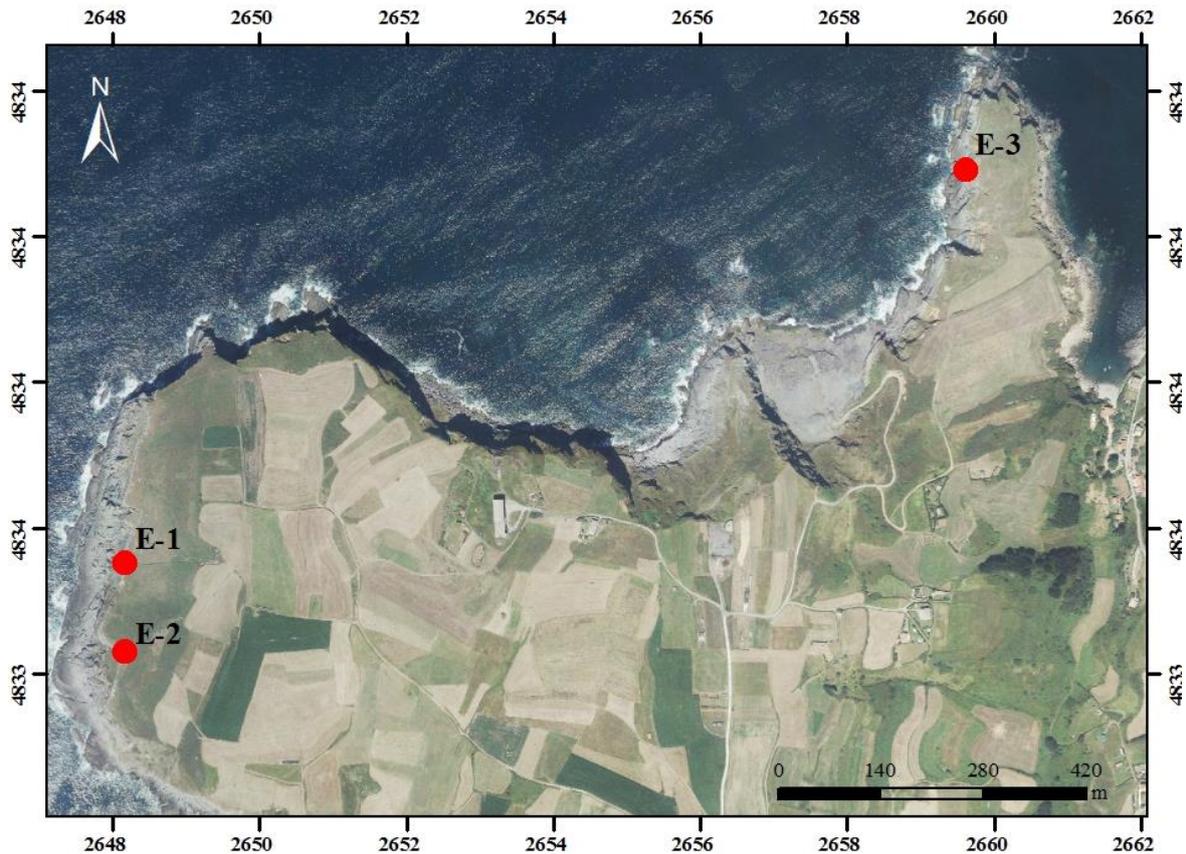


Figura 5: Ubicación de las estaciones geomecánicas realizadas en el entorno de la punta de Podes.

El estudio de las estaciones geomecánicas se ha basado principalmente en el test de Markland (1972), para llevar a cabo un análisis cinemático. Este análisis es puramente geométrico y examina los modos de rotura por medio de fallas o discontinuidades de un macizo rocoso con respecto a un talud existente. Teniendo en cuenta el macizo rocoso hay dos tipos de roturas principales que se pueden producir: rotura planar o rotura en cuña, para la primera de ellas el test de Markland indica una serie de condiciones que se tienen que cumplir para que se produzca la rotura del macizo rocoso: 1) La dirección de la discontinuidad debe ser subparalela a la dirección del talud $\pm 20^\circ$. 2) La discontinuidad debe buzarse más que su ángulo de fricción. 3) Deben existir superficies de separación sin resistencia al deslizamiento que conformen los límites laterales.

Para que se produzca rotura en cuña, las condiciones que se tienen que dar en el macizo rocoso deben ser las siguientes: 1) La inmersión de la intersección de los planos debe exceder el ángulo de fricción de la superficie. 2) Debe aflorar en la cara del talud. 3) Debe ser menor que el buzamiento del talud.

Para aplicar el test de Markland en proyección estereográfica, primero se representó el plano del talud y el círculo que representa el ángulo de fricción ($\phi = 35^\circ$), al proyectarlo se utilizó un círculo con radio $90 - 35$ y, a continuación, se fueron representando los distintos planos de discontinuidades, los planos de la estratificación (S0), así como sus polos.



Los datos obtenidos en campo se representaron en proyección estereográfica mediante el *Dips*. Posteriormente, se procedió a estudiarlos en detalle por medio de matrices.

4. 10. Elaboración de modelos de dinámica de los acantilados.

En la etapa final de este trabajo se ha llevado a cabo la realización de modelos sintéticos de dinámica de los acantilados, basándose en la información de la cartografía geomorfológica, así como todas las observaciones realizadas en el resto de análisis y llevados a cabo a lo largo del estudio de los acantilados del entorno del Cabo Peñas. Para su elaboración se utilizó el software libre de dibujo Inkscape, agregando capas de líneas y puntos hasta conseguir el modelo deseado.

5. Resultados y discusión

A continuación se exponen los resultados obtenidos en este trabajo. De entre ellos, cabe destacar la realización de dos mapas geomorfológicos, uno general y otro de detalle, a partir de los cuales se han derivado otros resultados mediante la aplicación de diversos análisis. Así, de forma complementaria, se ha profundizado en el estudio de algunos elementos que se consideran de interés, como los valles fluviales colgados y el comportamiento geomecánico de los macizos rocosos, mediante estaciones geomecánicas. Por último, se ha dedicado un apartado al análisis de los modelos de evolución por procesos geomorfológicos elaborados para este tramo de costa.

5.1. Descripción general de los tramos y MDT

Para llevar a cabo la realización del mapa geomorfológico de la zona se dividió en diferentes tramos atendiendo a las características explicadas en el apartado de metodología (Figura 6). Además, esta información se ha complementado con el análisis morfológico de los MDT realizados de la zona de estudio.

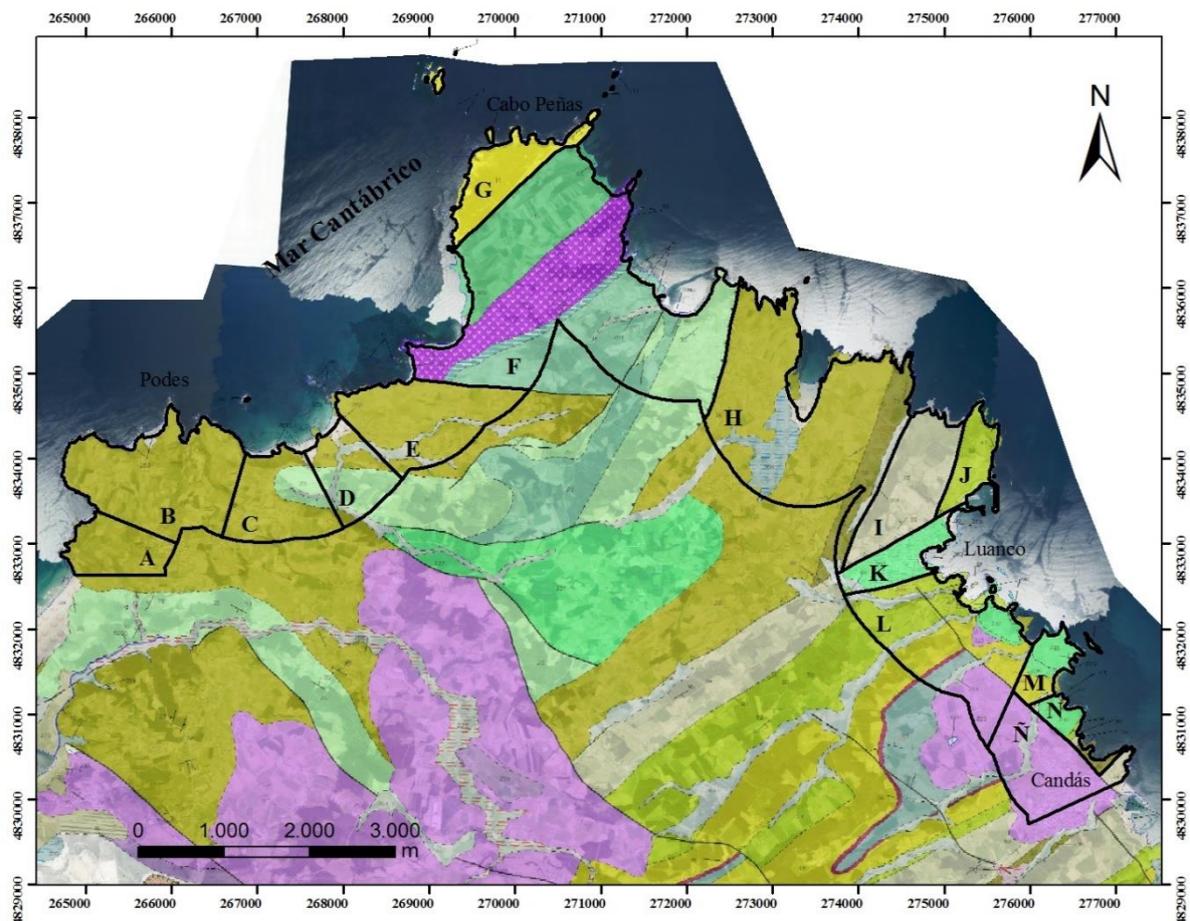


Figura 6: Zona de estudio dividida en tramos limitados por la línea de costa superpuesta a la cartografía geológica (ver leyenda geológica en Figura 2).



Para el estudio morfológico de la zona de estudio se han analizado tres modelos digitales del terreno (MDT): modelo digital de pendientes (MDP), modelo digital de orientaciones (MDO) y modelo de sombreado. El modelo digital de curvatura elaborado finalmente no ha podido ser utilizado en este trabajo por no discriminar suficientemente las zonas cóncavas y convexas.

El MDP realizado incluye toda el área litoral estudiada considerando 1.000 m hacia el interior. Por otra parte, se ha analizado por separado el área ocupada por los acantilados propiamente dichos, limitada por la línea de costa y la rasa. El MDP ha permitido la obtención de datos morfométricos relativos a la inclinación de los acantilados. Los resultados se presentan por tramos dentro de la zona de estudio. Los datos recogidos en la Tabla VI se corresponden con el modelo de la zona de los 1.000 m. En ella se observa que los tramos que ocupan menor área son el K y el M y los de mayor superficie son el F y el H y tienen una relación directa con los valores máximos de pendiente al igual que con los valores mínimos; la pendiente media mínima le corresponde al tramo E mientras que la máxima se sitúa en el tramo I. Los datos se pueden correlacionar de forma bastante precisa con el modelo de pendientes y permiten una cuantificación de las observaciones realizadas de forma visual.

Tabla VI: Datos morfométricos del modelo digital de pendientes asociado a los tramos de costa.

Tramos costa	Área (m ²)	Pendiente (°)			
		Min	Max	Media	Desviación estandar
A	685340	0,01104	81,85	12,81	13,64
B	2059624	0,00409	85,73	11,96	14,19
C	1089892	0,01269	81,89	15,59	15,65
D	765612	0,03477	81,65	24,07	20,60
E	1489764	0,00350	82,41	8,65	11,38
F	5771852	0,00164	89,44	15,80	16,31
G	743772	0,00356	88,76	16,75	23,09
H	3921760	0,00217	88,50	10,35	13,04
I	1173356	0,01192	89,01	26,44	21,34
J	453316	0,00561	83,06	21,12	19,24
K	561152	0,01303	81,27	24,56	23,92
L	2122888	0,00773	88,26	17,66	17,49
M	373016	0,01650	81,75	15,24	14,99
N	262676	0,00989	82,77	21,52	17,77
Ñ	1180608	0,00930	83,85	18,91	19,03

Si el análisis se lleva a cabo restringiéndose a la zona de acantilados propiamente dicha, se obtienen unos resultados diferentes que se recogen en la Tabla VII. En este caso el tramo G, correspondiente al área del Cabo Peñas, es el que tiene el valor de pendiente media más alta de todos los tramos con 49,33° mientras que el tramo D es el que presenta el valor más



bajo de pendiente media (14,85°). Los valores máximos se mantienen igual que en el caso anterior mientras que los mínimos sufren algún cambio con respecto al primer modelo

Tabla VII: Datos morfométricos obtenidos a partir del modelo digital de pendientes con límite en la superficie de rasa.

Tramos costa	Área (m ²)	Pendiente (°)			
		Min	Max	Media	Desviación estándar
A	67800	0,152	81,85	39,56	15,03
B	197628	0,007	85,73	37,25	21,15
C	116372	0,274	76,91	31,77	13,91
D	74592	0,039	71,09	14,85	13,30
E	38040	0,256	82,41	31,95	20,10
F	1497176	0,047	89,44	30,15	16,75
G	191284	0,021	85,90	49,33	21,42
H	175720	0,016	83,29	31,62	20,28
I	52876	0,653	82,67	47,08	17,24
J	114616	0,013	83,06	29,74	22,95
K	76104	0,268	80,85	34,12	21,36
L	54572	0,164	81,75	25,52	19,13
M	90876	0,024	81,06	31,13	17,79
N	90573	0,110	72,88	29,78	17,84
Ñ	50420	0,202	83,85	36,52	18,51

El análisis de los MDT ha permitido describir características de los elementos geomorfológicos identificados, como la relación de las pendientes con el tipo de elemento. En concreto, el MDP ha permitido diferenciar aquellas zonas más abruptas y, por tanto, donde la probabilidad de que la costa sufra fenómenos de inestabilidad y, por lo tanto, retroceso, es mayor. Es el caso del área del Cabo Peñas (tramo G), el tramo B o el área al norte de Luanco, (tramo J), al Este de la zona de estudio. Estos límites litorales presentan pendientes con inclinaciones de más de 60° de poca estabilidad cuya posibilidad de deslizar o volcar se incrementa debido al poco equilibrio de la ladera correspondiente.

La Figura 7 muestra el modelo de pendientes definido según los tramos de la zona de estudio. Los valores más bajos de las pendientes (< 10° y/o < 20°) se corresponden a zonas donde se identifican plataformas de abrasión y superficies de rasa (Figura 7B). Los valores medios de pendientes (de 20° a 35°) se recogen en las superficies ocupadas por las laderas “en equilibrio” y en las paredes que limitan los valles colgados (Figura 7B). En cuanto a las pendientes de mayor inclinación (> 50° a < 90°), se restringen a las áreas de los acantilados propiamente dichos. Aunque hay áreas (Tramos I y J) donde aparecen tonalidades rojizas que indican pendientes altas dentro de la superficie de la rasa, se ha podido constatar que

corresponden a áreas con abundante vegetación arbórea y áreas antrópicas, en las que la elaboración del MDE presenta ciertos problemas de interpolación (Figura 7C).

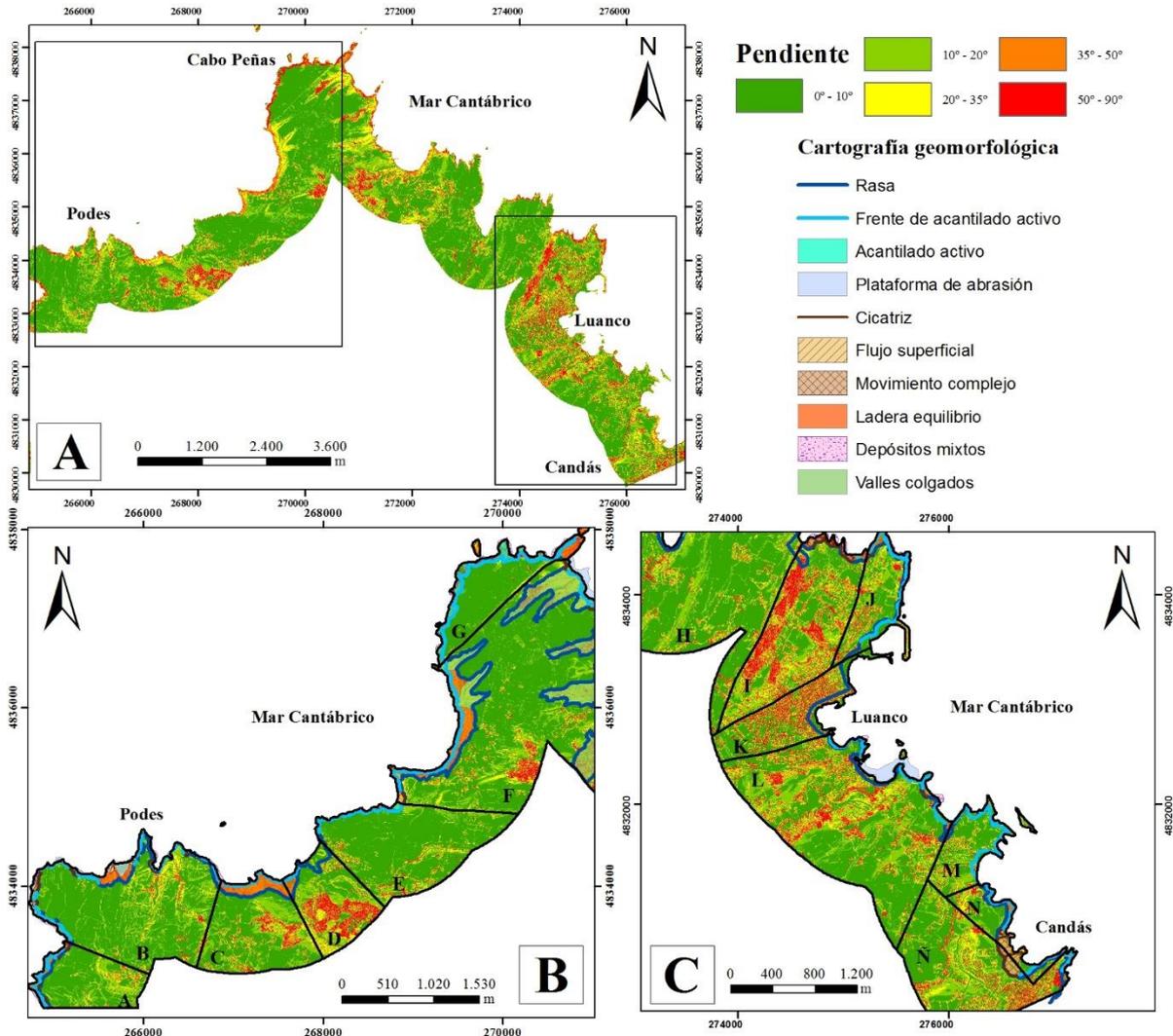


Figura 7: A) Modelo digital de pendientes (MDP) de la zona de estudio. B) Detalle del MDP de la zona Oeste con la cartografía geomorfológica elaborada en este trabajo superpuesta. C) Detalle del MDP de la zona Este con la cartografía geomorfológica elaborada en este trabajo superpuesta.

En la Figura 8 se muestra el MDP correspondiente a la superficie ocupada por los acantilados propiamente dichos y por las cuencas de los valles colgados. Se aprecia el predominio de valores medios de pendientes ($> 30^\circ$ y $< 60^\circ$) mientras que los valores máximos ($> 60^\circ$ y $< 90^\circ$) se concentran en las zonas superiores de los acantilados activos y en las áreas donde se han generado cicatrices (Figura 8B y Figura 8C). Las pendientes con inclinación menor de 30° se corresponden con la plataforma de abrasión y algunas partes de las cuencas de los valles colgados.

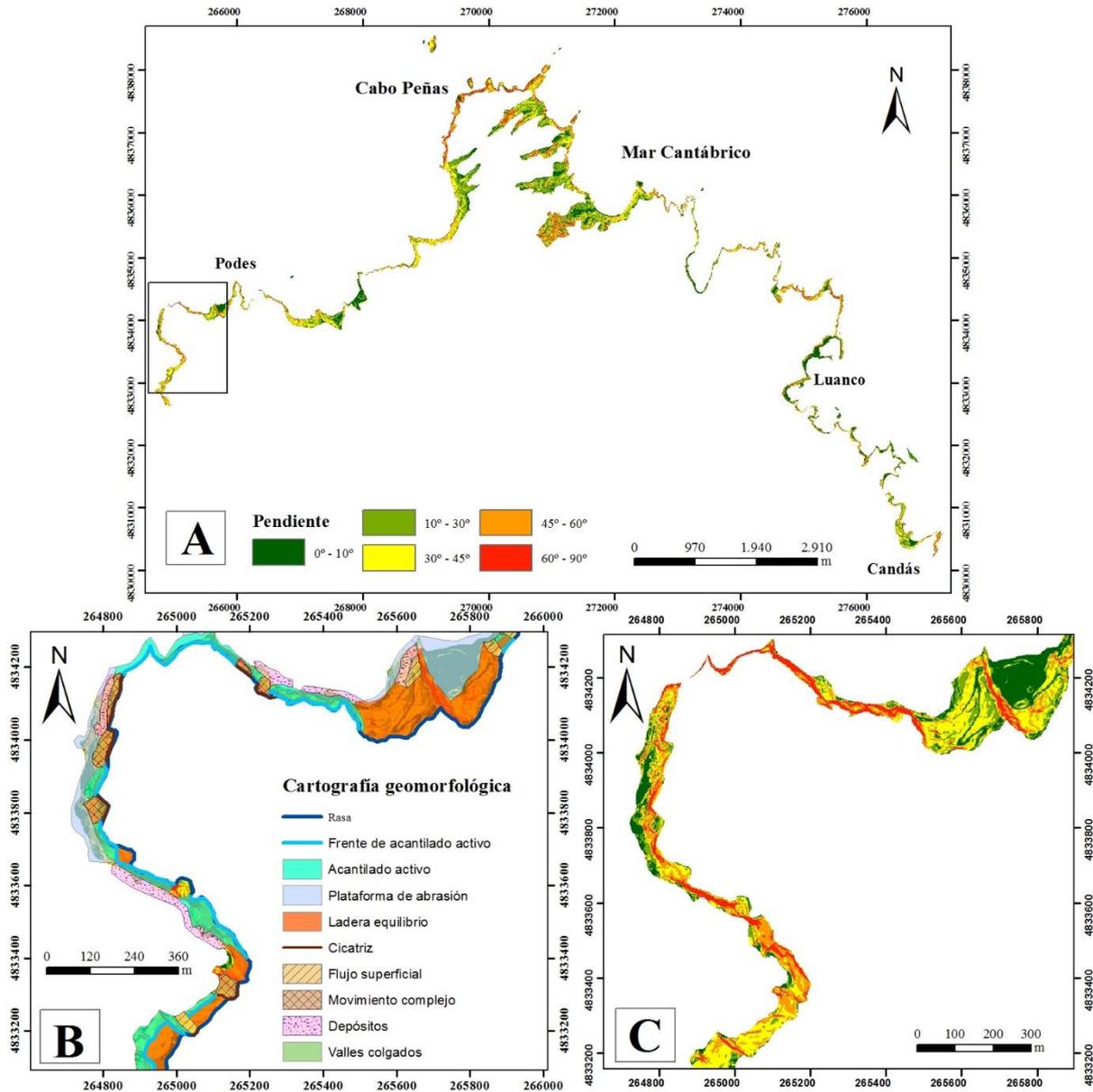


Figura 8: A) Distribución de la pendiente en las áreas de acantilado de la zona de estudio. B) Detalle de la cartografía geomorfológica en el área occidental de la zona de estudio. C) Detalle del modelo de pendientes en la zona de la imagen B.

El modelo digital de orientaciones de la zona de estudio (Figura 9) permite distinguir aquellas áreas que pueden ser más o menos favorables a la erosión de los acantilados por parte del oleaje, que como se ha mencionado anteriormente incide fundamentalmente desde el Noroeste. Este modelo muestra como los acantilados activos y movimientos en masa tienen una orientación predominante al Oeste en la mitad occidental del área de estudio mientras que ocurre lo contrario al Este del Cabo Peñas.

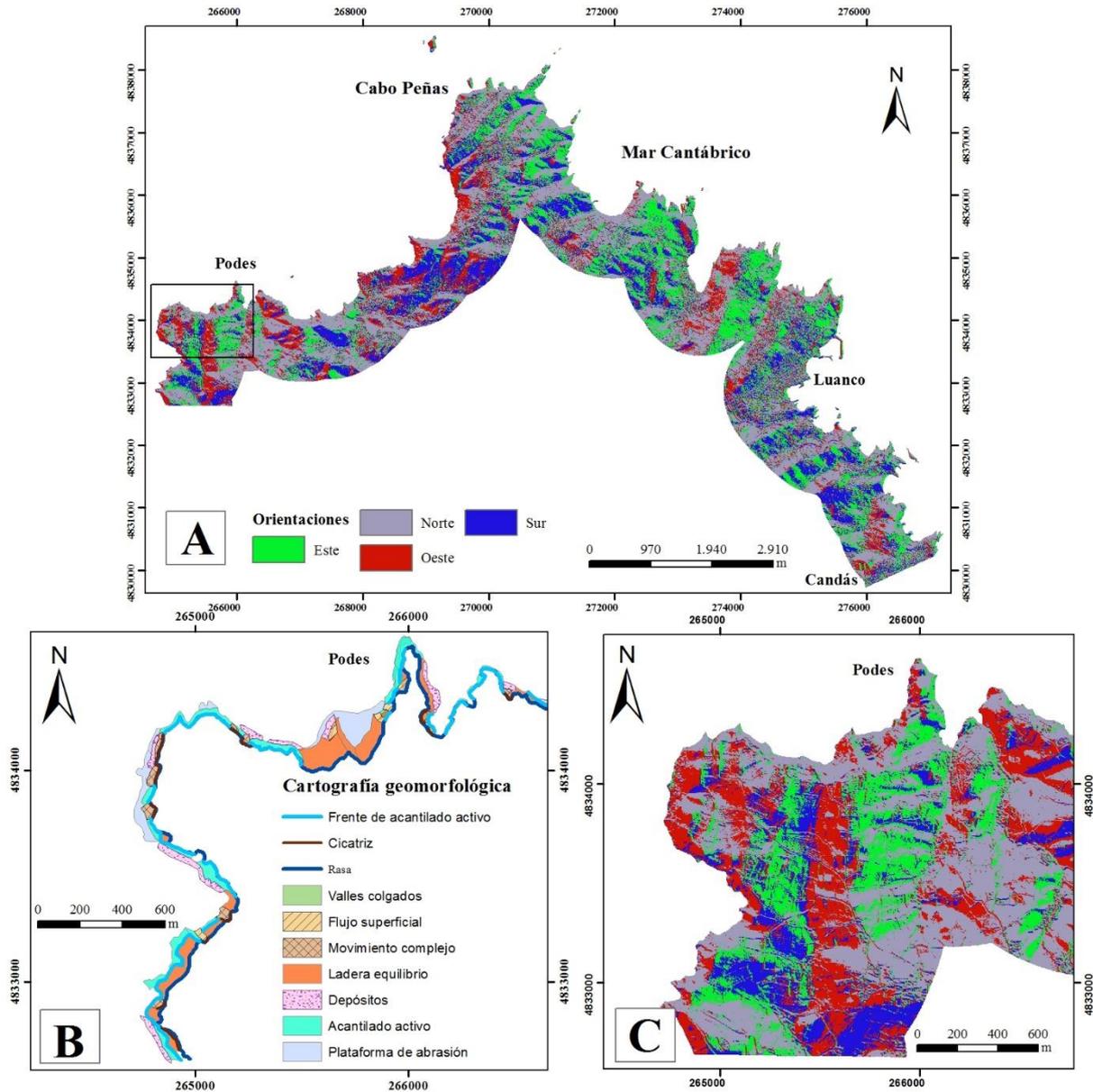


Figura 9: A) Modelo digital de orientaciones de la zona de estudio. B) Detalle de la cartografía geomorfológica en el área occidental de la zona de estudio. C) Detalle del modelo de orientaciones en la zona de la imagen B.

Por otro lado, los resultados del modelo de curvatura no han sido satisfactorios, por lo que no se exponen en esta memoria.

5.2. Descripción de la cartografía geomorfológica

Se han reconocido y cartografiado diez elementos geomorfológicos diferentes que, a su vez, se pueden agrupar en tres grupos genéticos principales: formas de dinámica litoral, formas de gravedad y formas fluviales. Todos ellos se han subdividido en formas de erosión o de depósito, según el mecanismo predominante en su formación.

5.2.1. Formas asociadas a la dinámica litoral

Bajo este epígrafe se consideran formas en cuya génesis ha intervenido la acción del mar, ya sea mediante procesos de erosión o generando depósitos. En este trabajo se distinguen



(en orden cronológico): formas erosivas, entre las que se incluyen rasas marinas, acantilado activo, junto con el frente de acantilado activo y plataforma de abrasión. Las formas de depósito relacionadas con la dinámica litoral se han recogido bajo el epígrafe de depósitos indiferenciados.

5.2.1.1. Formas erosivas

Rasas marinas

En la cartografía se aprecia que la unidad definida como rasa es homogénea y continua a lo largo de toda la zona (Anexo 2). Este elemento litoral tiene una extensión de 40 km de longitud y aproximadamente ocupa 19 km² (considerando el límite interior de la línea de 1.000 m desde la línea de costa) y su altura con respecto a la línea de costa varía desde los 15 m hasta 100 m. La rasa ocupa las áreas de menor inclinación ($< 10^\circ$ y $< 20^\circ$) y limita el acantilado en su parte superior; así como el perímetro exterior de las cuencas de los valles colgados. En ocasiones actúa como el frente de acantilado activo; esta característica se observa principalmente en el occidente (tramos A y B) y prácticamente en todo el Este de la zona de estudio (tramos de H a Ñ), así como en los acantilados del Cabo Peñas; de la misma manera ocurre con las áreas donde se han generado movimientos en masa, ya que la mayoría de cicatrices formadas en la zona de cabecera coinciden con el nivel de rasa (Figura 10).

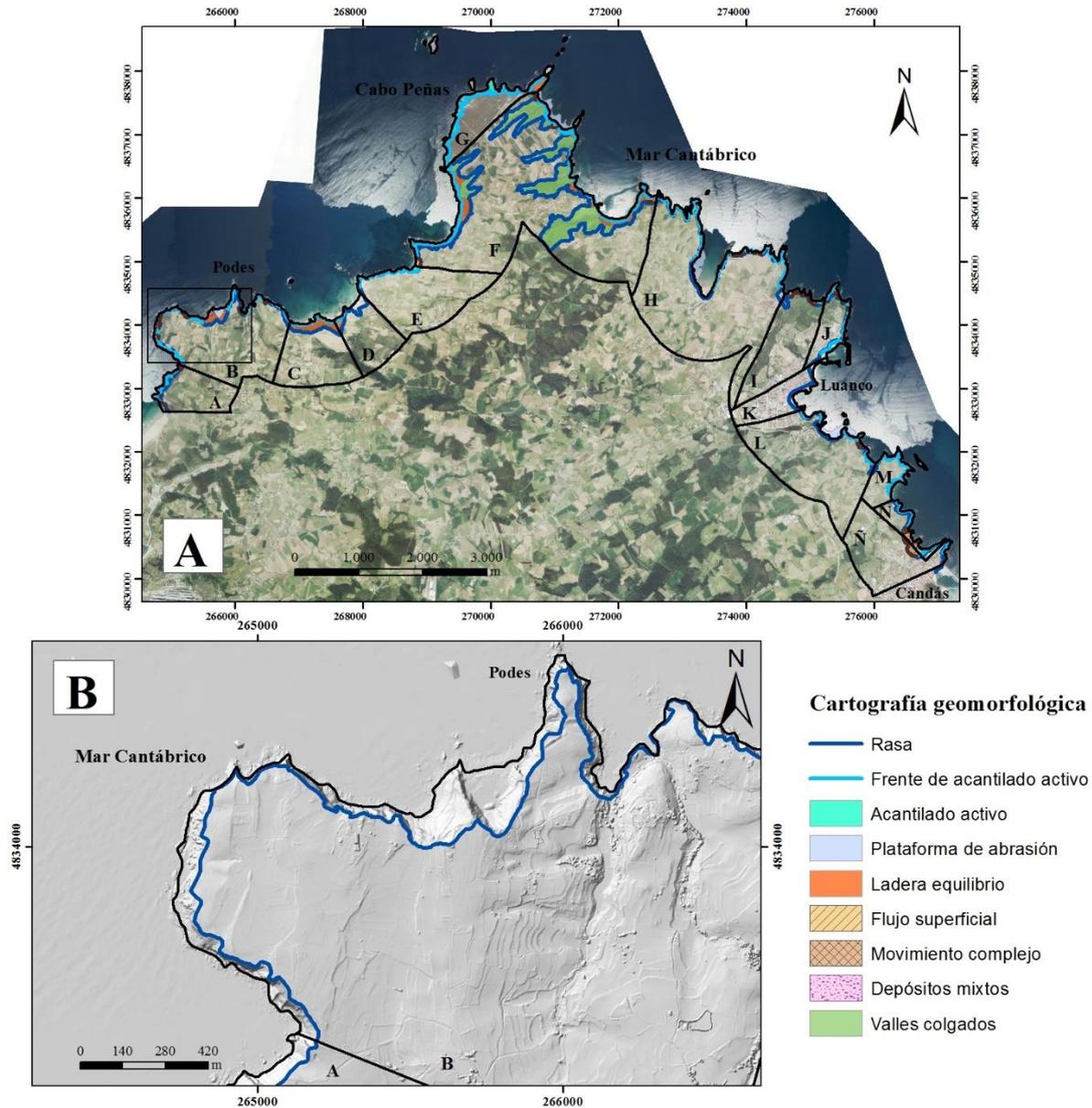


Figura 10: A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Detalle de la cartografía de la superficie de rasa en la parte más occidental del área de estudio.

Acantilado activo y frente de acantilado activo

Otros elementos asociados a la dinámica litoral recogidos en la cartografía geomorfológica (Anexo 3 y Anexo 4) son el propio acantilado, considerando como tal la parte actualmente activa del mismo, así como el frente de acantilado activo. La morfología y dimensiones de éstos varían a lo largo del tramo de costa estudiado.

El acantilado activo (Anexo 3) se puede dividir en dos grupos, según su génesis y morfología. El primero se compone de todos aquellos que se desarrollan ocupando toda la extensión del acantilado, desde la parte superior que, como se ha comentado en el párrafo anterior, coincidiría con el nivel de rasa, hasta la línea de costa, dando lugar a acantilados rocosos con poca o casi nula vegetación. Un buen ejemplo se puede observar en el Cabo

Peñas (Figura 12). En el entorno del Cabo Peñas este tipo de acantilados se desarrollan sobre rocas calcáreas y margosas (como las que componen el Grupo Rañeces) o sobre rocas cuarcíticas (Cuarcita de Barrios), y dan lugar a acantilados de alturas que van desde los 15 m hasta los 100 m, bastante verticales, de pendientes superiores a 70° y con gran cantidad de entrantes y salientes, por ejemplo en los tramos B y H (Figura 12B).

El segundo grupo está compuesto de todas aquellas áreas que dan muestras de actividad reciente y que suelen situarse a los pies del acantilado propiamente dicho. Por encima de estas suele haber desarrollo de zonas más estables (laderas en “equilibrio”) con vegetación y de menor pendiente; el área que ocupan es menor y su altura no supera los 20 m, un ejemplo de donde poder observarlo es al Este, en los tramos H e I (Figura 12B).

El frente de acantilado activo está representado en toda la zona de estudio, tiene una extensión de 30,879 km y suele presentar un cambio de pendiente con respecto a la superficie activa del escarpe (Figura 11). Aquellas zonas en las que no aparece el frente de acantilado activo representado en la cartografía geomorfológica (Anexo 1 y Anexo 4) se corresponden con zonas de playas y núcleos de población.

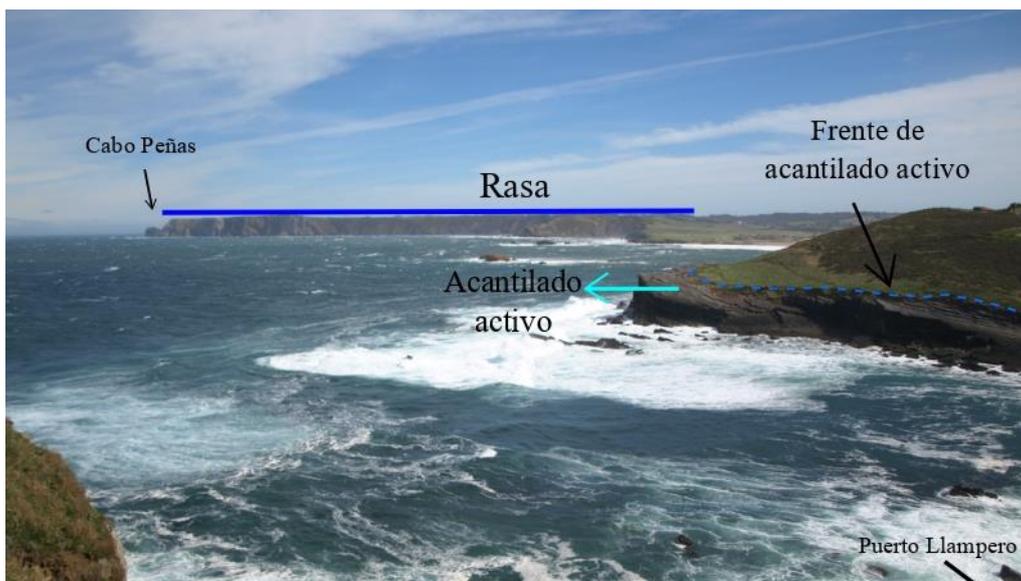


Figura 11: Elementos geomorfológicos de dinámica litoral diferenciados al oeste de la zona de estudio, al fondo se observan los acantilados del Cabo Peñas

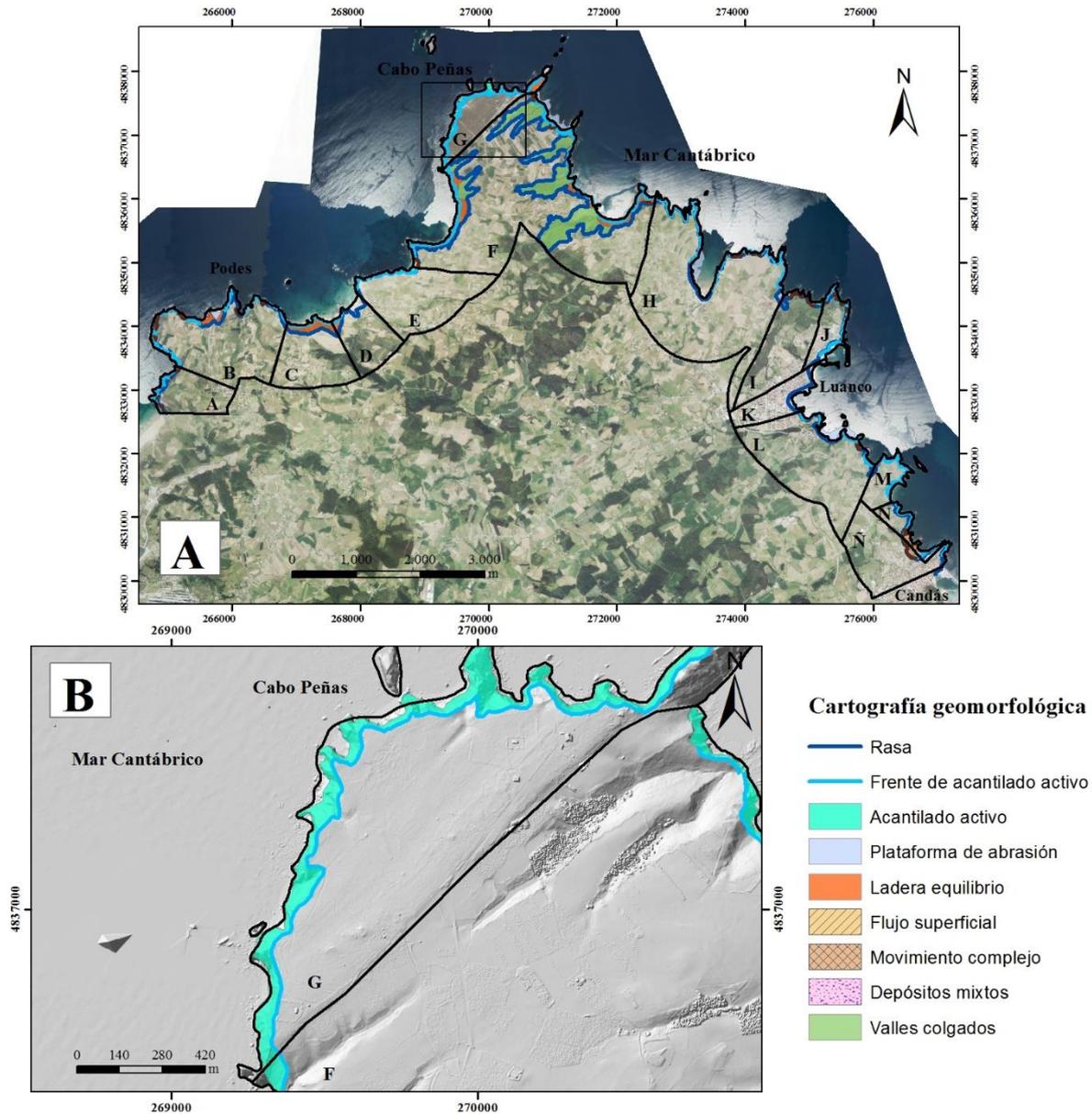


Figura 12: A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Ejemplo de frente de acantilado activo y acantilado activo en la zona de estudio. Ver situación en A.

Plataforma de abrasión

La plataforma de abrasión tiene una representación restringida a varios puntos muy localizados dentro de la zona de estudio (Anexo 5). Al Oeste, desde el inicio de la zona de estudio hasta la punta de Podes (Figura 13B), aparecen las mayores áreas emergidas de la plataforma de abrasión, mientras que al Este del Cabo Peñas solo es diferenciable en dos áreas en las que su representación viene dada por rocas tipo flysch. La plataforma de abrasión se corresponde con superficies de pendientes muy bajas, entre 10° y 20°. En ocasiones aparecen surcos erosivos paralelos a la dirección del oleaje; principalmente en rocas calcáreas al Oeste de la punta de Podes.

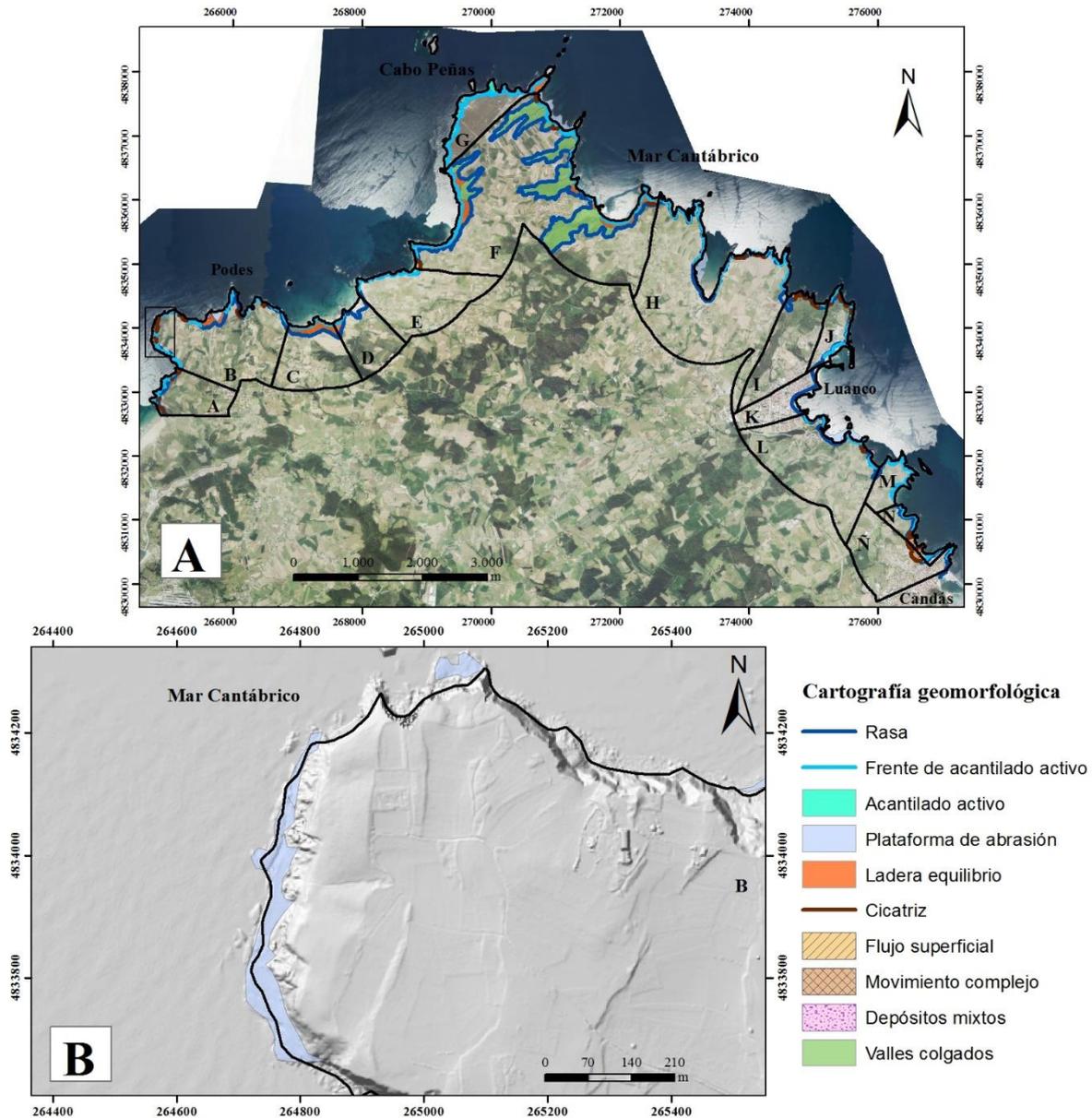


Figura 13: A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Ejemplo de la cartografía de la plataforma de abrasión al Oeste del Cabo Peñas. Ver situación en A.

5.2.2. Formas de gravedad

En la zona de estudio las formas de gravedad diferenciadas han sido: laderas “en equilibrio”, cicatrices, movimientos complejos, flujos superficiales y depósitos.

5.2.2.1. Formas erosivas

Dentro de este grupo se encuentran las cicatrices y las laderas “en equilibrio”. De acuerdo con los elementos geomorfológicos clasificados dentro de los procesos de gravedad, los que más representación tienen en la cartografía son las laderas “en equilibrio” (Anexo 7), ya que son las que mayor área ocupan en la zona de estudio. Se caracterizan por presentar pendientes más de $< 50^\circ$ (Figura 14) así como un importante desarrollo de vegetación, como arbustos y árboles de pequeño tamaño, que indica cierta estabilidad de la ladera durante un

tiempo prolongado. De forma generalizada, a los pies de la ladera “en equilibrio” se sitúa el acantilado activo. Las laderas “en equilibrio” que ocupan una mayor superficie (0,35 km²) se han desarrollado sobre rocas siliciclásticas (areniscas y pizarras), en rocas calcáreas las laderas “en equilibrio” son más numerosas, aunque ocupan menor superficie (0,30 km²).

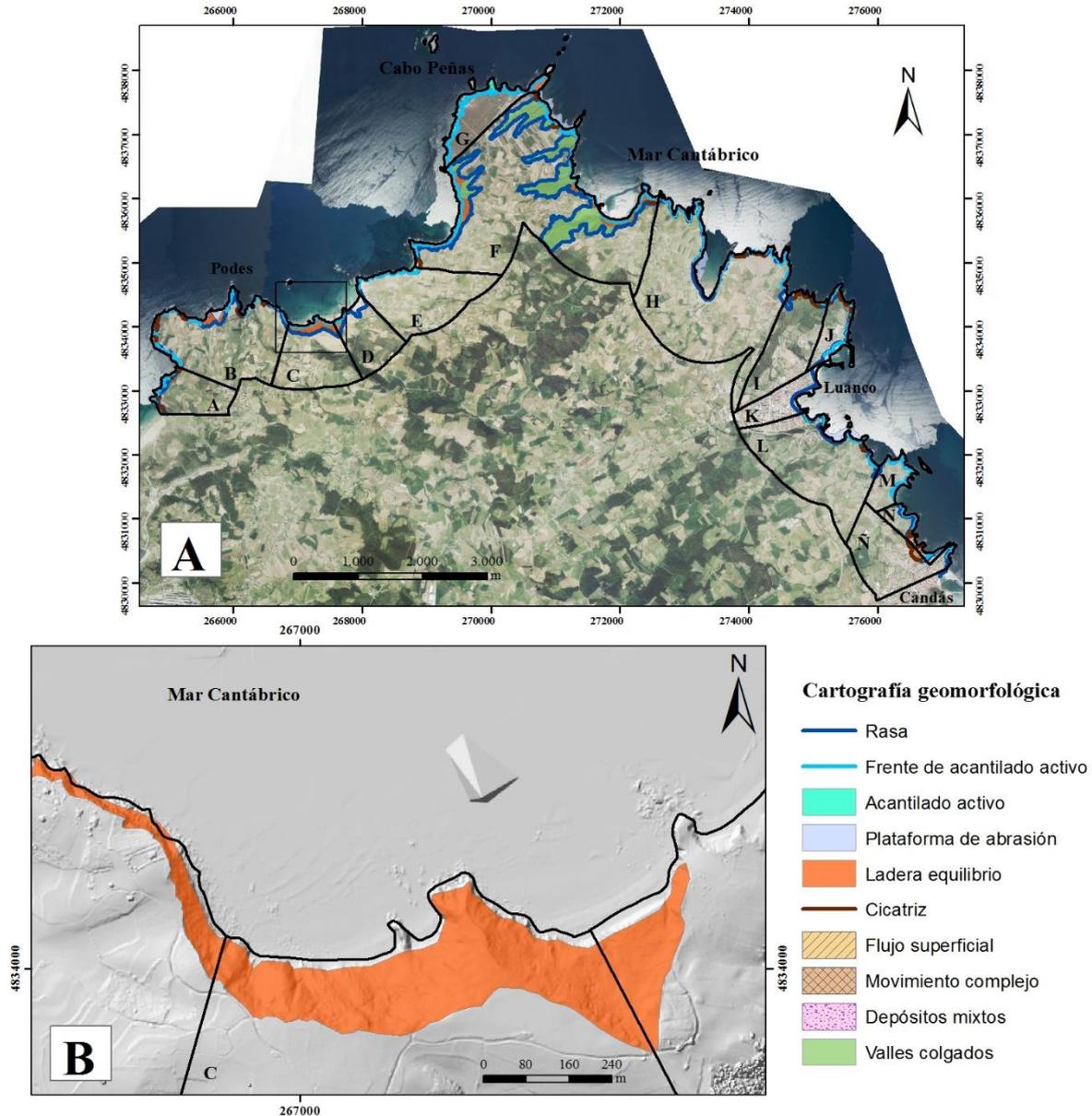


Figura 14: A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Ejemplo de plataforma de abrasión cartografiada al Oeste del Cabo Peñas. Ver situación en A.

Las cicatrices en la mayoría de los casos tienen una relación directa con la presencia de masas deslizadas, sin embargo, es posible reconocer cicatrices de movimientos antiguos en los que ya no aparece la masa deslizada correspondiente (Figura 15) sino que todo el conjunto se muestra como acantilado activo.

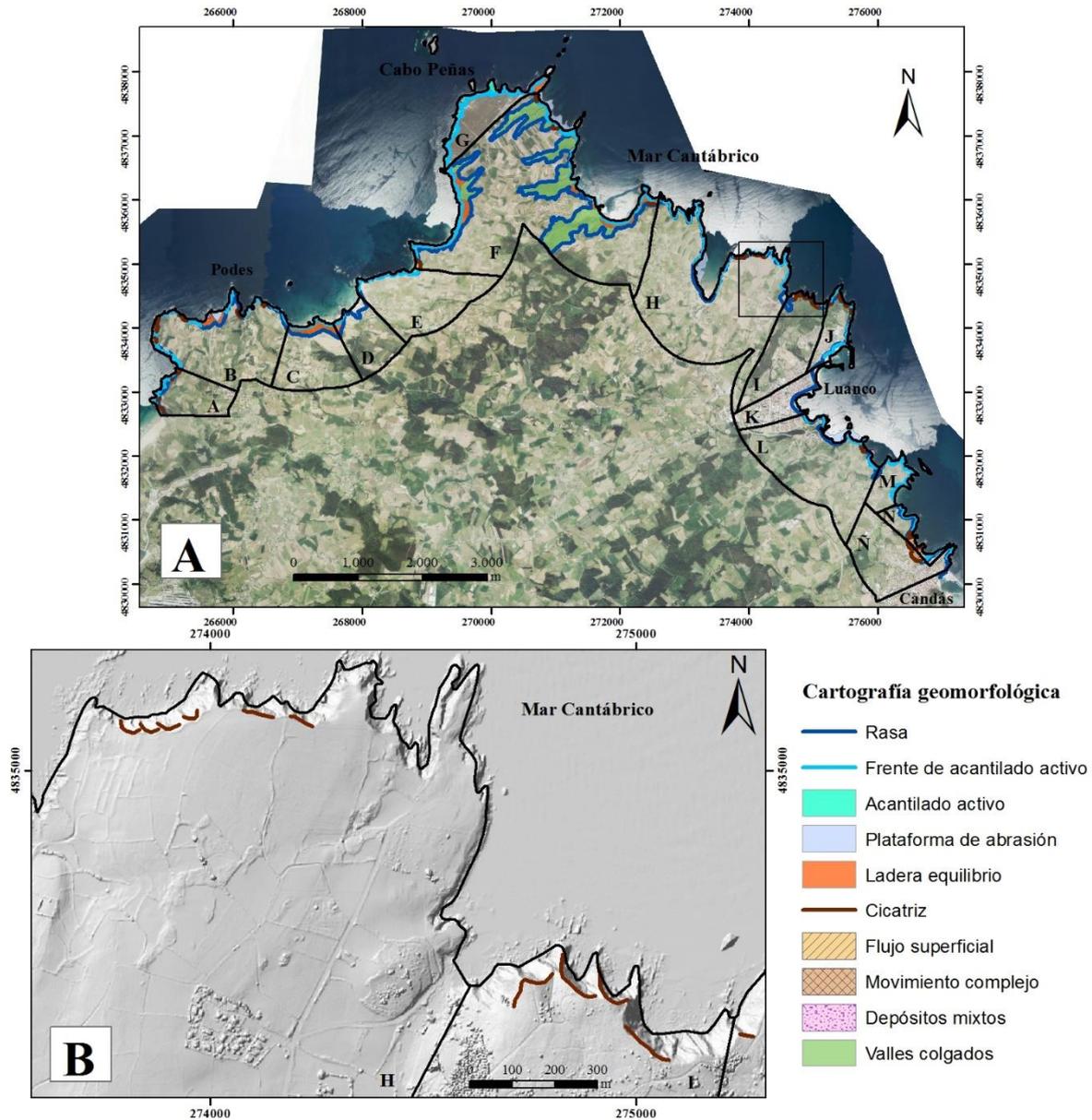


Figura 15:A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Ejemplo de cicatrices cartografiadas al Este del Cabo Peñas. Ver situación en A.

5.2.2.2. Formas de depósito

Las formas de depósitos recogidas en la cartografía corresponden a depósitos originados por procesos de ladera. Los movimientos en masa que se han podido cartografiar han sido 36, tienen mayor desarrollo en rocas calcáreas, concentrándose principalmente en los materiales del Grupo Rañeces, caracterizados por tener grandes alternancias de rocas muy consistentes (calizas) con rocas poco consistentes con bastante laminación (margas). Entre todos los movimientos cabe destacar el desarrollo de un deslizamiento de gran envergadura al Este del Cabo Peñas, al Norte de Candás, que afecta a rocas triásicas y que se explicará en detalle más adelante.

Se han diferenciado y 21 flujos superficiales (Anexo 9) y 15 movimientos complejos (Anexo 10). Los primeros se reconocen en la zona de estudio por tener una superficie en la que no aflora la roca sino que se observa el suelo poco consolidado, implicando una profundidad entre 30 y 50 cm de suelo movilizado y sin desarrollo de vegetación, dando la sensación de ser recientes. La pendiente de la superficie de deslizamiento es $> 70^\circ$. En cabecera también se han reconocido cicatrices, pero son de menor entidad que las de los movimientos complejos, (Tabla VIII). Los movimientos complejos se reconocen en las ortofotos como masas desplazadas con deformación de la masa desplazada (Figura 18 y Figura 18). Además, están limitados en cabecera por cicatrices muy definidas y que permiten ver incluso diferencias de altura de 2-3 m entre el nivel original y la masa deslizada, afectando al sustrato rocoso una profundidad media de 10 m.

A lo largo de la zona de estudio también ha sido posible reconocer áreas de la costa con ejemplos de desprendimientos y vuelcos (Tabla VIII) aunque, debido a la escala de trabajo, no se han representado en el mapa geomorfológico.



Figura 16: Ejemplo de desprendimientos y vuelcos al Oeste del Cabo Peñas.

Tabla VIII: Tipos de movimientos generados por gravedad identificados en la zona de estudio

Tipo de movimiento	Tipo de sustrato	Litología predominante
Vuelco	Roca	Calizas y cuarcitas
Desprendimiento	Roca	Calizas y cuarcitas
Movimiento complejo profundo	Suelo y roca	Areniscas, arcillas y calizas
Flujo superficial	Suelo	Calizas, margas y arcillas

Los movimientos en masa o áreas con deslizamientos de mayor volumen e interés son dos, que se sitúan uno en el Oeste y otro en el Este de la zona de estudio. Al Oeste, se identifica un conjunto de tres movimientos en masa complejos importantes, presentan cicatrices en cabecera muy marcadas y se diferencian dos direcciones de juntas o diaclasado predominantes a través de las cuales se produce el deslizamiento (Figura 17), también es posible diferenciar grietas en cabecera aunque no se han representado en la cartografía. Como se ha dicho en los párrafos anteriores, afectan a calizas con intercalaciones de margas muy laminadas.

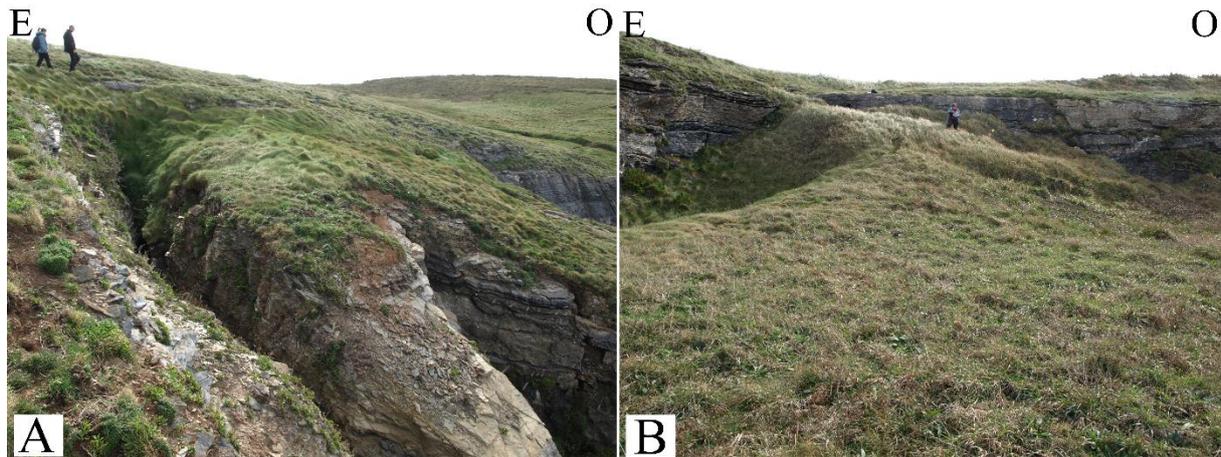


Figura 17: Deslizamientos al Oeste del Cabo Peñas. (Ver situación en figura 8).

En el este, al norte de Candás, se observa el deslizamiento de mayor entidad diferenciado en este trabajo (Figura 19), afecta a rocas triásicas y ocupa un total de 0,49 km² abarcando todo el acantilado desde el nivel de rasa hasta la línea de costa. El volumen de masa deslizada se estima en 3.898.173,87 m³. En cabecera se distinguen dos cicatrices recientes que sugieren el continuo movimiento de este deslizamiento (Figura 18). El reconocimiento en el campo mediante y a través de la fotografía aérea y las ortofotos permite observar otra zona erosiva en la parte del pie del deslizamiento, poniendo de manifiesto la acción erosiva permanente asociada a la dinámica marina. Asimismo, es frecuente ver las aguas marinas teñidas del color rojo correspondiente a la litología de evaporitas y lutitas del Triásico involucradas en el movimiento en masa, que se puede caracterizar como movimiento complejo.



Figura 18: Deslizamiento de Candás. Captura de Google Earth

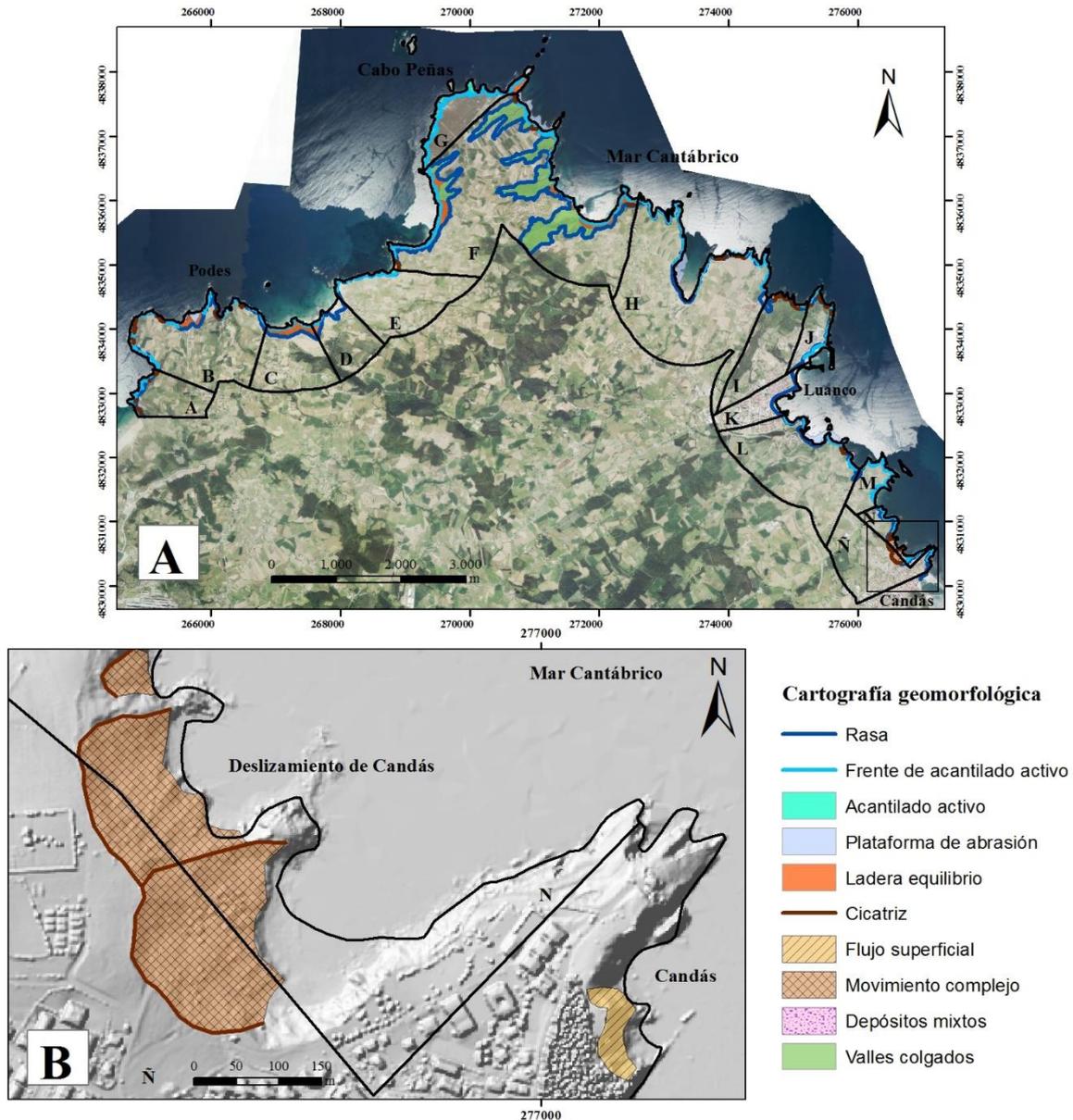


Figura 19: A) y Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos con indicación de la situación del movimiento en masa de Candás. B) Detalle de la cartografía mostrando el movimiento complejo de Candás.

En muchos casos el desarrollo de movimientos por gravedad genera grietas en la zona de cabecera que destacan a nivel de afloramiento pero que no tienen representación cartográfica; estas son un claro indicativo de que la ladera está activa, es decir, hay una alta probabilidad de que progrese mediante algún tipo de movimiento en masa.

5.2.3. Formas de origen mixto

Los depósitos cartografiados (Anexo 6) incluyen a todos aquellos que tienen un origen mixto (marino y por gravedad). Aparecen bloques de tamaños muy variados (> 2 m) así como gravas de tamaño inferior a 5 cm (Figura 20). Los bloques de mayor tamaño tienden a estar más alejados del pie de acantilado, mientras que las gravas se distribuyen de forma homogénea. Se aprecia que en aquellos lugares donde ha incidido más el oleaje, los depósitos

son de menor tamaño que en aquellas zonas en las que la propia morfología del acantilado protege los depósitos acumulados a los pies del mismo. Ello hace pensar que, aunque el origen de los bloques sean los procesos de gravedad, su evolución está influida por la dinámica litoral.



Figura 20: Ejemplo de depósitos acumulados al pie del acantilado próximo a la Playa de Xagó, en el extremo más occidental de la zona de estudio. Fuente: Google Earth.

5.2.4. Formas fluviales

El último grupo que se ha incluido en la cartografía del mapa geomorfológico lo compone el modelado fluvial. Aunque dentro del área que ocupa este trabajo no existe un modelado fluvial predominante, sí que se han podido reconocer valles de origen fluvial. Las imágenes aéreas permiten diferenciar cauces de poca entidad en los que la vegetación alcanza un desarrollo importante en comparación con el entorno. La mayoría de ellos se pueden considerar valles colgados, es decir presentan una zona de desembocadura que no se corresponde con la posición del litoral que se observa en el relieve actual.

En total se han diferenciado ocho valles, alguno de los cuales está alimentado por dos o más cauces principales (Figura 21). Estos valles tienen una longitud media desde su comienzo en el interior hasta el punto de desagüe en la costa de unos 700 m. Son valles estrechos (anchura media 100 m) cuyo cauce está encajado entre paredes inclinadas unos 20 o 30°. Estos se desarrollan sobre un sustrato rocoso de rocas siliciclásticas (areniscas, pizarras...) y generan las áreas de mayor vegetación de toda la zona de estudio. Más adelante se dedicará el apartado 5.4 al estudio de estos valles colgados.

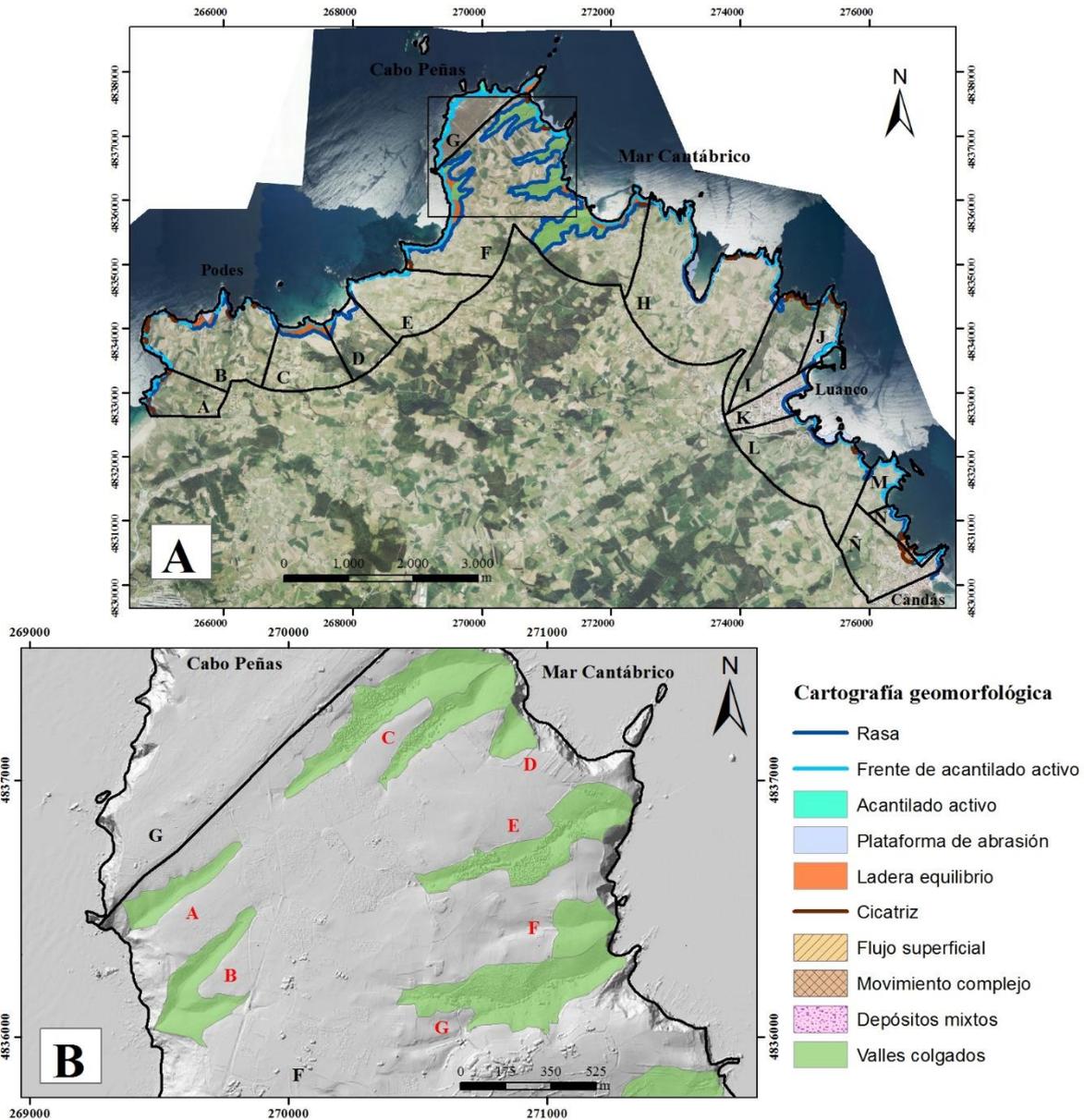


Figura 21: A) Superposición entre la cartografía geomorfológica y la división en tramos. B) Ejemplos de valles colgados reconocidos en la zona de estudio. Ver situación en A.

5.3. Evolución general de la costa de la zona de estudio

Con el objetivo de analizar cuál ha sido la evolución de la costa en la zona de estudio a lo largo de los últimos años, se ha llevado a cabo el estudio y revisión de la costa y todos sus elementos mediante las ortofotos del PNOA en los años 2006 y 2017. Para este periodo de tiempo se han observado una serie de cambios morfológicos en el relieve litoral de la zona de estudio que se explicarán a continuación de Oeste a Este. Se han obtenido también las tasas de retroceso en aquellos puntos donde la comparativa entre ambas ortofotografías lo permitía.

En el tramo B se han detectado variaciones en zonas con desarrollo de movimientos en masa y/o flujos superficiales. En la Figura 22 se observa el desarrollo de un flujo superficial en el año 2017 que no existía en el año 2006. La falta de vegetación en la imagen de 2017

sugiere que se trata de una inestabilidad relativamente reciente respecto al momento de adquisición de las imágenes aéreas; la tasa de retroceso media calculada en esos puntos es de 0,37 m/año (Tabla IX) (Figura 23).

En relación con las formas de gravedad, también se han reconocido cambios en los depósitos o bloque generados por estas. La Figura 22 (cuadrado rojo 1) muestra como en el lapso de tiempo entre 2006 y 2017, los procesos litorales y de ladera han provocado que los bloques y acumulaciones de rocas que había a lo largo del acantilado se hayan removilizado habiendo desaparecido casi por completo. De la misma manera es posible ver que, en el año 2006, el escarpe mostraba un límite menos definido mientras que en el año 2017 ese escarpe es neto y, por tanto, inestable lo que indicaría un alto riesgo de que esa ladera sufriera desprendimientos en el futuro.

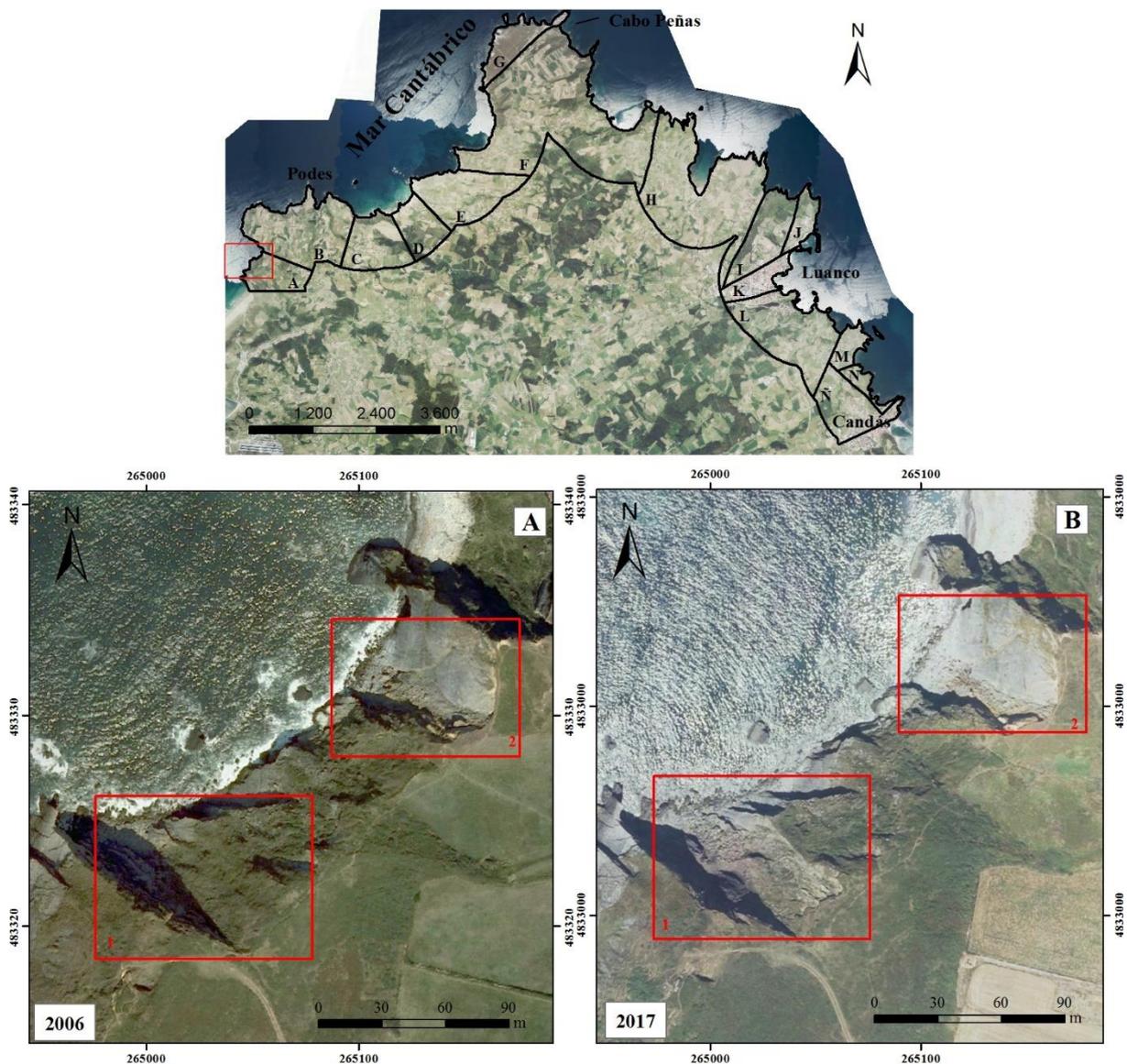


Figura 22: Detalle del tramo A en el que se muestran cambios entre 2006 y 2017. La comparativa entre A) y B) permite observar la generación de un flujo superficial (cuadrado rojo izquierdo) y cambios volumétricos en los depósitos de gravedad (cuadrado rojo derecho).

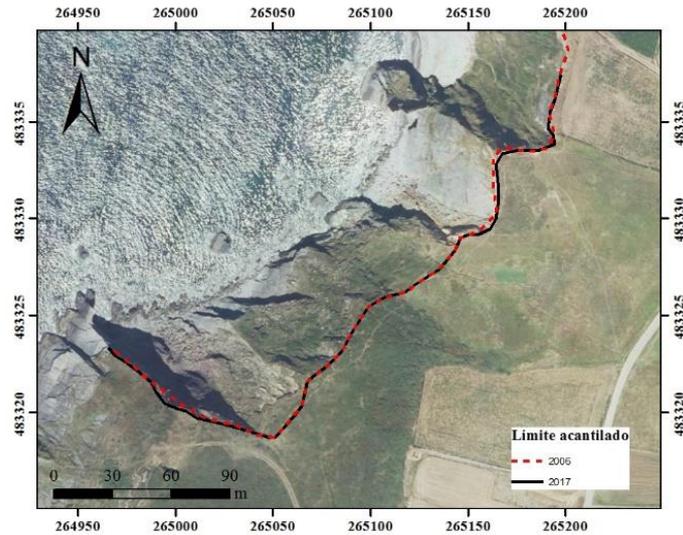


Figura 23: Comparación del límite del acantilado para el tramo A en el año 2006 y 2017.

En la Figura 24 (cuadrado rojo 2) se identifica un movimiento complejo cuyo desarrollo desde el año 2006 si bien no ha sido muy significativo, habría que tener en cuenta dada su proximidad a un área urbanizada. Se observa que la cicatriz del deslizamiento, situada a la derecha y cerca de la valla de una finca, se encuentra separada unos metros de la misma; mientras que en la segunda imagen ese margen no aparece o no es diferenciable. Durante las jornadas de campo se pudo acceder a esta zona y se comprobó que el límite del deslizamiento ha avanzado hacia el interior hasta poner en riesgo la finca colindante (Figura 26).

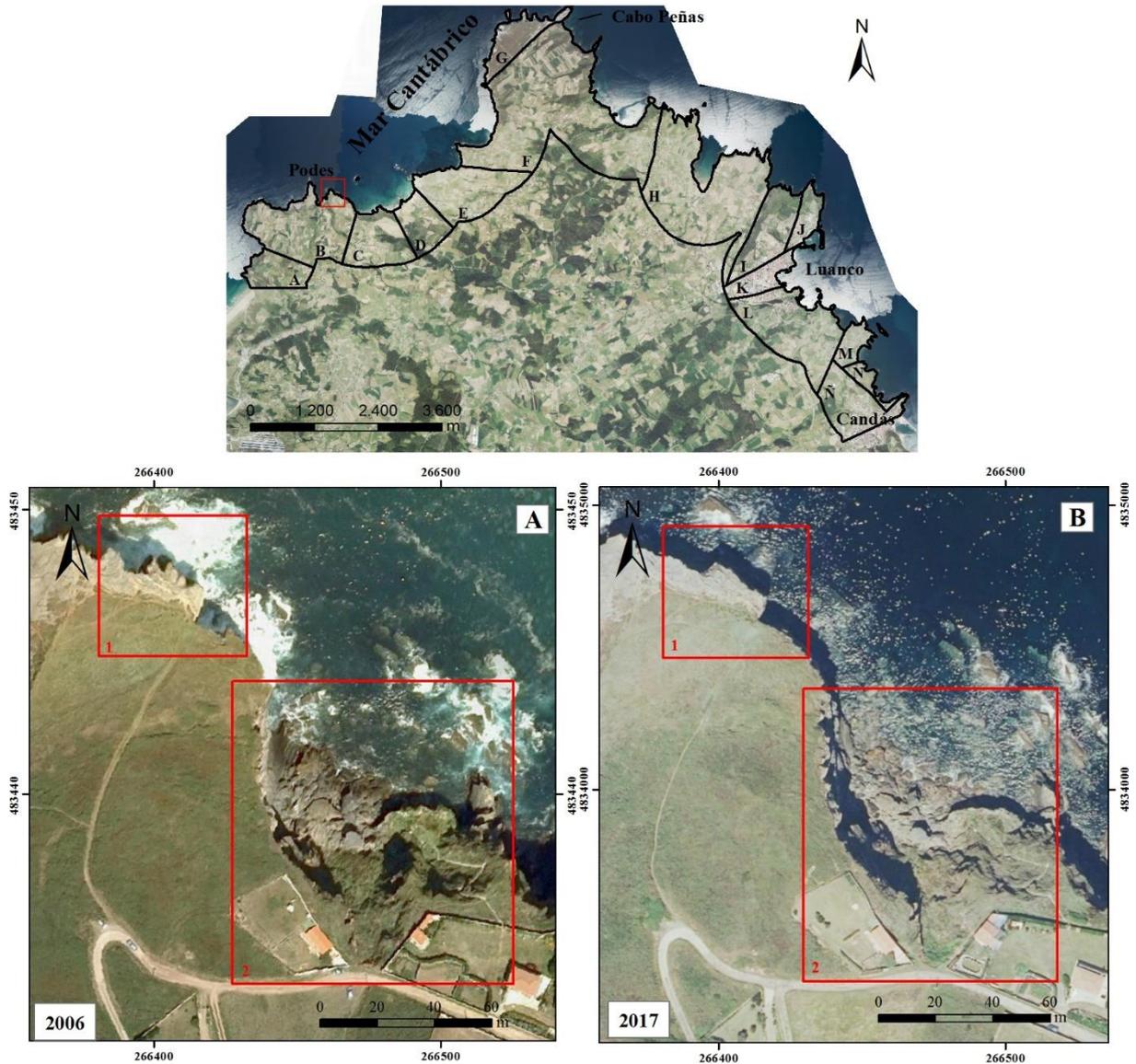


Figura 24: A) Evolución del frente de acantilado activo al Oeste del Cabo Peñas. B) Evolución de un movimiento complejo cerca de un área edificada.

Por otro lado algunos escarpes, que forman parte del frente de acantilado activo, han sufrido cambios morfológicos relacionados con la erosión marina (oleaje, eólica) o con desprendimientos como se puede ver en la Figura 24 (cuadrado rojo 1), donde se observa que en el año 2006 el escarpe era muy irregular con gran cantidad de entrantes y salientes mientras que en la actualidad se trata de un escarpe mucho más rectilíneo (Figura 25). La tasa de retroceso media en el acantilado es de 0,62 m/año y en el deslizamiento es de 0,36 m/año en la zona más activa, habiéndose desplazado en estos años 4,04 m (Figura 25) (Tabla IX).

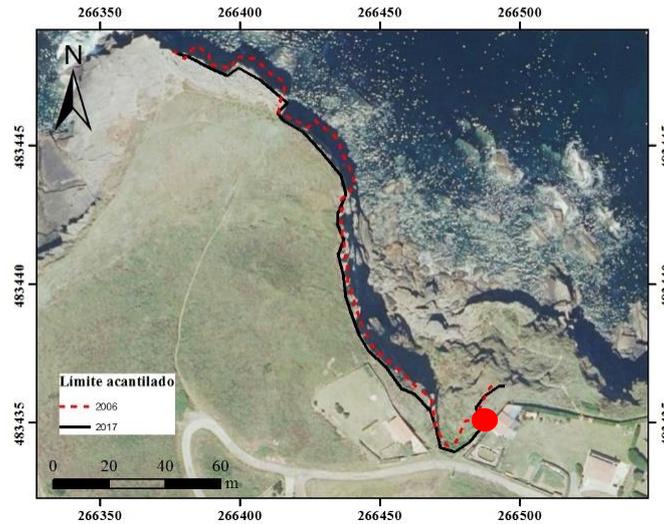


Figura 25: Comparación del límite del acantilado del tramo B en el año 2006 y 2017



Figura 26: Cicatriz de un movimiento complejo que afecta a una zona edificada del tramo B. Se observa como la masa deslizada ha dejado al descubierto los cables de la red eléctrica (ver situación en Figura 23).

Para el tramo E, las imágenes de 2006 muestran que el acantilado tenía una cabecera regular, mientras que en el año 2017 se han desarrollado una serie de formas cóncavas en la parte superior del mismo que podría significar la presencia de desprendimientos en el escarpe (Figura 27A y Figura 27B) Se podría decir que ha pasado de ser un acantilado estable a uno inestable.

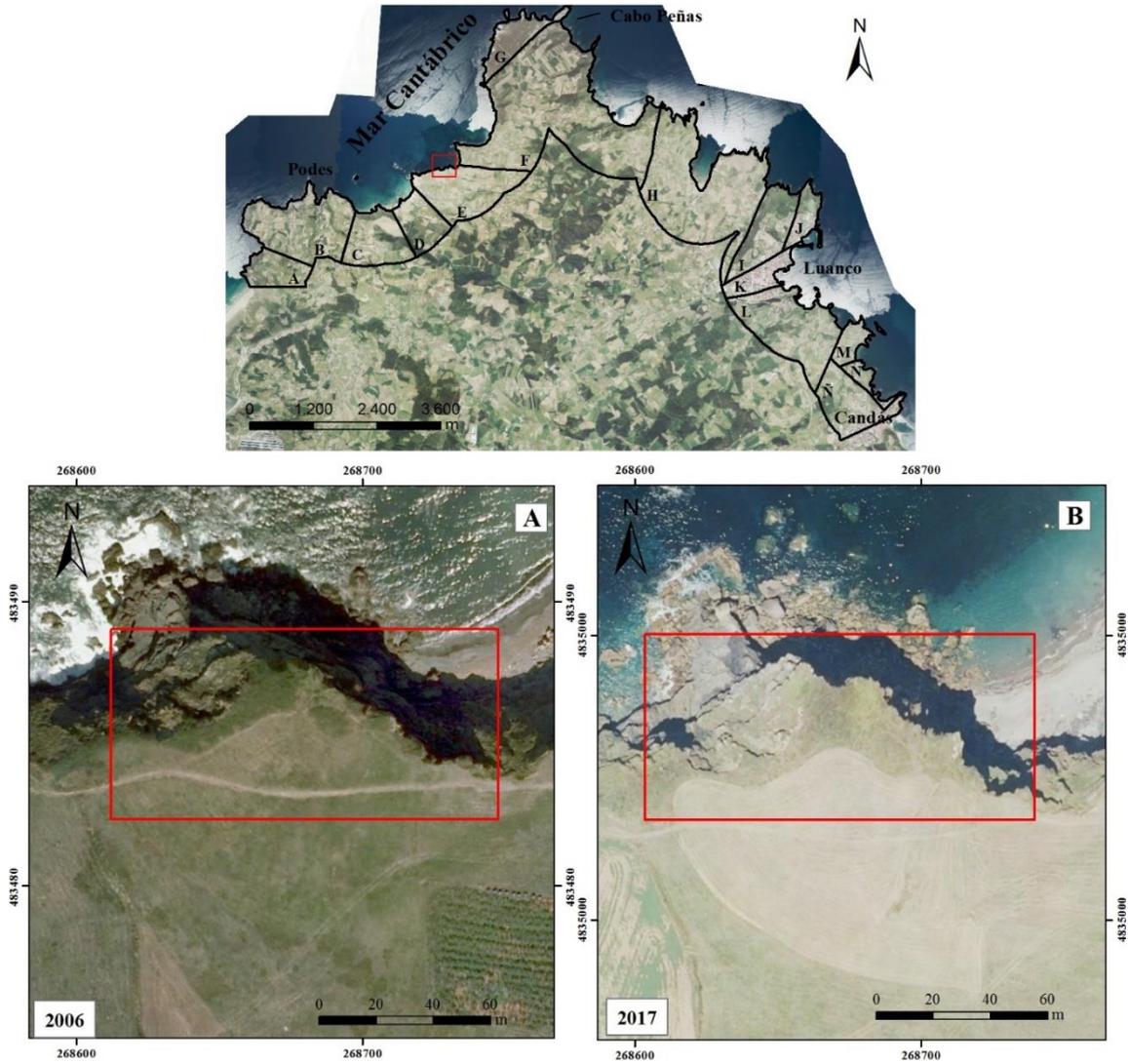


Figura 27: Evolución en el tiempo de un acantilado en la zona de estudio.



Figura 28: Comparación del límite del acantilado para el tramo E en el año 2006 y 2017

En los tramos F y H se observa que muchas de las laderas “en equilibrio” han desarrollado pequeños flujos superficiales que en las ortofotos del año 2006 no aparecían (Figura 29) son zonas en la que predominan las rocas vulcanoclásticas y siliciclásticas. Además, se observan zonas a los pies de laderas “en equilibrio” en los que se han generado áreas inestables. Estas zonas de inestabilidad tienden a ser semicirculares y no presentan vegetación, lo que indicaría actividad reciente (Figura 29).

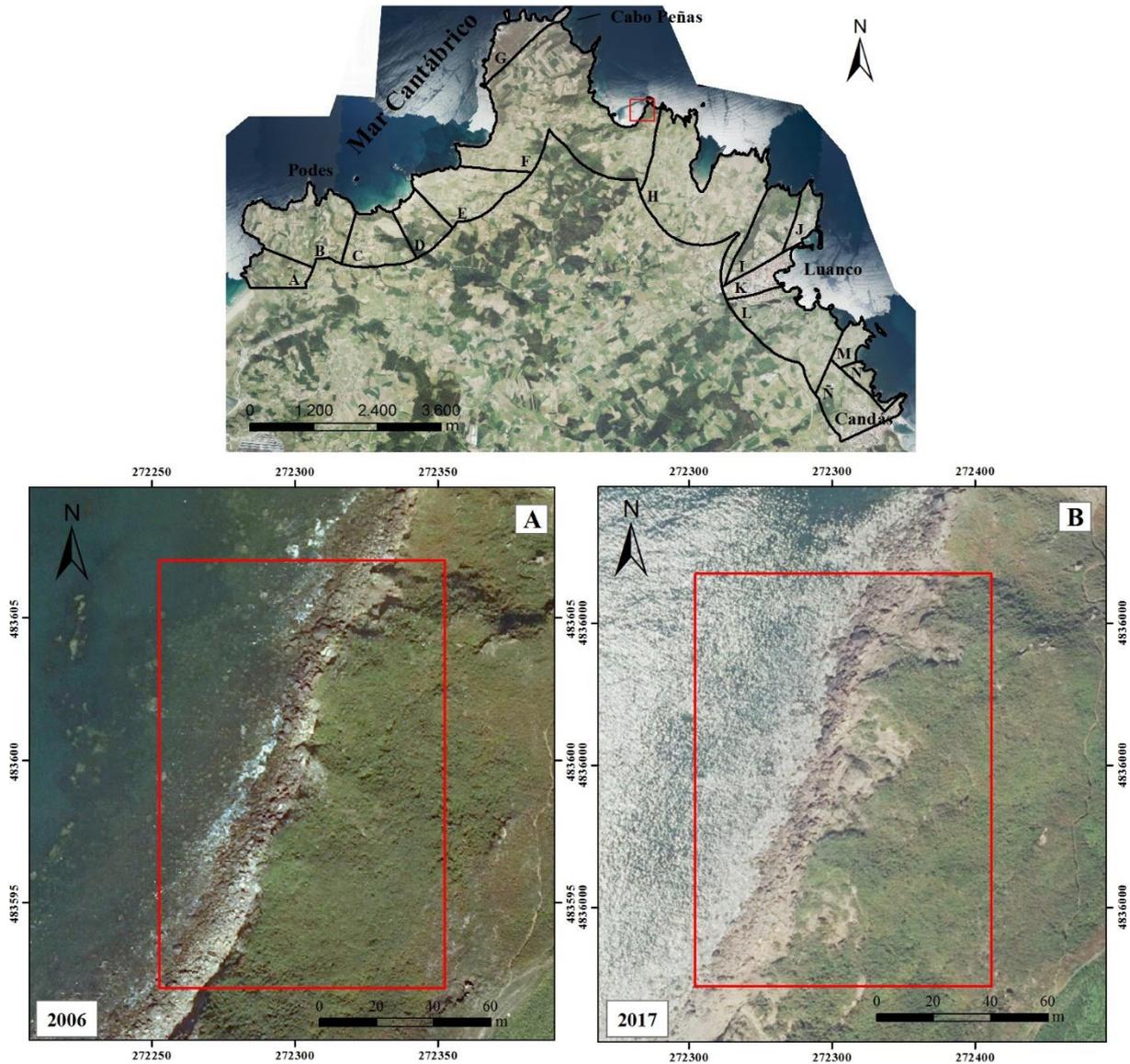


Figura 29: Evolución de una ladera “en equilibrio” en la zona de estudio.

En el Cabo Peñas no hay cambios significativos en el relieve del litoral, esto puede deberse a la propia composición de las rocas, ya que se trata de rocas resistentes a la acción del oleaje (cuarcitas). Esto no significa que en este punto no se vaya a generar retroceso del acantilado ya que hay evidencias de que existen evidencias de procesos de gravedad, como vuelcos, en sus primeros estadios de desarrollo (Figura 30).

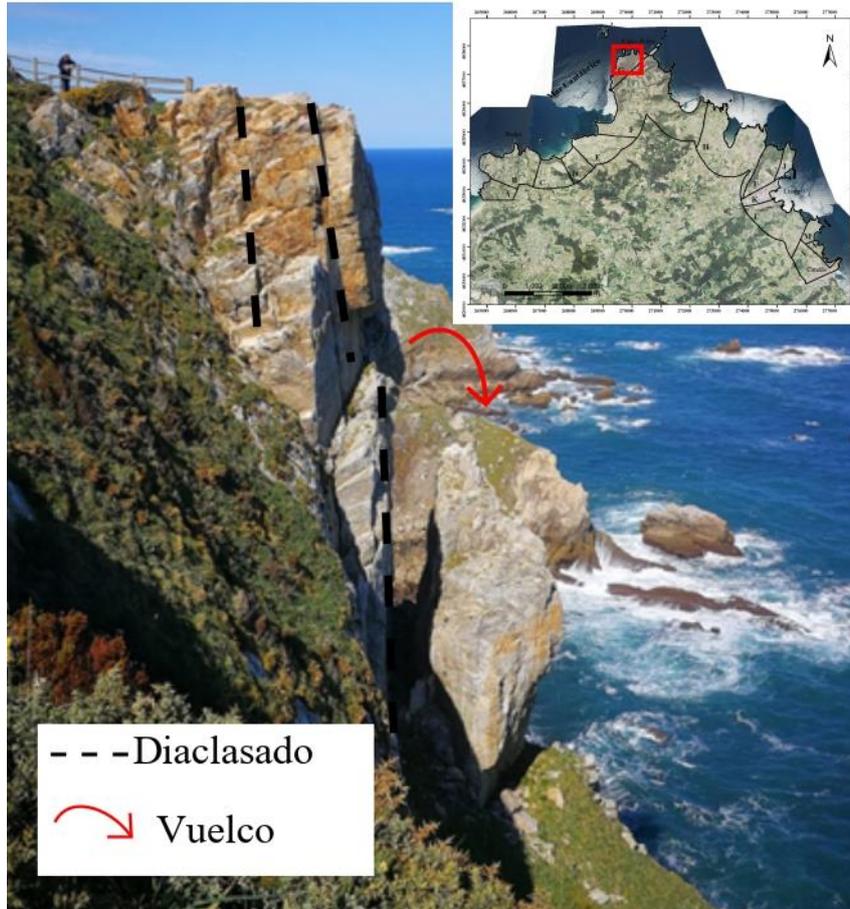


Figura 30: Separación parcial de un bloque de cuarcita del sustrato rocoso con posibilidad de vuelco (Cabo Peñas).

Hacia el Este del Cabo Peñas los acantilados no ofrecen cambios significativos en el relieve entre los años 2006 y 2017. En los casos en los que estos cambios son apreciables se han tenido en cuenta elementos fijos del paisaje, ya sean lineales como caminos, carreteras, etc., o poligonales, como pueden ser campos de cultivo. Se ha comparado la distancia a la que se encontraba el acantilado de ese elemento en el año 2006 y a la que se encuentra en la actualidad, este método ofrece algunos resultados en zonas donde es complicado apreciar esos cambios, ya sea por la poca visibilidad en las propias ortofotos o por la presencia de abundante vegetación y ha permitido la obtención de la tasa de retroceso del acantilado en algunos puntos relevantes.

En la Figura 31 se muestra una zona con presencia de movimientos en masa de pequeña entidad dispuestos en serie y se observa que en el año 2006 el límite superior del acantilado estaba rodeado por un camino que, sin embargo, en el año 2017 ha llegado a desaparecer en ese punto. Además, se aprecia una disminución en la cantidad de vegetación en la superficie de la masa deslizada lo que indicaría que ha estado recientemente activo. A su vez, la eliminación del camino que se situaba hacia el interior implica un pequeño retroceso del acantilado. Se ha estimado una tasa media de retroceso de 0,44 m/año (Figura 32) (Tabla IX).

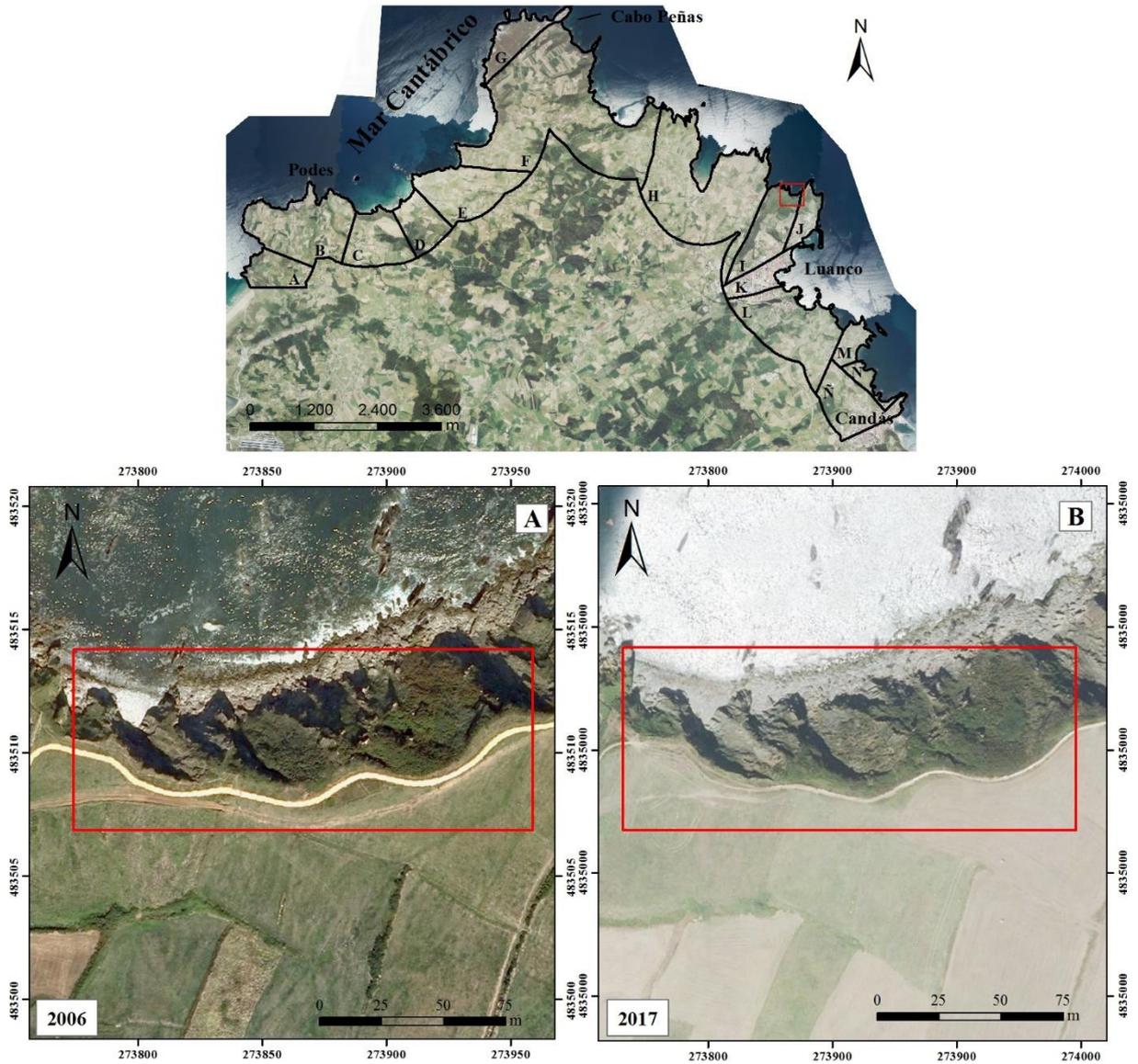


Figura 31: Evolución del acantilado en el tramo J con desarrollo de movimientos en masa.

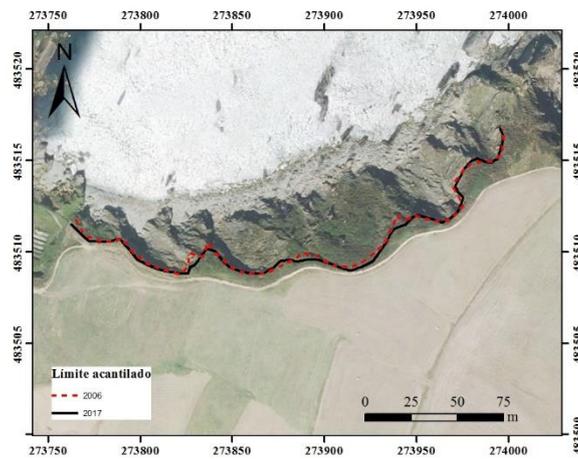


Figura 32: Comparación del límite del acantilado para el tramo J entre el año 2006 y 2017



En algunos puntos de la zona de estudio la actividad antrópica es mayor, por tanto si se producen cambios en los acantilados, estos pueden presentar un riesgo para la población o para las estructuras y zonas edificadas. Para ilustrar esa problemática se han utilizado dos ejemplos donde la evolución de los acantilados se ha producido de forma distinta. El primer ejemplo se observa en la Figura 33 en la que se muestra el tramo J, en un área al Norte de Luanco, donde se aprecian varios cambios en la morfología del litoral. El primero, y más evidente, es la construcción de un espigón en la parte inferior de la imagen, el cual podría modificar la dinámica del oleaje y por tanto afectar a los acantilados. El segundo cambio se muestra en la parte superior de la imagen en la que se puede observar, en el tiempo transcurrido entre ambas imágenes, el acantilado ha sufrido modificaciones en la forma del escarpe y un retroceso, siendo en la actualidad mucho más cóncavo hacia la costa. En el año 2006 es posible distinguir varios caminos adyacentes a los acantilados mientras que, en el año 2017, dichos caminos aparecen modificados debido al riesgo ligado debido al retroceso del acantilado.

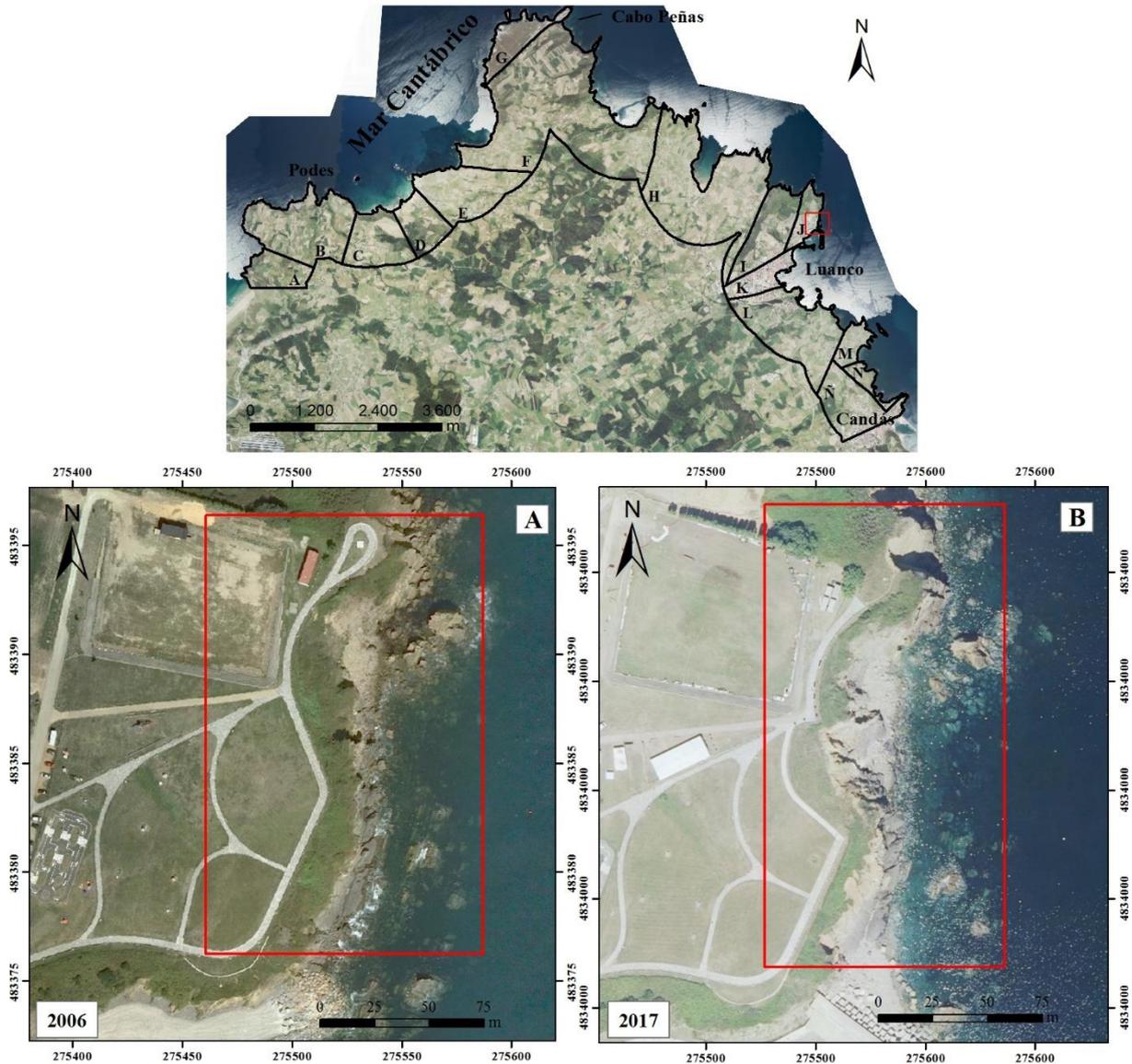


Figura 33: Ejemplo de afección a elementos antrópicos debido al retroceso del acantilado en el entorno de la localidad de Luanco (tramo J).

Las tasas de retroceso para esta zona son bastante elevadas, 1,13 m/año (Figura 34) (Tabla IX). Debido a que se trata de un área con elevada influencia antrópica con construcción de infraestructuras de cierta envergadura, como el puerto de Luanco, se podría pensar que dicha actividad podría jugar un papel importante en el retroceso de los acantilados.

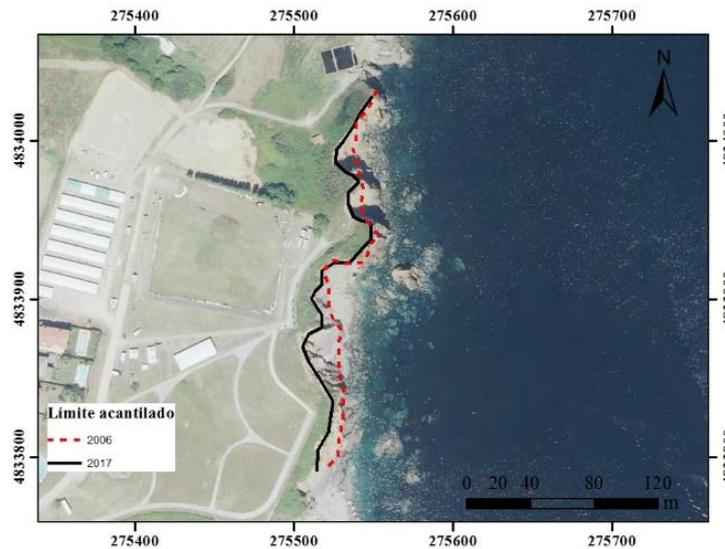


Figura 34: Comparación de la posición del límite del acantilado para el tramo J al Norte de Luanco, en el año 2006 y 2017

El segundo ejemplo es el movimiento complejo de Candás, cuya evolución y desarrollo a lo largo del tiempo ha sido continuo, y actualmente muestra evidencias de que sigue moviéndose. La Figura 35 ofrece una visión de este deslizamiento en los años 2006 y 2017. En ella se aprecia que las cicatrices de cabecera en ambos años no han desarrollado vegetación y muestran un afloramiento de rocas triásicas, además a lo largo de los años, el área que ocupan éstas se ha ampliado de forma significativa, llegando a expandirse incluso algo más al Sur que en el año 2006. Otra de las evidencias de la actividad del movimiento son los depósitos a pie de acantilado, en el año 2017 se puede observar que los primeros metros de la costa ofrecen un color rojizo característico de las rocas triásicas aflorantes. También es posible ver la progresión del deslizamiento hacia el interior observando los edificios colindantes y caminos. En el año 2006 hay un camino paralelo al acantilado que en 2017 ya no aparece, además la distancia de la cabecera del deslizamiento con el edificio adyacente ha disminuido. En conjunto, se observa un desplazamiento máximo en cabecera de 13,38 m y la tasa de retroceso para esta zona es de 0,78 m/año (Figura 36) (Tabla IX).

El movimiento complejo de Candás pone de manifiesto la peligrosidad asociada a condiciones de inestabilidad similares a las que tienen lugar en muchos puntos de la costa asturiana en el entorno del Cabo Peñas. Además, este movimiento es el ejemplo más evidente del riesgo que supone la evolución y retroceso de la línea de costa en zonas urbanizadas.

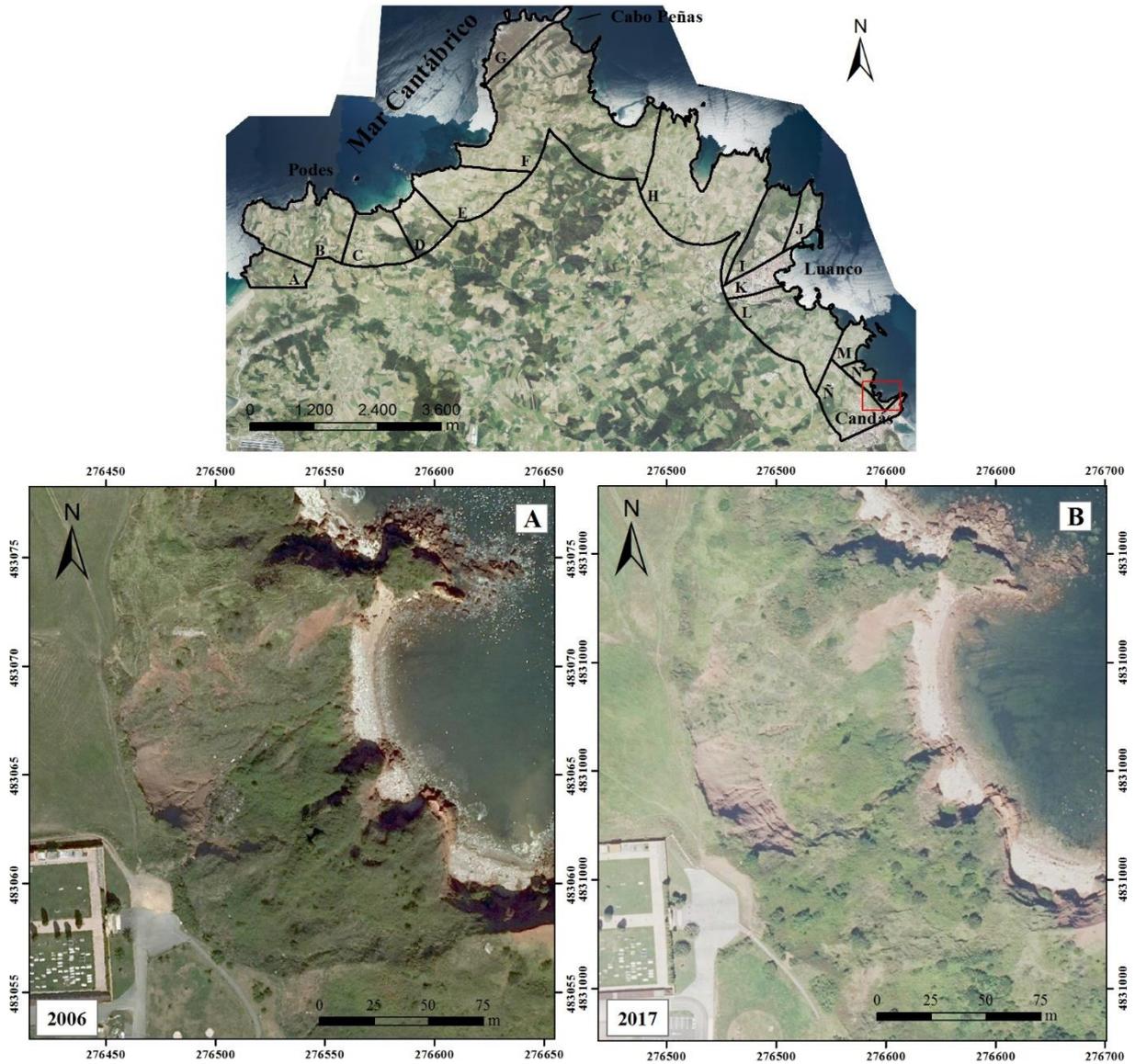


Figura 35: Movimiento complejo de Candás (tramo N) en los años 2006 y 2017.



Figura 36: Comparación del límite del acantilado para el deslizamiento de Candás en el año 2006 y 2017.



En la Tabla IX se muestran los datos de retroceso de los acantilados obtenidos y las tasas de retroceso estimadas para cada uno de los tramos analizados en este apartado. La tasa media de retroceso en el entorno del Cabo Peñas es de 0,57 m/año.

Tabla IX: Tasas de retroceso en la zona de estudio

Tramo	Retroceso 2006 - 2017 (m)	Tasa de retroceso (m/año)
A	5,43	0,4936
	2,94	0,2672
B	5,96	0,5418
	7,76	0,7054
	4,04	0,3672
J	7,6	0,6909
	5,06	0,46
	4,14	0,3763
	2,8	0,2545
I (Antrópico)	24,14	2,1945
	14,35	1,3045
	7,66	0,6963
	8,37	0,7609
	11,45	1,0409
	13,36	1,2145
Ñ (Movimiento Candás)	7,97	0,7245
	13,38	1,2163
	8,70	0,7909
	6,95	0,6318
	8,00	0,7272
	6,46	0,5872



5.4. Análisis de perfiles longitudinales de valles colgados

Los valles colgados son los únicos elementos fluviales que destacan en el entorno del Cabo Peñas. Estos son valles de poca entidad delimitados hacia el interior por la superficie de rasa y cuya desembocadura se sitúa en la costa. Tienen morfologías alargadas, estrechas (anchura media 100 m) con una longitud media desde su comienzo en el interior hasta el punto de desagüe en la costa de unos 700 m, sus cauces están encajados entre vertientes inclinadas entre 20°-30°.

En total, se han reconocido ocho valles (nombrados de la A a la Z, Figura 21 y Anexo 11) situados en el tramo F de la zona de estudio. Dos poseen drenaje hacia el Oeste y los seis restantes hacia el Este. Alguno está alimentado por dos o más cauces principales. Se desarrollan sobre un sustrato rocoso de rocas siliciclásticas (areniscas, pizarras...), y generan las áreas de mayor vegetación de toda la zona de estudio. La presencia de valles colgados que se encuentran en zonas costeras y cuya desembocadura se encuentra elevada unos metros en el acantilado es un indicativo del retroceso de la línea de costa debido a una elevación relativa del nivel del mar.

Se ha llevado a cabo el análisis de los ocho valles fluviales. Se muestran los resultados de siete de ellos. En el valle restante, debido a la vegetación desarrollada a lo largo y ancho de su cuenca, no ha sido posible identificar correctamente su cauce y los resultados obtenidos son erróneos. Se han obtenido los perfiles longitudinales de los cauces de los valles y se ha definido la altura a la que se sitúa el punto de desembocadura respecto a la posición actual de la costa. Asimismo, se ha estimado distancia del punto de desembocadura original, previo al retroceso de la línea de costa, respecto a la actualidad.

Los resultados se recogen en la Tabla X y Figura 37. Como se puede ver, todos los perfiles presentan en su parte izquierda una pendiente muy pronunciada (74%) hasta llegar a un punto de inflexión en el que la pendiente se suaviza (20%) para seguir un ascenso progresivo. La parte izquierda hasta el punto de inflexión (marcado en rojo en la Figura 37) se corresponde con el encajamiento más reciente de la red fluvial relacionado con una transgresión marina (transgresión Flandriense). Si se continúa la línea de la pendiente que presentan los cauces en su parte menos inclinada, se puede estimar la distancia a la que desembocarían estos valles respecto a la línea de costa actual (en negro en la Figura 37) en un momento del pasado en el que el nivel del mar estaba más bajo.

En la Tabla X se muestran las alturas de los puntos de desembocadura en la actualidad y la distancia a la que se encuentran del punto de desembocadura original. La altura a la que se sitúan los distintos puntos de inflexión varía a lo largo de todas las cuencas, siendo las que tienen vertiente al Oeste las que tienen el punto de inflexión más elevado (43 y 30 m); por el contrario, en las cuencas con vertiente Este se sitúa entre los 5 y los 15 m. Se observa también



que la pendiente del cauce de todos los valles es constante. La altura máxima del cauce en la cuenca se sitúa a 90 m, en la cuenca A.

Teniendo en cuenta estos factores y los resultados del análisis de los perfiles de los valles se puede proponer la hipótesis de que en esta zona de estudio los acantilados con orientación Oeste tienen una velocidad de retroceso mayor que los acantilados orientados hacia el Este. Esto se deduce ya que en los valles que tienen vertientes hacia el Oeste la desembocadura queda a mayor altura que en el caso de los valles con vertientes hacia el Este, además la distancia a la que se encuentran con respecto al punto de desembocadura original es mayor (400 m y 220 m). Esta hipótesis estaría en concordancia con la mayor incidencia en los acantilados orientados al Oeste de los temporales marítimos, aunque también existe la posibilidad de que los valles fluviales vertientes al Oeste tuvieran menor incidencia sobre el terreno que los del Este debido a las diferencias en la litología de las rocas y las características estructurales del terreno.

Tabla X: Distancia de los puntos de desembocadura de las cuencas de los valles colgados en la actualidad y en el pasado

Cuenca valle colgado	Altura desembocadura actual (m)	Distancia desembocadura actual y del pasado (m)
A	43	400
B	30	230
C	9	90
D	28	100
E	5	25
F	12	110
G	19	200

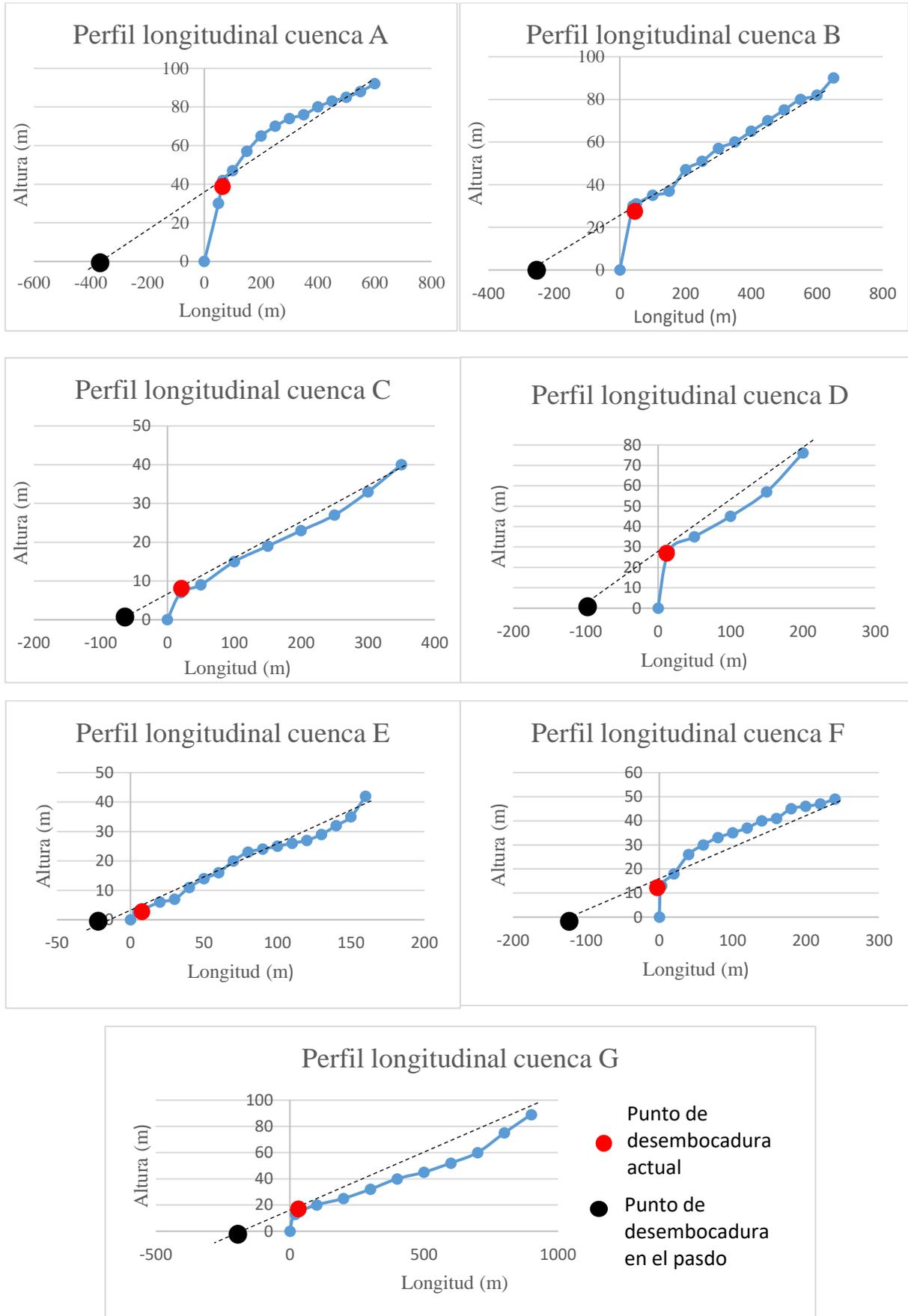


Figura 37: Perfiles longitudinales de los valles colgados y estimación de la posición del punto de desembocadura original

5.5. Mapa geomorfológico de la punta de Podes

La punta de Podes se sitúa al Oeste del Cabo Peñas, está limitada al Oeste por la playa Las Marineras, y al este por el Puerto Llampero (Figura 1) y tiene una extensión de 66836 m². Se compone de rocas devónicas pertenecientes al Grupo Rañeces (calizas y margas) cuyos buzamientos varían de subhorizontales al Sur a subverticales al Norte, lo que hace pensar que haya algún elemento estructural como pliegues o fallas que no está identificado en la cartografía geológica consultada.

Los elementos geomorfológicos pertenecientes a la dinámica litoral diferenciados han sido los siguientes: rasa, acantilado activo y depósitos indiferenciados, mientras que los elementos geomorfológicos vinculados a procesos de gravedad identificados han sido: grietas, cicatrices, flujos superficiales, movimientos en masa complejos, bloques y acumulaciones indiferenciadas. Los elementos que mayor importancia tienen en la cartografía de esta zona son aquellos cuya génesis es debida a procesos de gravedad.

La rasa en la punta de Podes es una superficie subhorizontal que delimita el comienzo el acantilado propiamente dicho (Figura 38). Así, en la punta la altitud es de 28 m.s.n.m que va aumentando hacia el Sur (34 m.s.n.m) para volver a descender hacia mitad (26 m.s.n.m), dando la sensación de que sea una superficie más bien ondulada probablemente debido a la presencia de restos arqueológicos de fosos y murallas (Camino Mayor, 1995; Jiménez-Sánchez y Ballesteros, 2017).



Figura 38: Vista de la vertiente Oeste de la punta de Podes desde. Imagen: Google Earth.

En la parte Oeste, el acantilado activo incluye todo el tramo de acantilado desde donde limita con la rasa, en la parte superior, hasta la línea de costa, en la parte inferior, con una altura media de 22 m. En la vertiente Este el acantilado activo está menos desarrollado, dándose únicamente a pie de acantilado. Esto es debido a que la vertiente Oeste está más expuesta que la Este a la erosión como consecuencia de la dinámica litoral que posee una dirección predominante NO-SE, por lo que la vertiente Este se encuentra más protegida contra este factor erosivo.

La punta de Podes sufre el desarrollo de grietas en toda su vertiente Oeste, como se observa en la Figura 39. Tienen tamaños que varían desde los 28 metros de longitud hasta poco menos de un metro, con aperturas desde unos pocos centímetros hasta más de un metro. Poseen dos direcciones principales una E-O y otra NNE-SSO y se sitúan, principalmente, desde mitad del cabo hacia el Norte.

Los deslizamientos superficiales o de suelo se encuentran principalmente al Sur de la zona, tanto en la vertiente Oeste de los acantilados, como al Este (Figura 39). Se han identificado un total seis deslizamientos de suelo (Figura 39). La mayoría de ellos ocupan un área de menos de 80 m². Se trata de movimientos que afectan a los primeros centímetros de suelo o roca poco consolidada, en este último caso se desarrollan sobre rocas de naturaleza margosa. Se encuentran limitados en cabecera por cicatrices muy bien definidas.

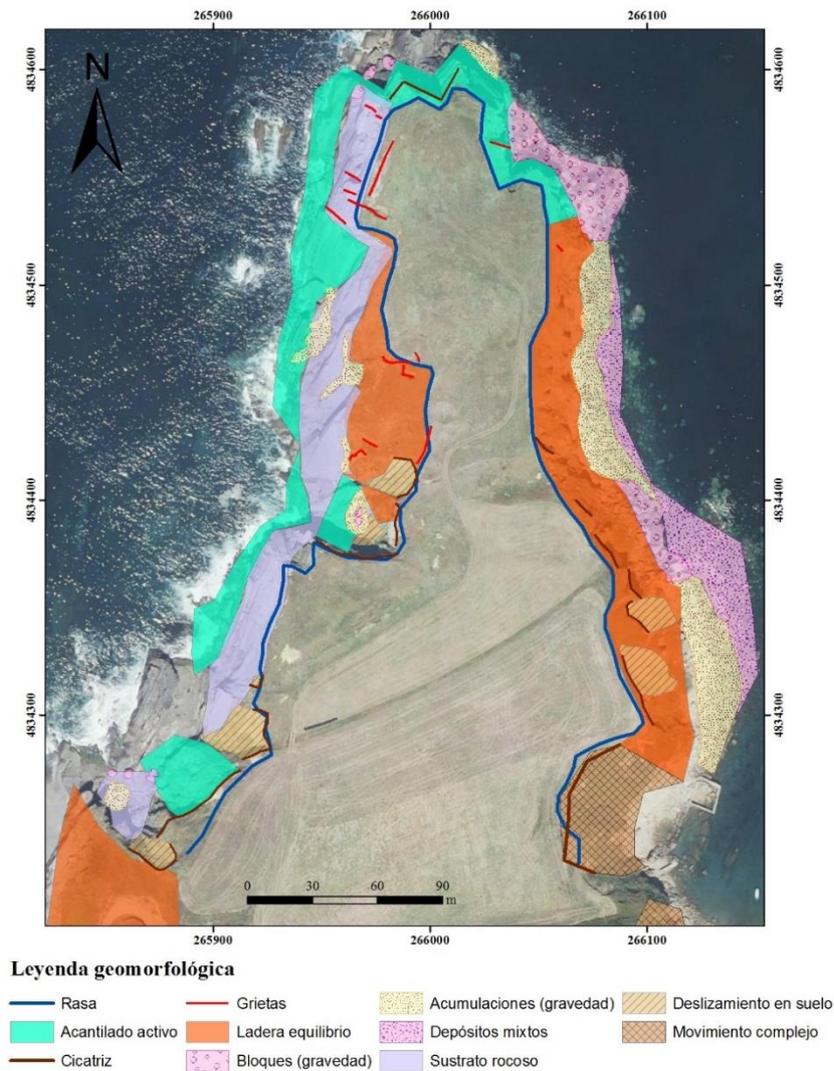


Figura 39: Cartografía geomorfológica de la punta de Podes

Se ha identificado un movimiento complejo al sureste del área que ocupa la punta de Podes, afecta tanto a roca como a suelo y se extiende desde la superficie de rasa hasta la línea de costa. Ocupa una superficie total de 200 m² y es fácilmente reconocible su cicatriz en cabecera, estando la masa deslizada cubierta por vegetación (Figura 39).

Los tipos de depósitos que se han diferenciado en Podes han sido tres: depósitos de origen mixto, bloques y acumulaciones indiferenciadas. Los depósitos mixtos son todos aquellos cuyo origen puede ser debido a la dinámica litoral ya sea los que se han generado por la erosión de los bloques situados a pie de acantilado previamente o los que se han generado debido a la acumulación marina. Se encuentran principalmente en la vertiente Este de la punta de Podes (Figura 41).

Los bloques son todos aquellos depósitos de más de 2 metros de diámetro, subangulosos que se pueden encontrar aislados o formando cordones o montículos al pie de los movimientos en masa (Figura 40). En el Norte de la punta de Podes se han generado bloques de gran tamaño que se acumulan al pie de los acantilados sobre lo que sería la plataforma de abrasión. Su génesis tiene lugar sobre todo debido a desprendimientos y vuelcos.

Las acumulaciones indiferenciadas hacen referencia a aquellos depósitos que tienen un origen debido a procesos de gravedad (deslizamientos, desprendimientos) y cuyo tamaño es menor de 2 metros, al igual que ocurre con los bloques, se sitúan en la base de áreas donde hay movimientos en masa así como en zonas donde se podrían haber producido vuelcos o desprendimientos antiguos (Figura 41).

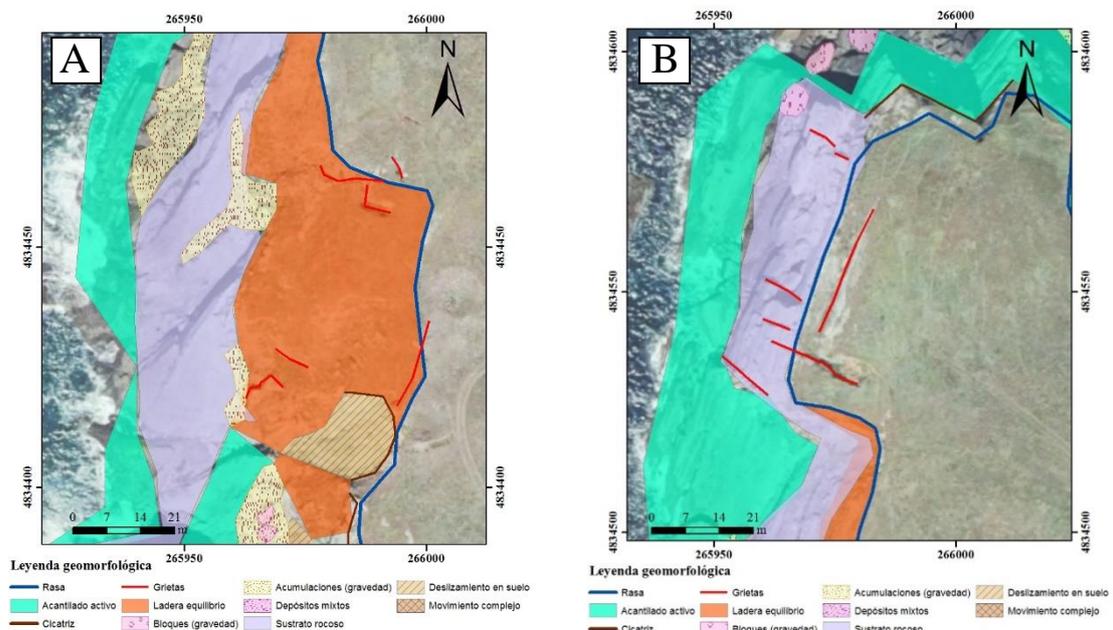


Figura 40: Detalles de la cartografía geomorfológica en la punta de Podes. A) Parte Suroeste. B) Parte Noroeste.

En la Figura 41 se puede observar como los depósitos con un componente de origen litoral (morado) se sitúan más próximos a la costa mientras que las acumulaciones (amarillo) y los bloques (rosa) se sitúan próximos al acantilado. Además, se aprecia que los bloques de mayor tamaño aparecen en zonas donde no hay movimientos superficiales mientras que las acumulaciones ocupan toda la base del acantilado en los puntos donde se producen estos últimos.

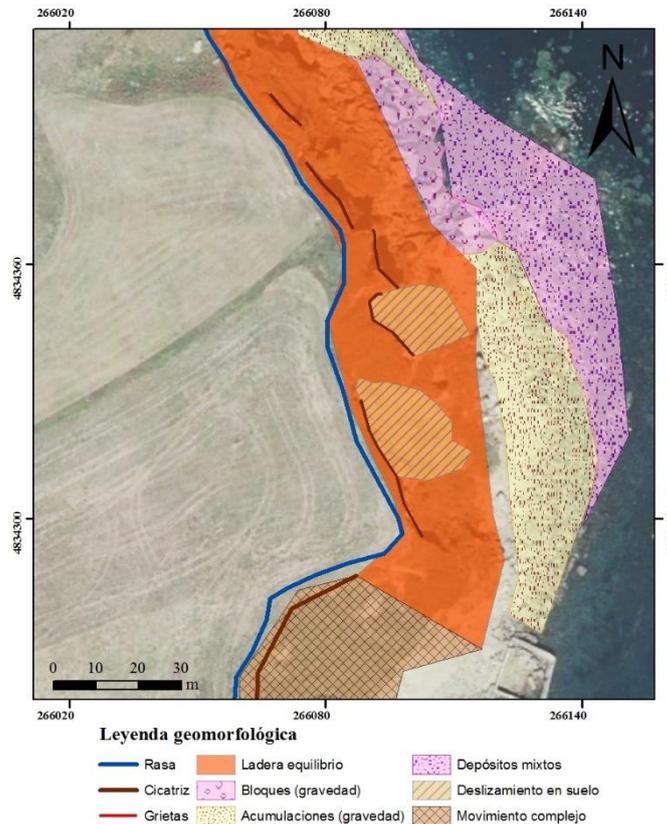


Figura 41: Relación entre los distintos tipos de depósitos al Este de la punta de Podes.

Las zonas designadas como sustrato rocoso son aquellas en las que aflora la roca del sustrato. En el caso de Podes, hacia el Sur, estas rocas forman parte del acantilado activo. Sin embargo, hacia el Norte, el sustrato rocoso aparece buzando hacia el SO de forma subvertical lo que hace que esas zonas sean susceptibles de verse implicadas en procesos de vuelcos y/o desprendimientos. Para contrastar cuales son las zonas con mayor riesgo de sufrir estos procesos se ha analizado el MDP elaborado a partir del MDE y dividido, según la pendiente de los acantilados, en cinco clases (Figura 42).

Los resultados obtenidos muestran una correlación directa de las áreas en las que se pueden producir vuelcos y desprendimientos y áreas donde tienden a generarse formas de gravedad como deslizamientos (en roca o suelo), y la pendiente de los acantilados en esos puntos. Generalmente se producirán o tienen mayor probabilidad de que se produzcan los primeros en aquellas zonas donde las pendientes superan los 70° de inclinación, mientras que



Universidad de Oviedo

los flujos o deslizamientos superficiales poseen un alto porcentaje de probabilidad de que se produzcan en áreas de más de 50° de inclinación. Esto no excluye la probabilidad de que se produzcan ambos procesos en otros lugares o en los mismos.

En el modelo digital de pendientes también se han identificado las zonas donde se están abriendo grietas ya que, comparando la posición de éstas con el modelo de elevaciones, estas coinciden en puntos donde la pendiente aumenta repentinamente cuando le correspondería ser una zona de baja pendiente.

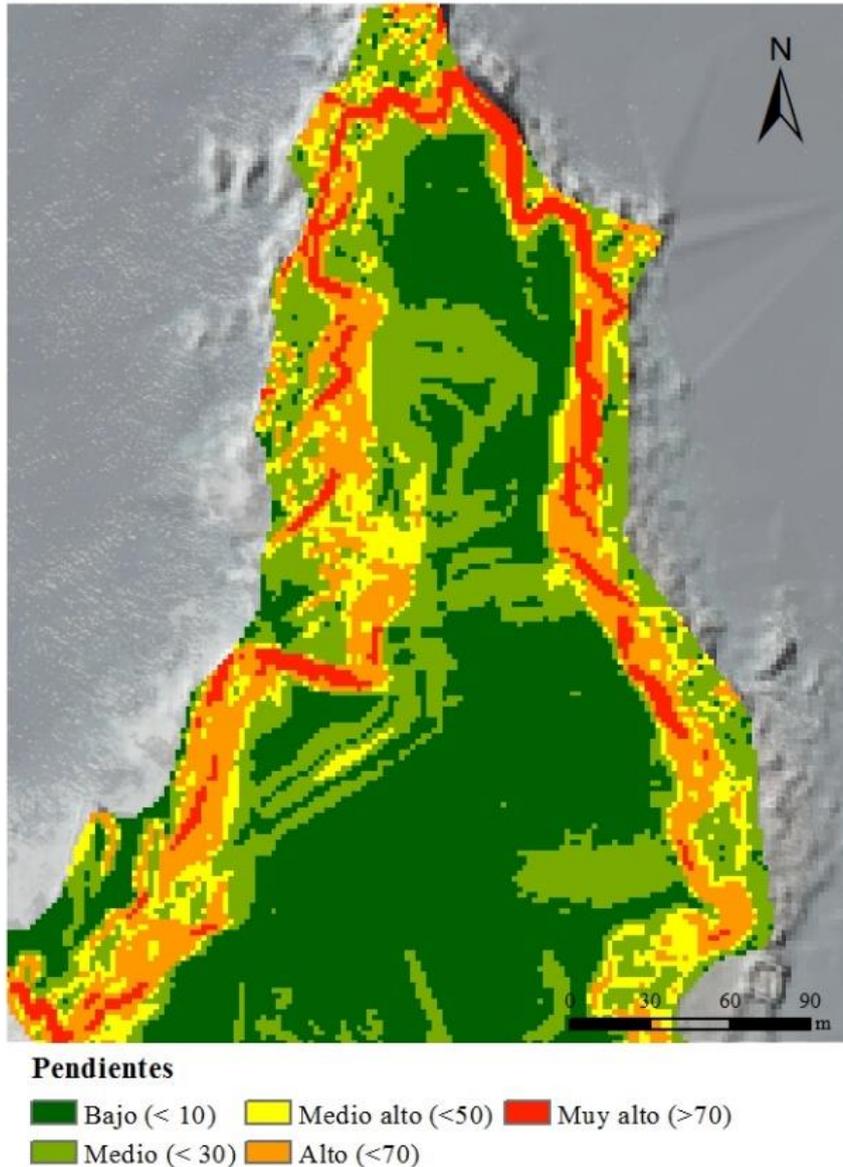


Figura 42: Modelo digital de pendientes de la punta de Podes.



5.6. Evolución de la costa en la punta de Podes

El estudio de la evolución de la costa y acantilados de Podes se ha realizado mediante la revisión y comparación de las ortofotos de los vuelos del PNOA de los años 2006, 2009, 2011, 2014 y 2017, realizados en diferentes momentos del año, lo que se ve reflejado en el desarrollo de la vegetación en la zona. Durante estos años la costa de Podes ha sufrido varios cambios importantes relativos a su morfología y a su retroceso. Se observan principalmente en la formación de flujos superficiales y otros movimientos en masa hacia el Sur.

En la Figura 43 se puede observar como en los años 2011 y 2014 se han desarrollado procesos de gravedad importantes mientras que los años 2006 y 2009 el acantilado se muestra más estable. Tanto los flujos superficiales como los movimientos complejos alcanzan el máximo desarrollo en el año 2011 (Figura 43), lo que puede deberse a que en el año 2010, concretamente en el mes de junio tuvo lugar un episodio de lluvias intensas que afectó a toda la región generando multitud de inestabilidades del terreno tanto en el interior como en la costa, que provocaron numerosas pérdidas (Domínguez-Cuesta, 2012) (Base de datos de *Argayos* del Principado de Asturias (BAPA), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)). También se observa que los depósitos a pie de acantilado varían con los años en relación directa con los movimientos en masa. Las grietas que se identifican en superficie no han sufrido grandes cambios desde el año 2006, si bien es posible que, a escala más detallada, se pudiera detectar la formación de alguna grieta nueva o el aumento de la apertura de las mismas.

En la vertiente Este de la punta de Podes se aprecia un ligero retroceso de los acantilados, desarrollándose movimientos en masa. Principalmente se puede ver que al Sureste, en la parte superior del acantilado, se ha generado un escarpe bastante vertical que a lo largo de los años se ha ido acusando cada vez más. Generalmente, la vertiente Oeste de la punta de Podes presenta mayores variaciones a lo largo del tiempo, esto se debe a que la orientación de los acantilados permite que la acción del viento y el oleaje de los temporales predominantes del Noroeste incida más que en la vertiente Este.

En cuanto al desarrollo de desprendimientos y vuelcos al Norte de Podes, mencionado previamente en el apartado de cartografía, no es posible ver diferencias en este periodo de tiempo. Sin embargo, a través de las observaciones realizadas durante el trabajo de campo, se puede suponer que estos procesos continúan su desarrollo en la actualidad y por tanto dentro de unos años puede que sea posible ver algún avance de los mismos. También se ha podido constatar un aumento en el número de grietas, así como en su apertura en superficie (Figura 43).

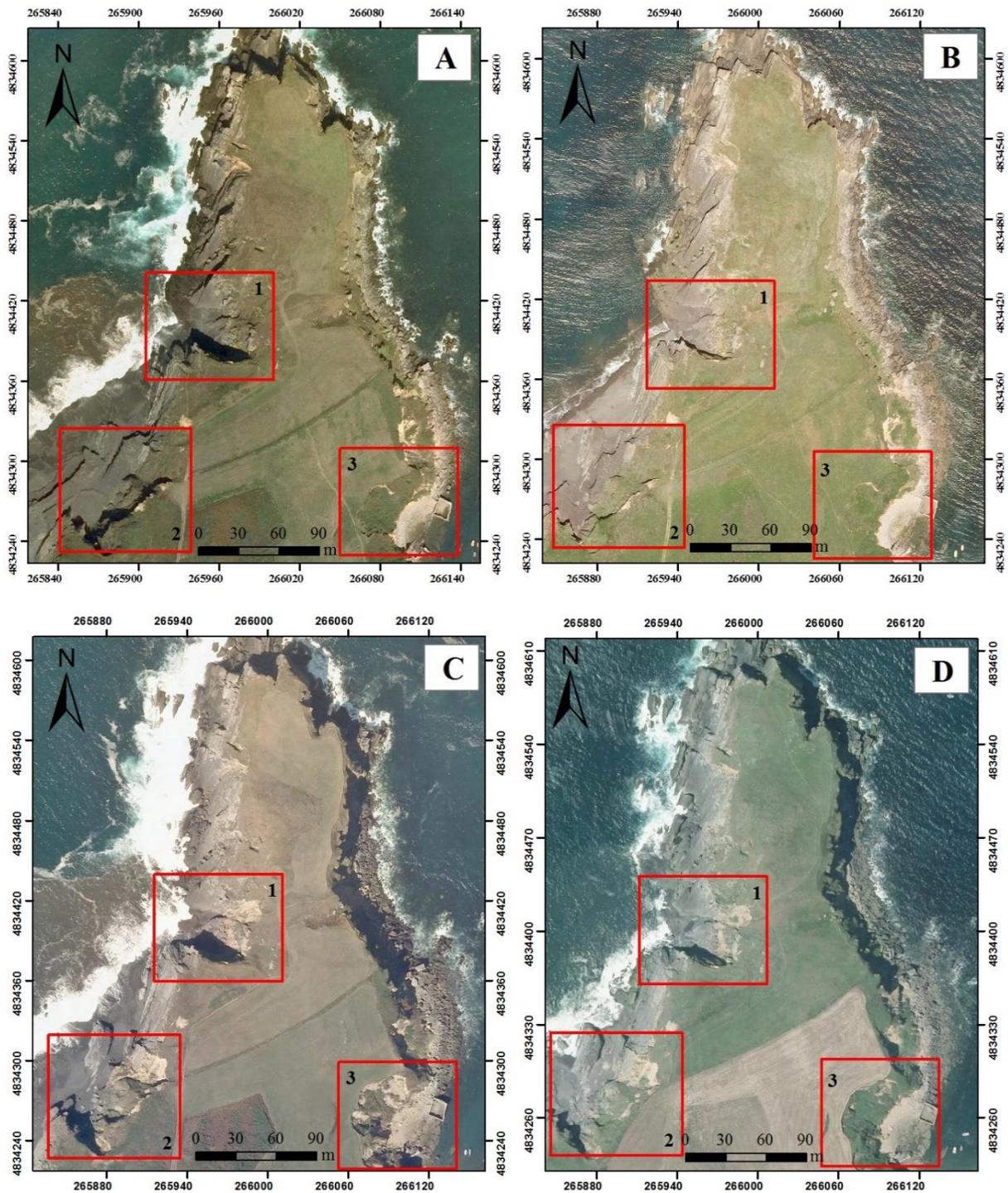


Figura 43: Aspecto de la costa en la punta de Podes en los años 2006, 2009, 2011 y 2014. 1) y 2) Evolución de flujos superficiales. 3) Desarrollo de un movimiento complejo al Sur de Podes.

En la Figura 44 se observa cual ha sido el desplazamiento general del límite del acantilado de la punta de Podes a lo largo de los años. Se observa un retroceso que es más acusado en toda la vertiente Oeste. La distancia retrocedida y las tasas medidas en diferentes puntos de la Figura 44 se recogen en la Tabla XI. La tasa media de retroceso para la vertiente Oeste de la punta de Podes es 0,28 m/año.

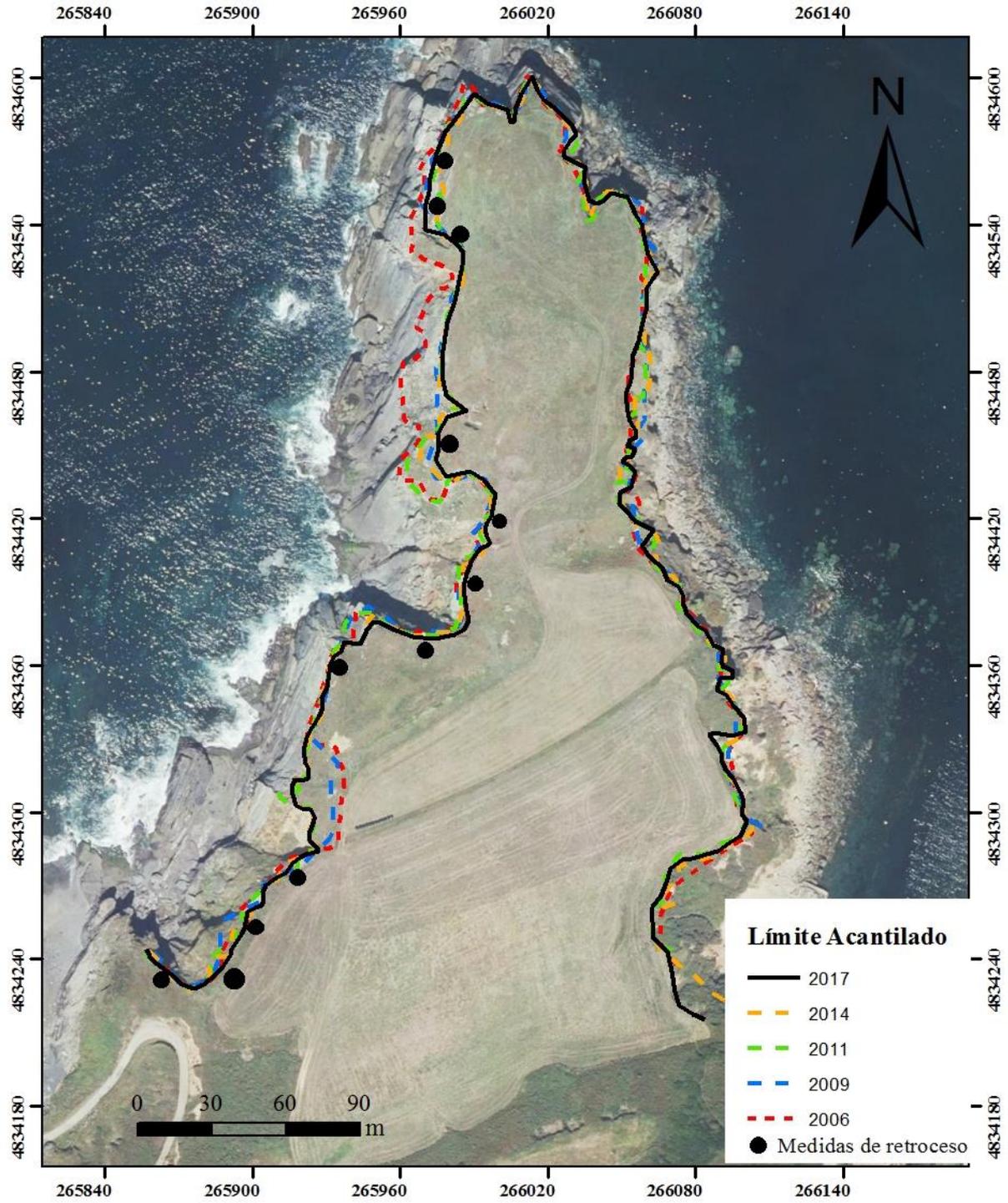


Figura 44: Comparación de la posición del límite del acantilado en la punta de Podes en los años 2006, 2009, 2011, 2014 y 2017.



Tabla XI: Distancia retrocedida y tasas de retroceso entre 2006 y 2017 en la vertiente Oeste de la punta de Podes.

Distancia retrocedida (m)	Tasa de retroceso (m/año)
1,56	0,14
6,16	0,56
4,55	0,41
3,14	0,28
2,63	0,23
2,23	0,20
1,48	0,13
2,88	0,26
3,03	0,27
2,61	0,23
2,90	0,26
5,44	0,49

5.7. Estudio de estaciones geomecánicas

En la Tabla XV se muestran los datos recogidos en las tres estaciones geomecánicas que se han realizado en el campo. Las estaciones E-1 y E-2 se encuentran separadas unos metros la una de la otra, por lo que las condiciones iniciales de los afloramientos son muy similares, la estratificación tiene una orientación NNO-SSE y buza entre 5 y 10° hacia el Oeste. Mientras que la estación E-3 posee una estratificación de orientación NO-SE y su buzamiento es subvertical. Estas estaciones se sitúan sobre rocas devónicas, concretamente del Grupo Rañeces. La litología se compone de calizas, margas, margocalizas y dolomías que se encuentran formando estratos de espesores muy variables, desde 1,5 m hasta unos pocos centímetros. Las familias de discontinuidades que se han diferenciado han sido:

- E-1: S0 y cuatro familias de discontinuidades
- E-2: S0 y dos familias de discontinuidades
- E-3: S0 y tres familias de discontinuidades

5.7.1. Estación E-1

El estudio cinemático de la estación E-1 se ha realizado con los datos de las familias de discontinuidades adquiridos en campo además de complementarse con la revisión de las imágenes de Google *Earth*. Como talud se ha considerado el propio acantilado.

En la estación E-1 no se producirían roturas planares, ya que no se cumplen las condiciones necesarias para ello (discontinuidades subparalelas al talud y mayor buzamiento que el ángulo de fricción) (Figura 46). Para saber si hay posibilidades de que se produzcan deslizamientos en cuña en este punto se ha observado si la intersección de las discontinuidades entre ellas se sitúa en la zona de inestabilidad, generando de este modo la Tabla XII con los resultados de estabilidad o inestabilidad.



Tabla XII: Probabilidad de que se produzca rotura en cuña en la estación E-1.

	S0	J1	J2	J3	J4
S0	Estable	Estable	Estable	Estable	Estable
J1	Estable	Estable	Estable	Estable	Estable
J2	Estable	Estable	Estable	Estable	Estable
J3	Estable	Estable	Estable	Estable	Estable
J4	Estable	Estable	Estable	Estable	Estable

5.7.2. Estación E-2

Para el análisis cinemático de la estación E-2 se han utilizado los datos recogidos en el campo. Al igual que en la estación E-1, el talud que se ha considerado ha sido el propio acantilado, haciendo una estimación con las imágenes tomadas *in situ* y las imágenes de satélite de Google *Earth*. En la estación E-2 se podrían producir roturas planares a través de la discontinuidad J1 ya que buza mas que el ángulo de fricción y es subparalelo a la dirección del talud (Figura 46). Para saber si se producirán roturas en cuña en este punto se ha procedido de la misma manera que en el caso anterior. Los resultados se recogen en la Tabla XIII.

Tabla XIII: Probabilidad de que se produzca rotura en cuña en la estación E-2

	S0	J1	J2
S0	Estable	Estable	Estable
J1	Estable	Estable	Inestable
J2	Estable	Inestable	Estable

5.7.3. Estación E-3

La estación E-3, realizada en la vertiente Oeste de la punta de Podes, se sitúa en una zona donde es necesario tener en cuenta la estructura ya que se trata de una posible zona de charnela de un anticlinal asimétrico que hace que la estratificación en el Sur de Podes sea subhorizontal para ponerse subvertical en la zona Norte (Figura 45). El análisis cinemático realizado parte de los datos obtenidos en campo y, como en los casos anteriores, se ha completado la información con imágenes de satélite y fotografías *in situ* tomadas en el momento de la recogida de datos (Figura 45).

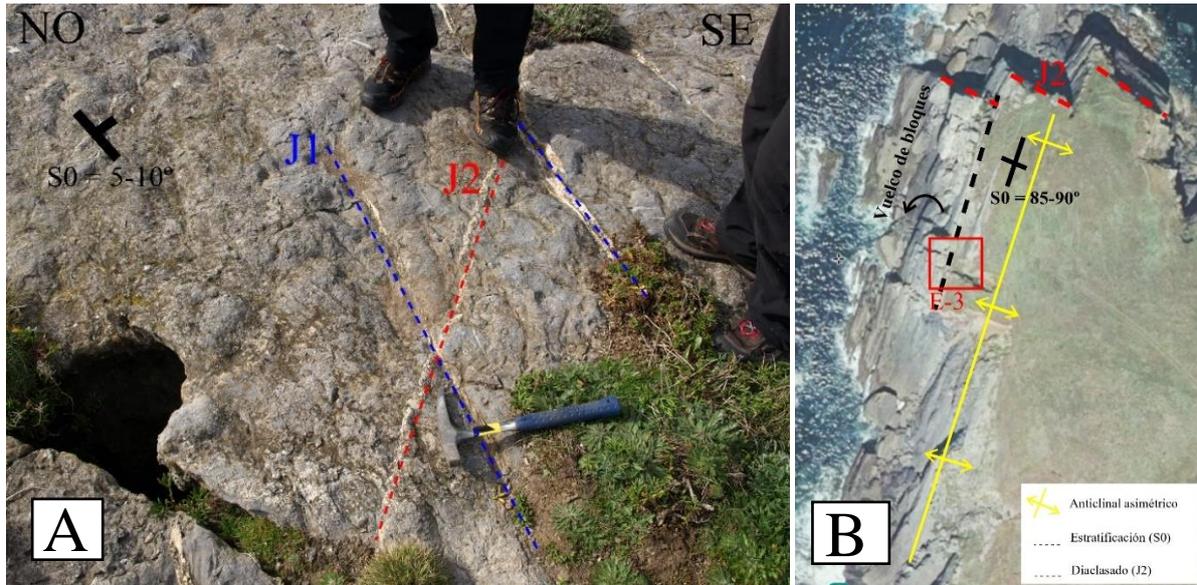


Figura 45: Estación E-3. A) Toma de datos en campo y ejemplo de la relación entre las discontinuidades estructurales. B) Elementos estructurales de la punta de podés.

En la estación E-3 se podrían producir roturas planares a través de la discontinuidad J1 ya que buza mas que el ángulo de fricción y es subparalelo a la dirección del talud, además la estratificación (S0), aunque no se sitúa dentro del área de inestabilidad, podría llegar a generar roturas planares dado que sus características no difieren mucho de las condiciones del test de Markland para que se produzcan éstas (Figura 46).

Para saber si se producirán roturas en cuña en este punto se ha procedido de la misma manera que en los casos anteriores, ilustrándose los resultados en la Tabla XIV.

Tabla XIV: Probabilidad de que se produzca rotura en cuña en la estación E-3

	S0	J1	J2	J3
S0	Estable	Estable	Estable	Inestable
J1	Estable	Estable	Inestable	Estable
J2	Estable	Inestable	Estable	Estable
J3	Inestable	Estable	Estable	Estable

La intersección de J3 con S0 se ha considerado inestable, aunque no aparece en la zona de inestabilidad debido a las características observadas en el afloramiento, en las que se comprobó que la perpendicularidad entre ambas era un factor a tener en cuenta para el desarrollo de las roturas.

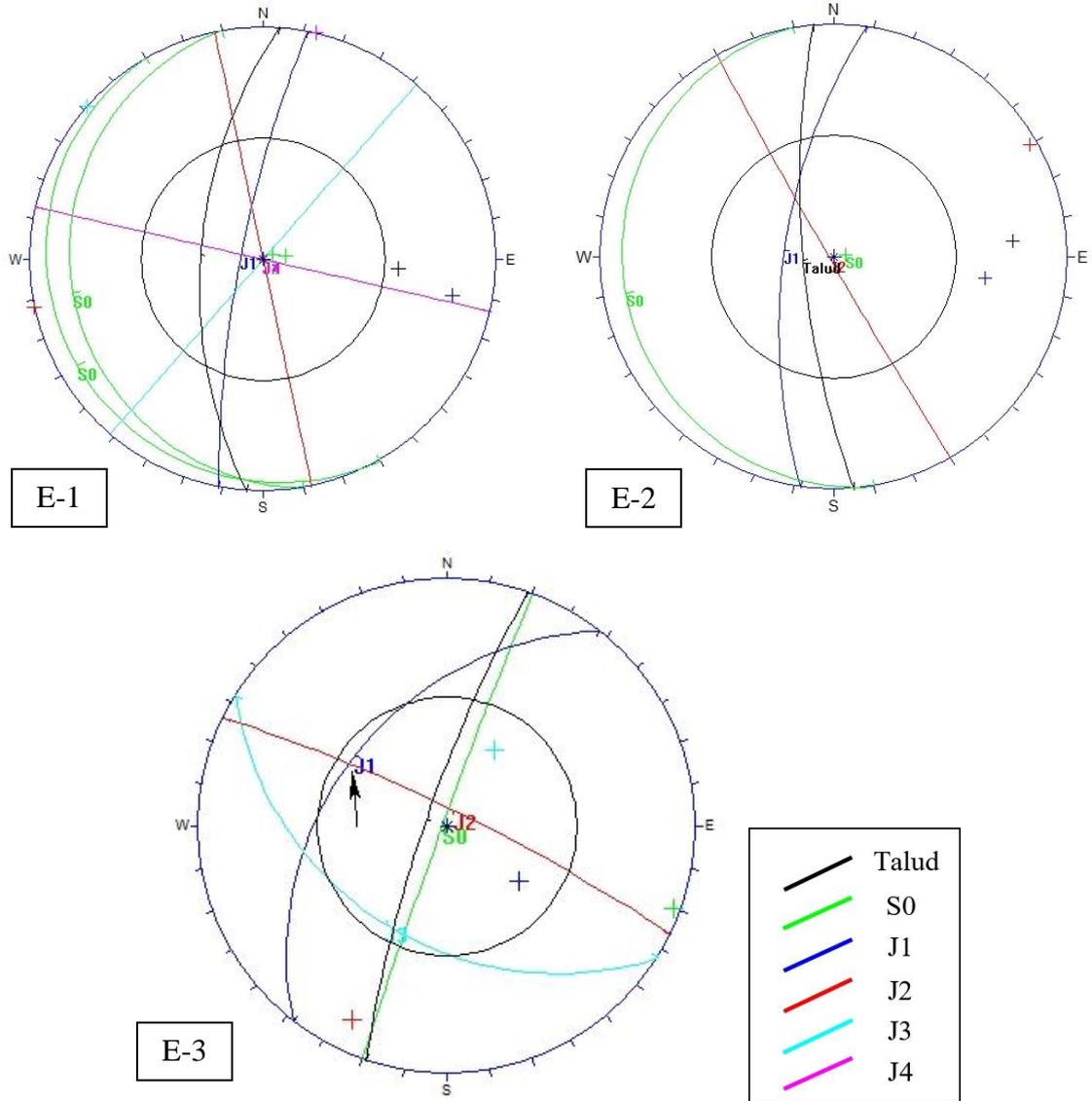


Figura 46: A) Representación estereografía de la estratigrafía (S0), discontinuidades, (J) talud y ángulo de fricción de las estaciones geomecánicas E-1, E-2 y E-3.



Tabla XV: Datos obtenidos en campo en las estaciones geomecánicas E-1, E-2 y E-3.

ESTACIONES GEOMECAÑICAS						
	Orientación y buzamiento	Espaciado (cm)	Continuidad (m)	Abertura (mm)	Rugosidad	Rellenos
E-1 (UTM: x-264812 y-4833925)						
S0	249/5	6-20 a 60-200	>20 (muy alta)	0,1-0,25 (cerrada)	Ondulada-rugosa (IV)	Algo meteorizada, filtraciones: húmedo
S0	260/11	6-20 a 60-200	>20 (muy alta)	0,1-0,25 (cerrada)	Ondulada-rugosa (IV)	Algo meteorizada, filtraciones: húmedo
J1	281/79	20-60	>20 (muy alta)	10-100 (muy ancha)	Escalonada-rugosa (I) y Ondulada-rugosa (IV)	Calcita, espesor: 20-40 mm
J2	078/90	200-600	>20 (muy alta)	10-100 a 100-1000 (extrem. ancha)	Escalonada-rugosa (I) y Ondulada-rugosa (IV)	Calcita, espesor: 30 mm
J3	131/90	60-200	10-20 (alta)	> 10 (ancha)		Calcita, espesor: 20 mm
E-2 (UTM: x-264810 y-4833818)						
J1	278/66		>20 (muy alta)			
J2	240/88					
E-3 (UTM: x-265976 y-4834554)						
S0	290/88				Ondulada-rugosa (IV)	
J1	308/40	200-600 (3 m)		0,5-2,5 mm (Abierta)		Calcita, espesor: 20 mm
J2	212/40	20-60 (30 cm)		0,5-2,5 mm (Abierta)		Calcita, espesor: 20 mm
J3	026/82					

5.8. Propuesta de modelos sintéticos de dinámica de acantilados

El estudio de toda la zona de estudio, tanto a nivel general como en detalle, ha permitido elaborar de una serie de modelos conceptuales con los que se pretende explicar cuáles son los principales mecanismos de retroceso de los acantilados que actúan en el entorno del Cabo Peñas. Los modelos elaborados se han basado en las características de los acantilados observadas directamente en el campo, así como las deducidas a partir de la observación de los MDT y de las diferentes fotografías disponibles, de la elaboración de la cartografía geomorfológica o el análisis de las estaciones geomecánicas. Con todo ello se ha llegado a establecer un modelo evolutivo conceptual de los acantilados para el entorno del Cabo Peñas con dos variantes (A y B) según la tipología de los procesos involucrados en el retroceso de los mismos.

Los acantilados del entorno del Cabo Peñas se pueden dividir en cuatro tipos principales, dos en los que la evolución del acantilado está determinada por la presencia de movimientos en masa y otros dos en los que, aunque los fenómenos de gravedad también existan, no son los predominantes. Es necesario tener en cuenta que pueden existir áreas en las que se combinen varios de estos modelos para dar lugar a situaciones más complejas. Los tipos de acantilado que se presentan en este trabajo se han dividido de acuerdo a: presencia o no de laderas “en equilibrio”, situación del frente de acantilado, pendiente de los acantilados desde la superficie de rasa hasta la línea de costa y desarrollo, o no, de movimientos en masa (Figura 47).

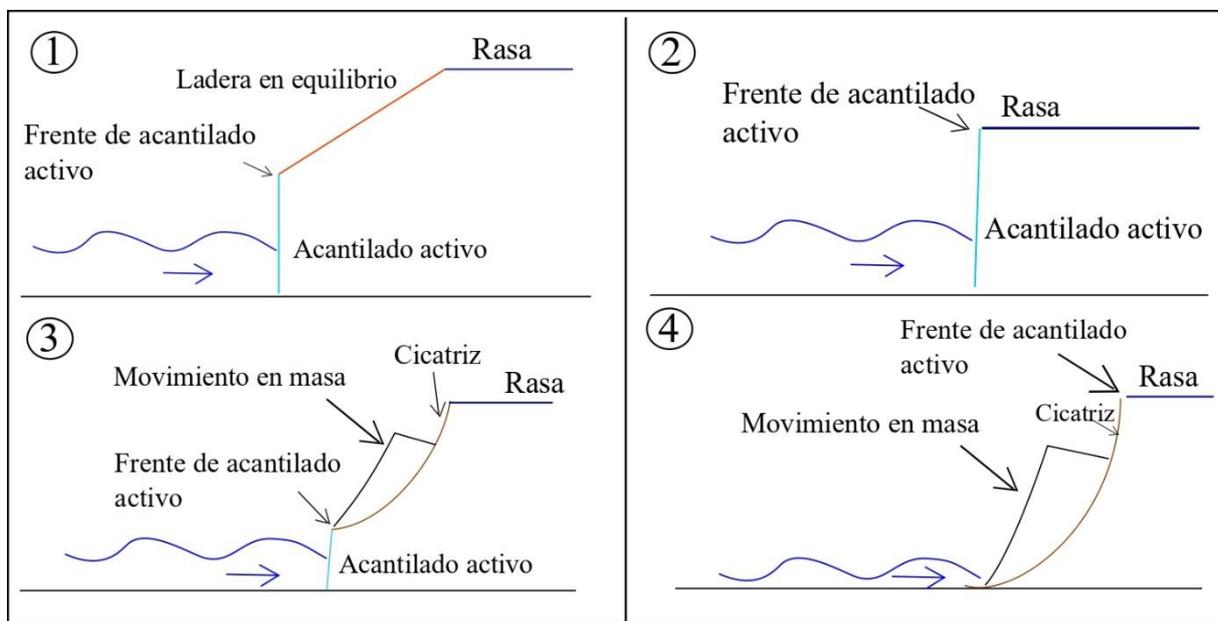


Figura 47: Modelos de acantilado que se observan en el entorno del Cabo Peñas.

El tipo de acantilado 2 es el que predomina en la zona de estudio y en el que se generan mayor cantidad de vuelcos y desprendimientos, por ello este trabajo se ha centrado en este



tipo de acantilados y la evolución que presentan en dos zonas concretas del Oeste del Cabo Peñas.

El tipo de acantilado 2 se desarrolla sobre cualquier tipo de roca, aunque destacan las calizas y las cuarcitas. Se caracteriza por estar formado únicamente por la superficie de rasa y el frente de acantilado activo, que limita el acantilado en su parte superior y es horizontal; y el acantilado activo, que comienza allí donde termina la primera y que abarca toda la superficie vertical desde donde termina la rasa hasta la línea de costa (Figura 47).

Este tipo de acantilados tiende a no presentar desarrollo de suelo en la superficie del acantilado activo, lo que pone de manifiesto los efectos de la erosión tanto marina, como eólica y por gravedad. La litología de las rocas también es un condicionante importante en la evolución de estos acantilados, en el caso de rocas calcáreas se genera una karstificación, lo que hace que se produzcan cavidades en las rocas que, a su vez, aportan inestabilidad al acantilado. Otro factor importante sería la disposición estructural de los estratos y la presencia o no de discontinuidades. Estratos en los que dirección y buzamiento son favorables al acantilado tenderán a ser más inestables que aquellas capas con dirección y buzamiento diferentes, además la presencia de discontinuidades perpendiculares a la estratificación aumenta esa inestabilidad previa y facilita que se generen vuelcos.

Al Oeste del Cabo Peñas, más concretamente, en la punta de Podes y al Oeste de ésta, se dan dos condiciones iniciales del terreno diferentes, en la primera las rocas tienen buzamientos suaves ($5-10^\circ$) y presentan una red de discontinuidades perpendiculares a la estratificación con buzamiento subvertical; en la segunda, la estratificación tiene buzamientos de 80° a 90° y presenta asimismo un diaclasado similar al anterior. Estas condiciones iniciales hacen que los mecanismos de evolución de los acantilados, aún perteneciendo al mismo tipo, sean distintas.

Se proponen dos modelos diferentes de mecanismos de evolución de los acantilados tipo 2. Estos se sitúan en los mismos puntos donde se realizaron las estaciones geomecánicas E-1 y E-3 y en ellos se observa la variación de los mecanismos de retroceso de los acantilados con condiciones geológicas iniciales distintas.

5.8.1. Modelo A de evolución de acantilados

El modelo A de evolución de los acantilados se basa en las observaciones realizadas en el área de la estación geomecánica E-1. Se parte de un acantilado compuesto por calizas, margocalizas, margas y dolomías, distribuidas en estratos de van desde 1,5 m a estratos de menor potencia hasta llegar a una laminación centimétrica. El buzamiento de las capas es a favor del escarpe y no supera los 11° . Además existen varias familias de discontinuidades, algunas de ellas perpendiculares a la estratificación (Figura 48).

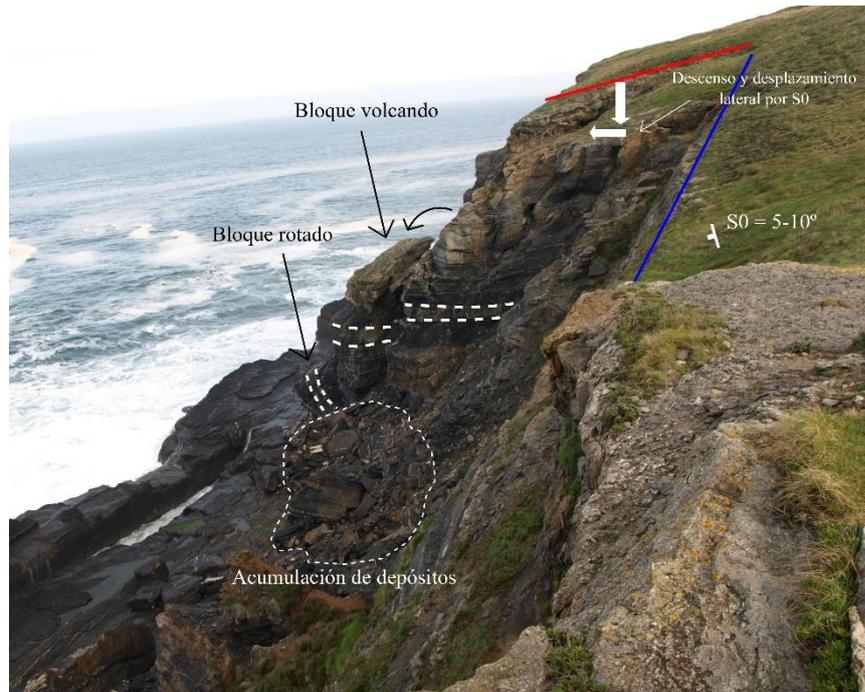


Figura 48: Aspecto del acantilado en la zona de la estación E-2, al Oeste de la punta de Podes a partir del que se ha establecido el Modelo A de evolución de los acantilados.

Como se observa en el modelo (Figura 49), inicialmente el oleaje incide en la base del acantilado. Conforme se va excavando y debilitando la base del acantilado, los bloques de roca situados encima de la concavidad comienzan a caer por gravedad, siguiendo planos de discontinuidades paralelas a la pendiente del acantilado. Esos bloques se sitúan en la base del acantilado rotados, haciendo que el buzamiento aparente de los bloques sea mayor y que parezca que bucen hacia el interior en vez de hacia la costa, por otro lado, esos bloques se rompen y erosionan generando depósitos en la base. A la vez comienzan a producirse deslizamientos poco profundos a favor de planos de debilidad como la laminación de las margas.

Finalmente, los bloques de roca rotados quedan apilados al frente del acantilado mientras que se siguen produciendo caídas, desprendimientos y vuelcos de nuevos bloques que se ven afectados por la existencia de cavidades en la base del acantilado así como por las propias discontinuidades de las rocas (Figura 49).

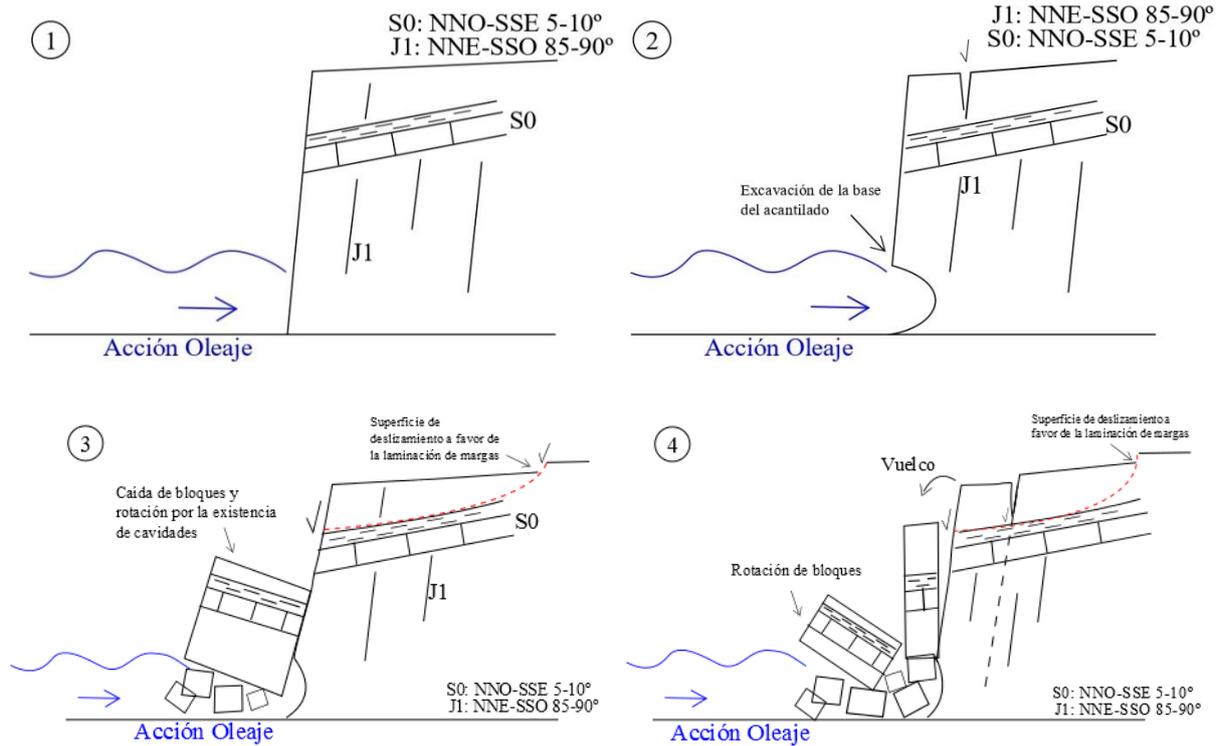


Figura 49: Estadios evolutivos del modelo A de evolución idealizada de los acantilados en el entorno de la punta de Podes.

5.8.2. Modelo B de evolución de acantilados

En el área de la punta de Podes se localizan capas cuya estratificación presenta buzamientos suaves en unas zonas y buzamiento subvertical, en otras. Esta diferencia de buzamientos condiciona la evolución de los acantilados en un área reducida como lo es esta punta. Es a partir de buzamientos verticales donde se pueden generar vuelcos.

El mecanismo que actúa en este caso es el de rotura favorecida por la extrusión de bloques. En un estadio inicial, el acantilado se encuentra constituido por estratos de rocas calcáreas subverticales con discontinuidades perpendiculares a la estratificación (S0) (Figura 48). Con el avance del tiempo, la acción del oleaje y la gravedad actúan sobre las rocas de forma que las que se sitúan en la parte superior del acantilado ejercen presión sobre las rocas inferiores que a su vez se encuentran debilitadas por la acción del oleaje y las discontinuidades internas; esta presión hace que las porciones inferiores de los estratos se rompan e individualicen la capa de roca, favoreciendo el deslizamiento de las rocas superiores siguiendo por el propio plano de estratificación. Cuando esto ocurre, el resto de estratos pierden la presión de confinamiento a la que estaban sometidas y por tanto tienden a volcar, creando grietas en superficie. Finalmente, esa descompresión continua hace que el resto de estratos sufran el mismo mecanismo y por tanto se vayan abriendo nuevas grietas en superficie que, poco a poco, progresan en profundidad (Figura 50).

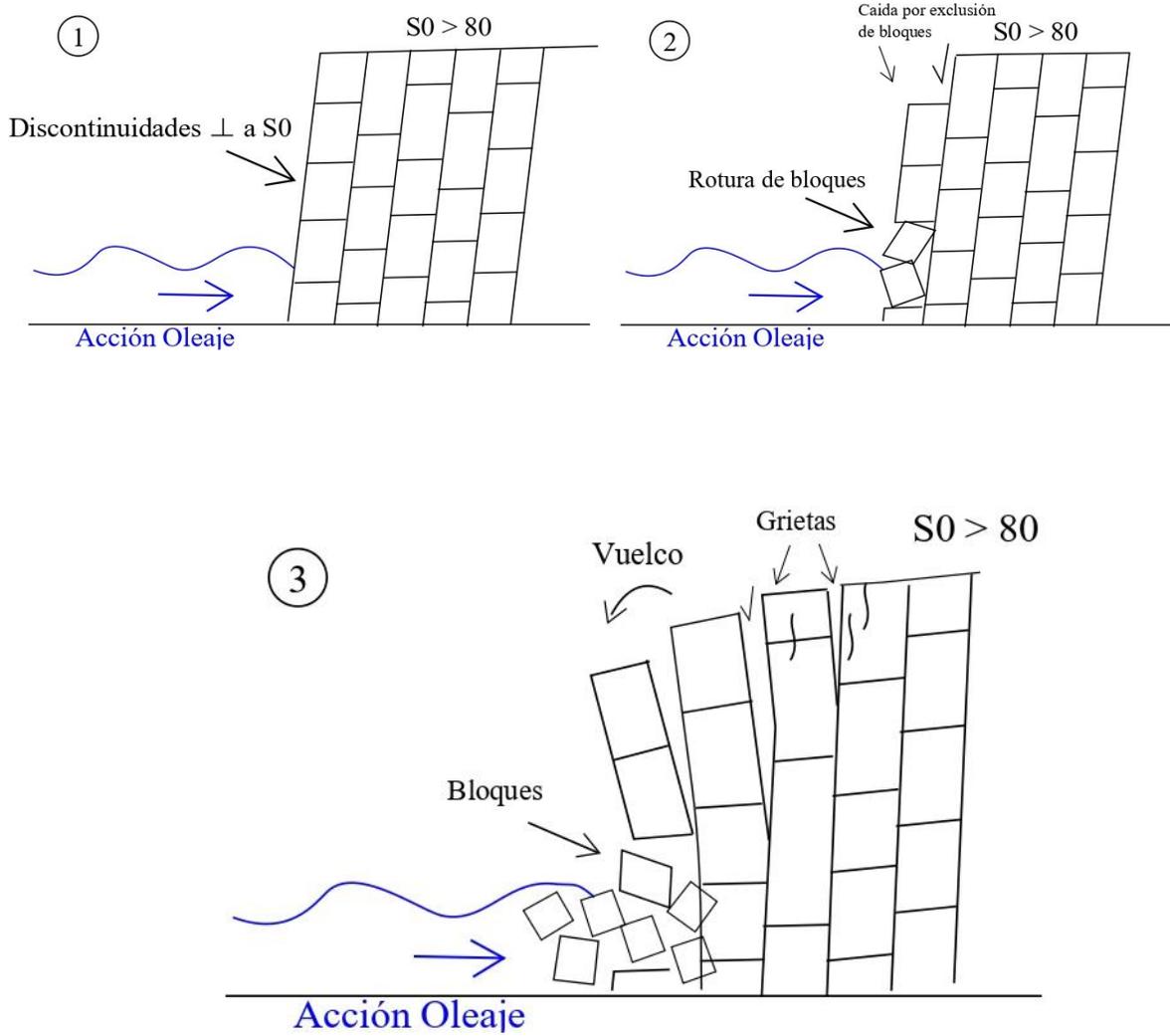


Figura 50: Estadios evolutivos del modelo B de evolución idealizada de los acantilados en el entorno de la punta de Podes.



6. Conclusiones

Los resultados obtenidos a partir de los estudios y análisis realizados en este trabajo han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

La costa del entorno del Cabo Peñas es muy heterogénea y su morfología tiene una relación directa con la litología y la estructura de las rocas que la componen. Los elementos geomorfológicos que destacan son la rasa, los acantilados activos, las formas de gravedad y los valles fluviales colgados.

Las formas de gravedad que se desarrollan en esta área son muy variadas, habiendo buenos ejemplos de desprendimientos, vuelcos, flujos, deslizamientos y movimientos complejos. Su formación se corresponde a acantilados con pendientes mayores de 70° y con orientaciones preferentemente hacia el Oeste.

Se ha podido constatar un retroceso de los acantilados apreciable en toda la zona de estudio, si bien es más acusado en los orientados al Oeste. En las áreas en las que ha sido posible medir el retroceso se han detectado distancias de hasta 13,38 m en zonas naturales y 24,14 en zonas con influencia antrópica desde el año 2006, lo que supone unas tasas de retroceso máximas en esta zona de entre 1,21 y 2,19 m/año, habiéndose obtenido unos valores medios para ese periodo de 0,57 m/año.

Los perfiles longitudinal de los valles colgados muestran un desequilibrio que pone de manifiesto que, en tiempos geológicos recientes, ha habido un retroceso de la línea de costa a una velocidad superior a la de incisión de los valles fluviales. Su parte final se sitúa hasta 40 m por encima del nivel de base actual y a una distancia máxima estimada de 400 m respecto a su desembocadura en el momento de nivel del mar más bajo.

En el entorno de punta de Podes destaca la actividad por acción geomorfológica combinada de la gravedad y dinámica litoral, con desarrollo de deslizamientos, vuelcos y grandes grietas en superficie. El estudio cinemático de las estaciones geomecánicas ha permitido determinar que la rotura en cuña es predominante en los acantilados estudiados.

Finalmente, se han diferenciado cuatro tipos de acantilados en el entorno del Cabo Peñas, dos con desarrollo de deslizamientos y flujos superficiales y dos en los que predomina la incidencia de procesos marinos. Además, se proponen dos mecanismos de evolución del retroceso de los acantilados, uno a partir de deslizamientos y otro a partir de vuelcos.



7. Bibliografía

Adrados, L. (2011). *Costa Oriental de Asturias. Un paisaje singular*. Adrados Ediciones Oviedo. 243 pp.

Alberti, F. (1834). *Beitrag Zu Einer Monographie Des Bunten Sandsteins, Muschelkalks Und Keupers Und Die Verbindung Diser Gebilde Zu Einer Formation*. JG Cotta, 366 pp.

Álvarez Peña, A. (2002). *El castru de `La Punta ´ L Castiello´, Podes (Gozón)*. Asturias, 13, Oviedo. 20-25.

Adaro de L., Junquera. G. (1916). Hierros de Asturias. Mem. Inst. Geol. España., *Criaderos de hierro de España*. Madrid. 2: 1. 610 pp.

Álvarez-Marrón J, Hetzel R, Niederman S, Menéndez R, Marquínez J (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93: 316-334.

Alonso, J.L., Marcos, A. y Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion as a result of large out of sequence breaching thrusts: The León Fault. A new picture of the external Variscan Thrust Belt in Spain. *Geologica Acta*, 7, 4: 451-473.

Arbizu, M., Aller, J., Mendez-Bedia, I. (1995). Rasgos geológicos de la región del Cabo Peñas. En: *Geología de Asturias*, Ed. Trea, Editors: C. Aramburu, F. Bastida, 24-231.

Arbizu, M., Farias, P., Méndez-Bedia, I., Valderrábano, J. (2008). *Itinerarios por la naturaleza: La región del Cabo Peñas*. Consejería de Educación y Ciencia. Dirección General de Políticas Educativas y Ordenación Académica. Servicio de Formación del Profesorado, Innovación y Tecnologías Educativas.

Aramburu, C., Garcia-Ramos, J.C. (1993). La sedimentación cambro-ordovícica en la zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo, 19: 45-73.

Ballesteros D, Rodríguez-Rodríguez L, González-Lemos S, Giralt S, Álvarez-Lao DJ, Adrados L and Jiménez-Sánchez M (2017). New evidence of sea-level lowstands and paleoenvironment during MIS 6 and 4 in the Cantabrian coastal karst: the Cobiheru cave (North Iberia). *Earth Surface Processes and Landforms* 42: 1704-1716.

Barrois, C. (1882). «*Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*». Mem. Soc. Géol. Nord 4: 292-303.

Barragón Mallofret, D. (2016). La línea de costa flandriense en el paleoestuario del río Guadalquivir c. 6500BP. *Revista Atlántica-Mediterranea de Prehistoria y Arqueología Social*. 18(1): 11-138.



Burke, I., Kura, Y., Kasen, K., Revenga, C., Spalding, M., Mcallister, D. (2001). *Coastal ecosystems*. World Resources Institute. Washington DC. 93 pp.

Camino Mayor, J. (1995). *Los castros marítimos en Asturias*. RIDEA. Oviedo. 256 pp.

Comte, P. (1937). *La serie cambrienne et silurienne du Leon (Espagne)* C. R. Acad. Sci. Paris, 204 pp.

Delepine, G. (1928). *Sur l'âge des grés de Naranco (Asturies)*. C. R. Ac. Sci. Paris, t. 187: 239-241.

Delepine, G. (1932). *Sur la présence d'une faune givetienne en Asturies (Espagne)*. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., vol. 15: 204-206. Paris.

Díaz-Díaz, L. M., Flor-Blanco, G., Lopez, C., Pando, L. (2016). *Analysis and interpretation of marine/continental terraces in the central coast of Asturias (NW Spain)*. EGU General Assembly 2016, Vienna Austria. Universidad de Oviedo, Departamento de Geología, Oviedo, España.

Domínguez-Cuesta MJ, Jiménez-Sánchez M, González-Fernández JA, Quintana L, Flor G, Flor-Blanco G (2015) GIS as a tool to detect flat erosional surfaces in coastal areas: a case study in North Spain. *Geologica Acta* 13(2): 97-106.

Domínguez-Cuesta, M. J., Valenzuela, P., Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D. *Slope instabilities in the Asturian coast (N of Iberian Peninsula): a preliminary overview*. (2018). 20th EGU General Assembly 2018, p.1352. Vienna, Austria.

Domínguez-Cuesta, M.J., Valenzuela, P., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L., García-Ramos, J.C. (2019). Cliff coast of Asturias. In: (Morales, J.A., Ed.) *The Spanish coastal systems. Dynamic processes, sediments and management*. Springer. 49-77.

Felicísimo, A.M. (1992). El clima de Asturias. *Geografía de Asturias*. 17-32.

Flor G (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología* 13: 65-81.

Flor Blanco, G., Cambor, C. (1989). Características dinámicas y sedimentológicas del estuario de Ribadesella (Asturias, N de España). *Trabajos de Geología*. Oviedo. 18: 13-36.

Flor, G. y Flor-Blanco, G., (2005). An introduction to the erosion and sedimentation problems in the coastal regions of Asturias and Cantabria (NW Spain) and its implications on environmental management. *Journal of Coastal Research*. 58-63. Valencia. Spain.

Flor, G y Flor-Blanco, G., (2014). Raised Beaches in the Cantabrian Coast. In: Gutierrez F., Gutierrez M. (eds) *Landscapes and Landforms of Spain. World Geomorphological Landscapes*. Springer, Dordrecht. 239-248.



Flor, G. Flor-Blanco, G. y Flores-Soriano, C. (2014). Cambios ambientales por los temporales de invierno de 2014 en la costa asturiana (NO de España). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo 34: 97-123 pp.

Flor G, Peón A (2004). Rasas y superficies de erosión continentales en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. In: Araújo M Gomez A (eds) *Geomorfología do NW da Península Ibérica*. Porto.

Hoyos Gómez, M. (1989). La Cornisa Cantábrica. En: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1000000*. IGME.105-118.

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H., Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Band 147*: 129-141.

Jiménez-Sánchez, M., Ballesteros, D. (2017). Análisis preliminar del riesgo geoarqueológico en Castros Marítimos de Asturias: El Castiellu (Asturias, España). *Geogaceta*, 62: 59-62.

Julivert, M. (1976): La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*. Oviedo. 8: 203-309.

Julivert, M., Truyols, J. (1976). La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*. Oviedo. 8: 5-30 pp.

Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A., Arbolea, M. L. (1973). *Mapa Geológico de España a escala 1:50000 de la hoja nº 13 (Avilés) y memoria*. Instituto Geológico y Minero de España, 30 pp.

Julivert, M., Truyols, J., Ramirez del Pozo, J., Giannini, G. (1973). *Mapa Geológico de España a escala 1:50000 de la hoja nº 14 (Gijón) y memoria*. Instituto Geológico y Minero de España, 30 pp.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología* 13: 3-35.

Moreno, F. Mediato, J. F. y Canas, V. (2009). *Terrazas marinas en el litoral de Cantabria. Controles litológicos del sustrato*. 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09.

Schwartz, M.L. (2005). *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer-Verlag, The Netherlands. 1211 pp.

Perroud, H. (1983). Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturia, Spain. *Geophysical Journal International*. 75: 201-215.

Radig, F. (1962). *Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Nord spanien)*. Geol, Rundschau, Stuttgart. 51: 249-267.



Varnes, D. J. (1978). Slope movements and types and processes. In: *Landslides: Analysis and Control, Transportation Res. Board Nat. Ac. Sci. Washington Spec. Rep.*, 176: 11-13.

Valdés, L. Gómez, B. y Moreno, A. (2011). El turismo y el cambio climático en Asturias. Evidencias y efectos potenciales. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*. 57: 243-265.

Vera de la Puente, C. (1989). Revisión litoestratigráfica y correlación de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico inferior de la cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología*. Universidad de Oviedo. 18: 53-65.

Vera, J.A. (2009). Propuesta final de los términos del área: Geología (excluida Paleontología). Vocabulario Científico y Técnico, 4º edición. *Volumen de Ciencias geológicas y medioambientales*. 215 pp.

Zamareño, I. (1966). *Estudio de las estructuras sedimentarias de la caliza de montaña de la plaza de San Pedro*. Acta. Geol. Hisp. Barcelona.13-16.

Páginas web

AEMET. Agencia Espacial de Meteorología (en línea). Disponible en: http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima

Decreto-ley 80/1995, de 12 de mayo, por el que se declara el paisaje protegido de Cabo de Peñas. Boletín del Principado de Asturias, 13 de Junio de 1995, núm. 135, pp. 138 a 140.

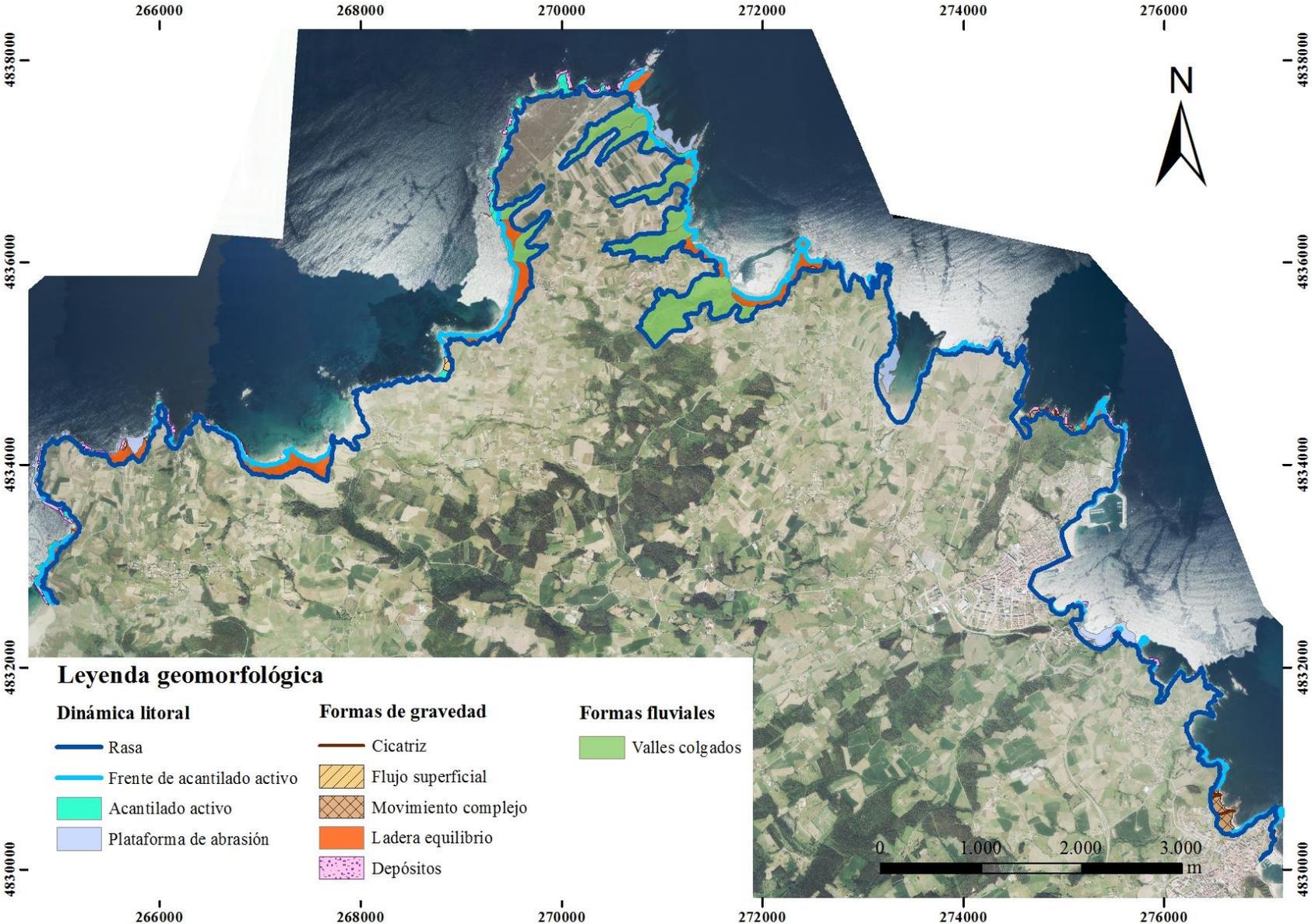
GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España (en línea). Disponible en: http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geode_50/MapServer/WMS/Serve

Gobierno del Principado de Asturias. Red ambiental de Asturias (en línea) Disponible en: <https://www.asturias.es/portal/site/medioambiente/menuitem.4691a4f57147e2c2553cbf10a6108a0c/?vgnextoid=fcd25b51cb90c110VgnVCM1000006a01a8c0RCRD&i18n.http.lang=es>

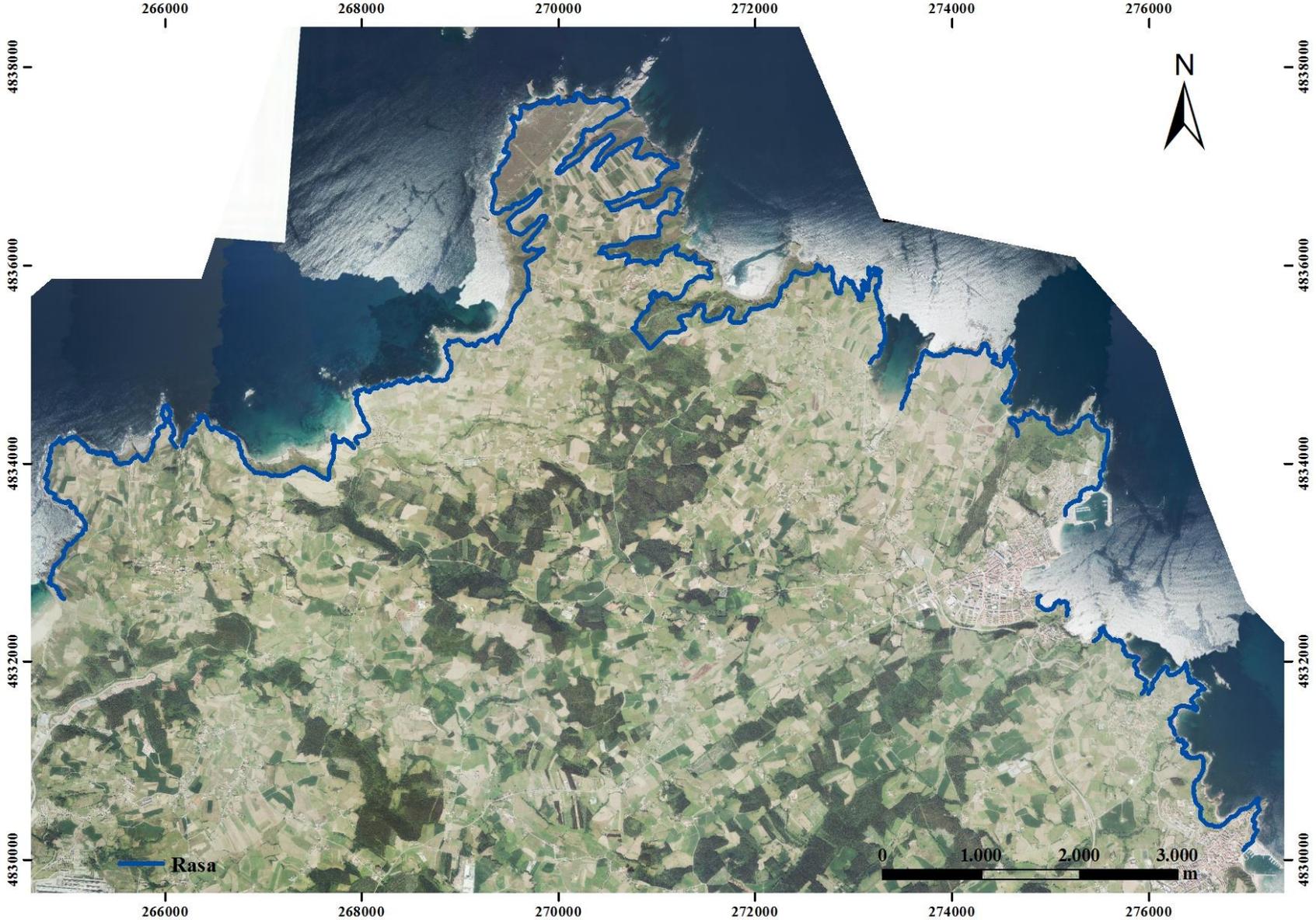


Anexos

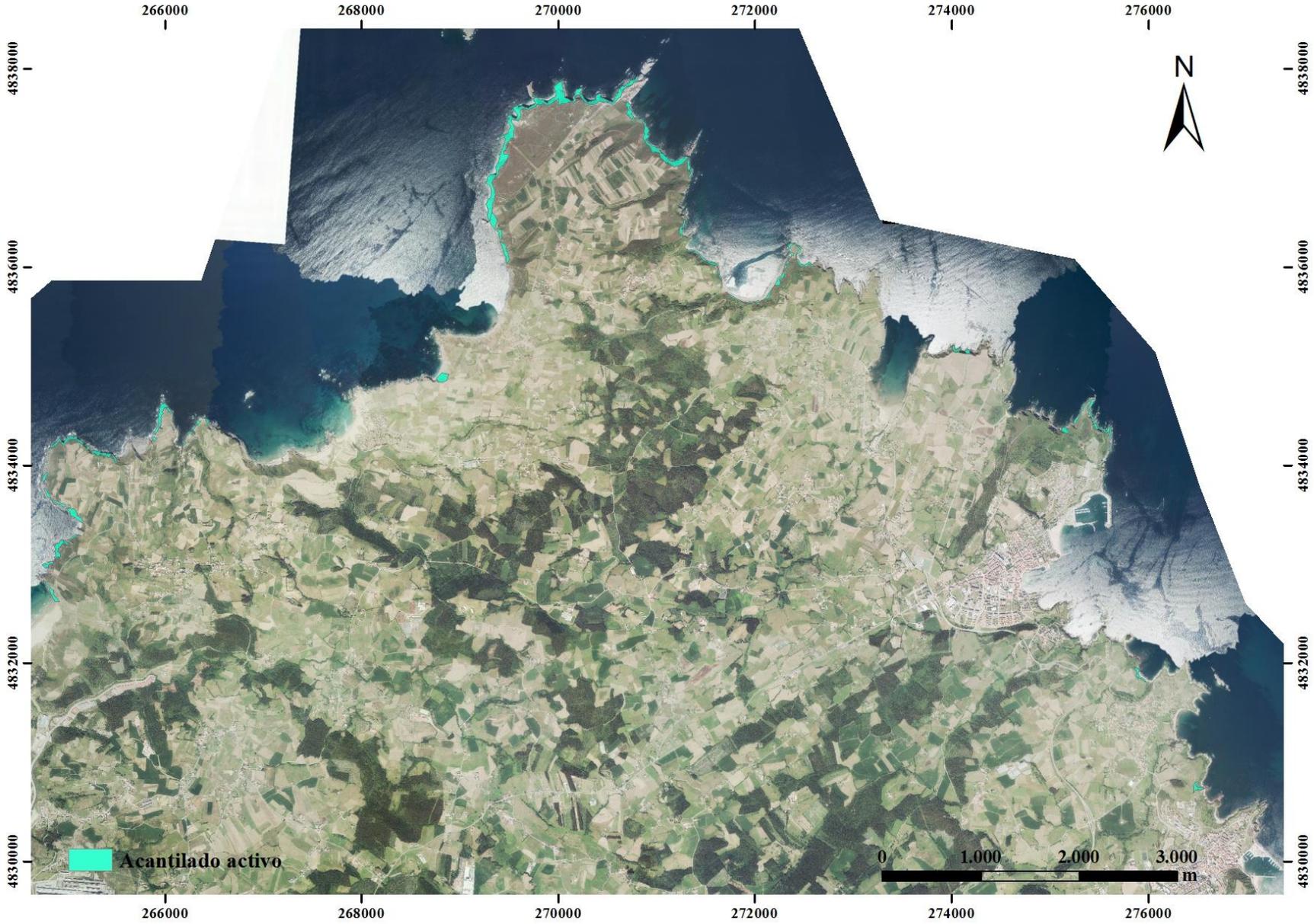
Anexo 1. Cartografía geomorfológica general



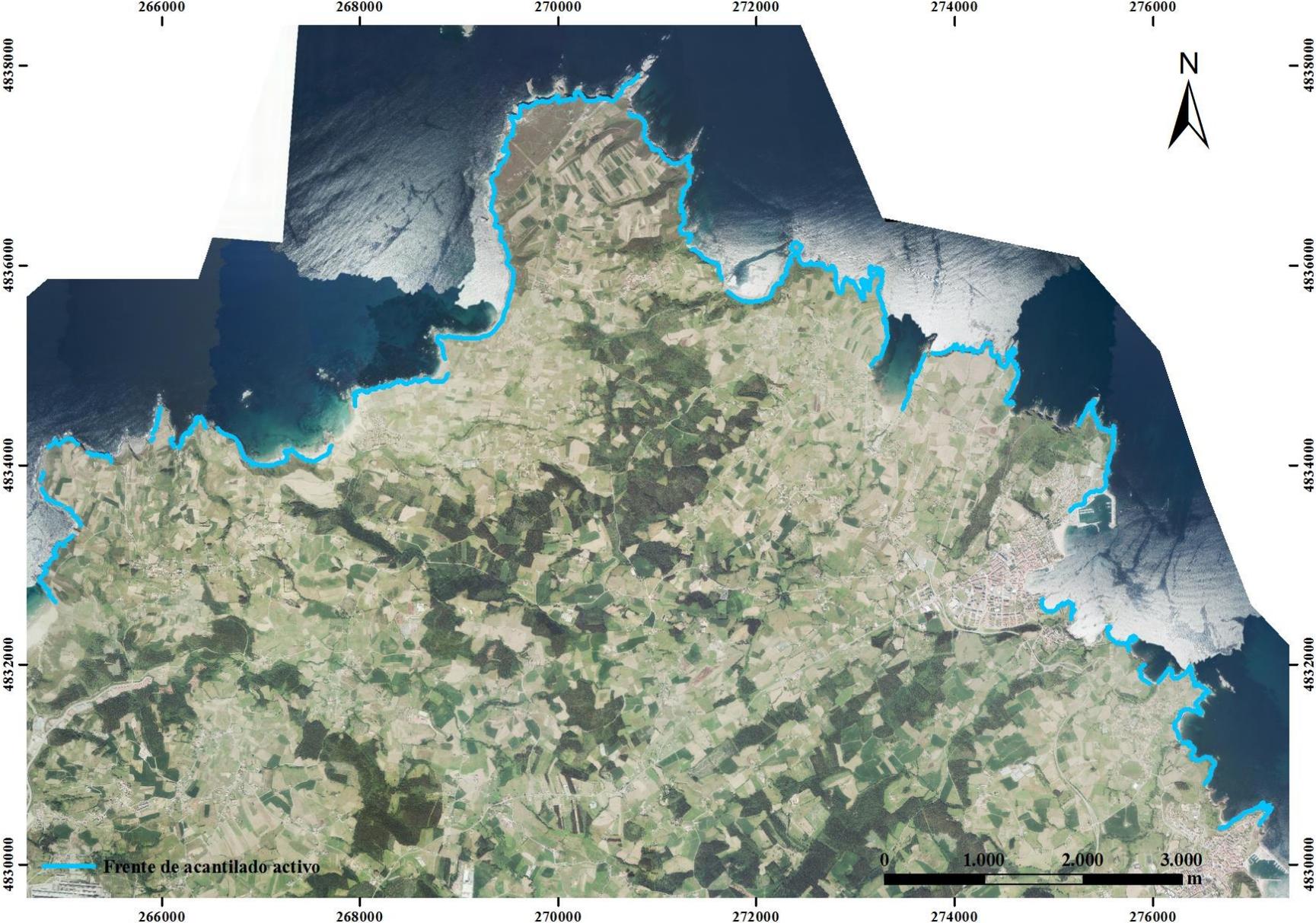
Anexo 2. Rasa



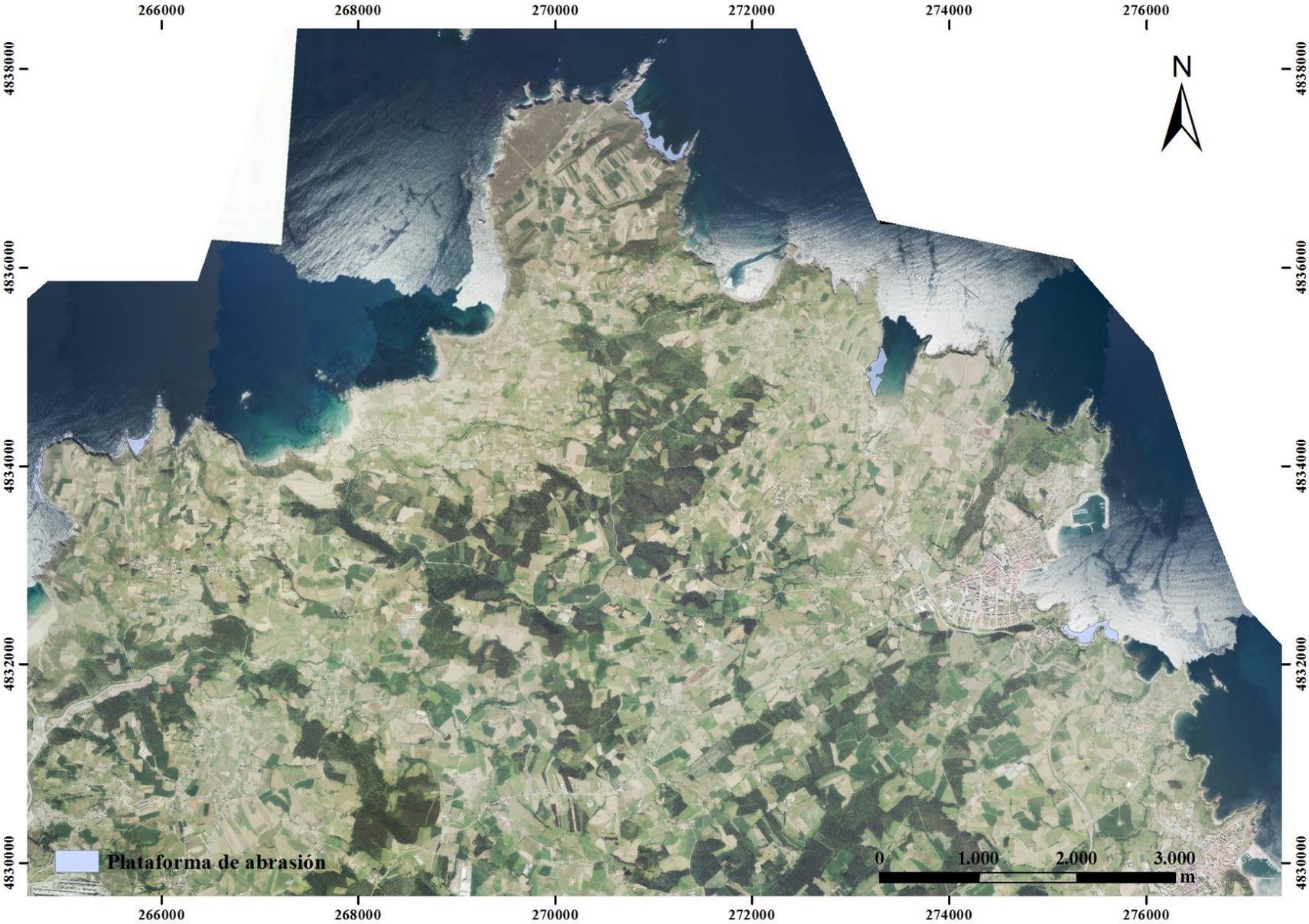
Anexo 3. Acantilados activos



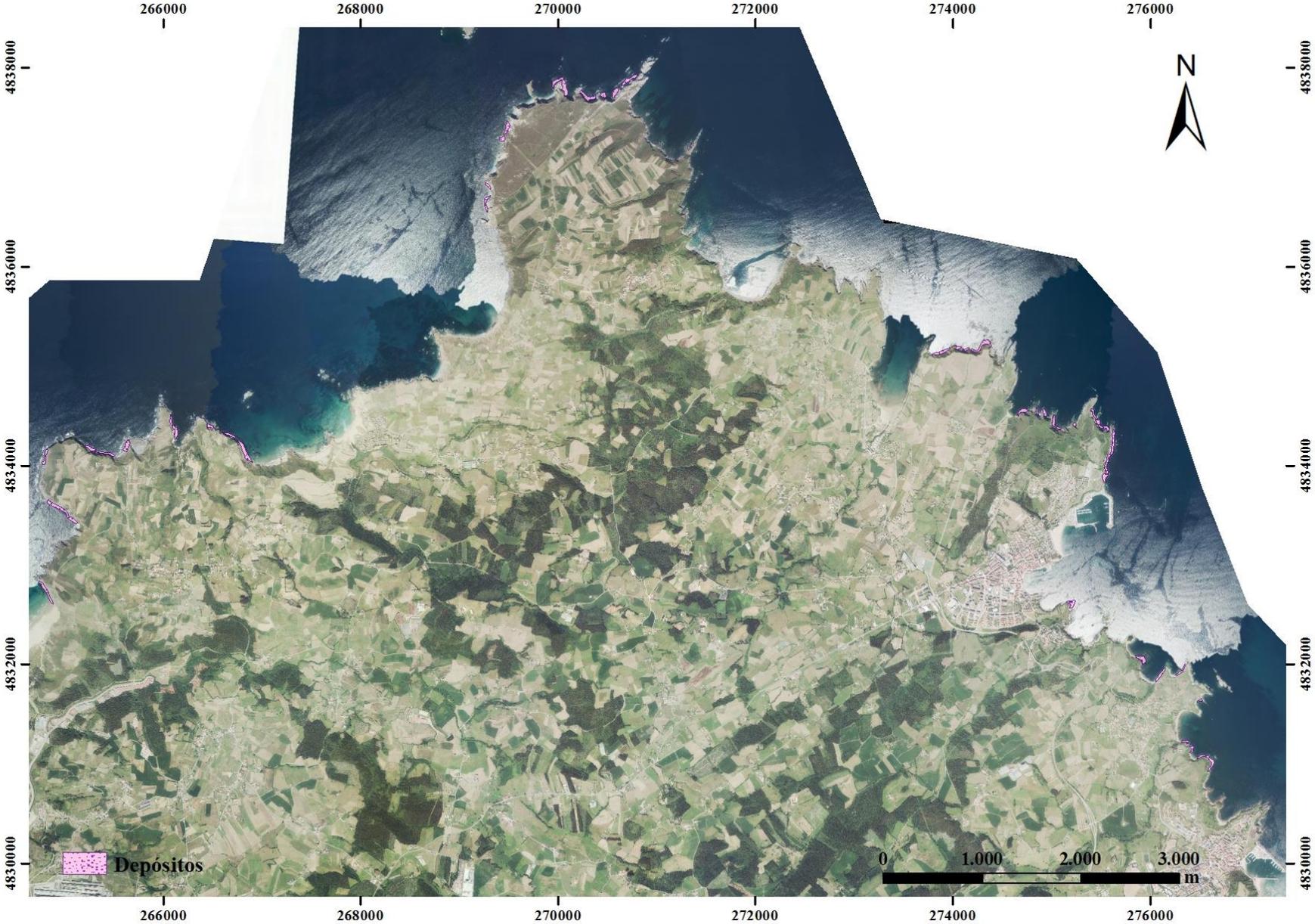
Anexo 4. Frentes de acantilado activo



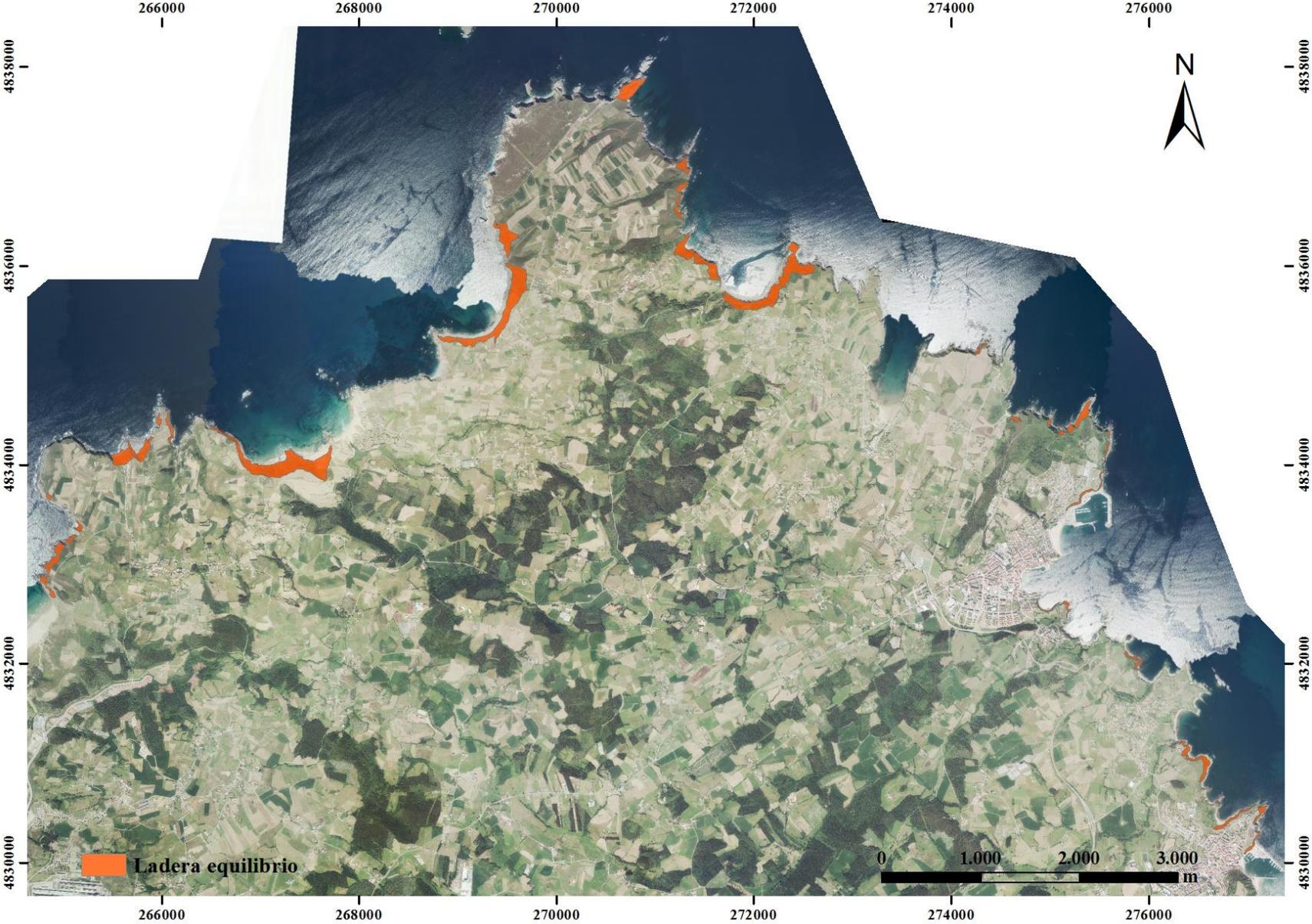
Anexo 5. Plataformas de abrasión



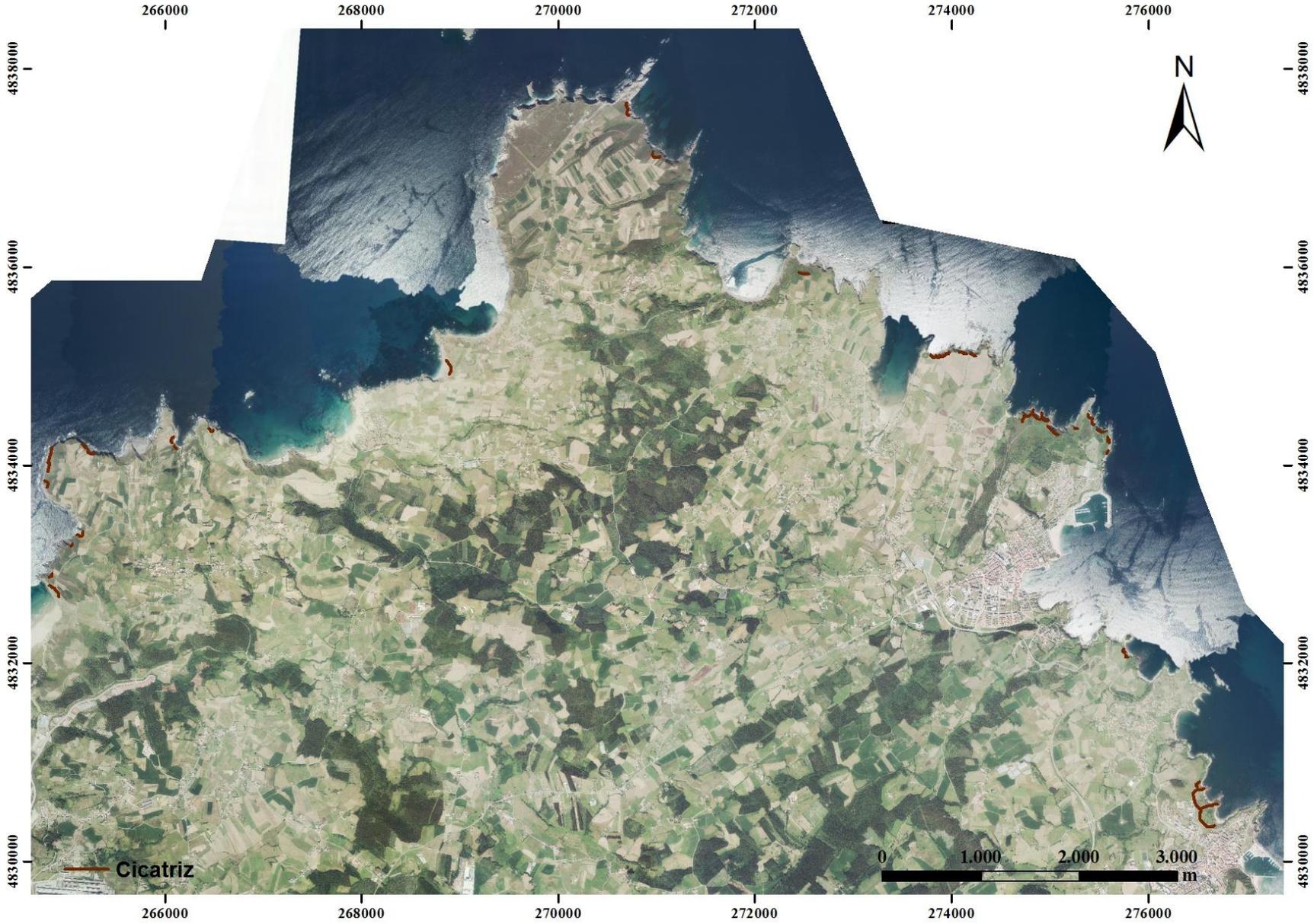
Anexo 6. Depósitos de origen mixto



Anexo 7. Laderas “en equilibrio”



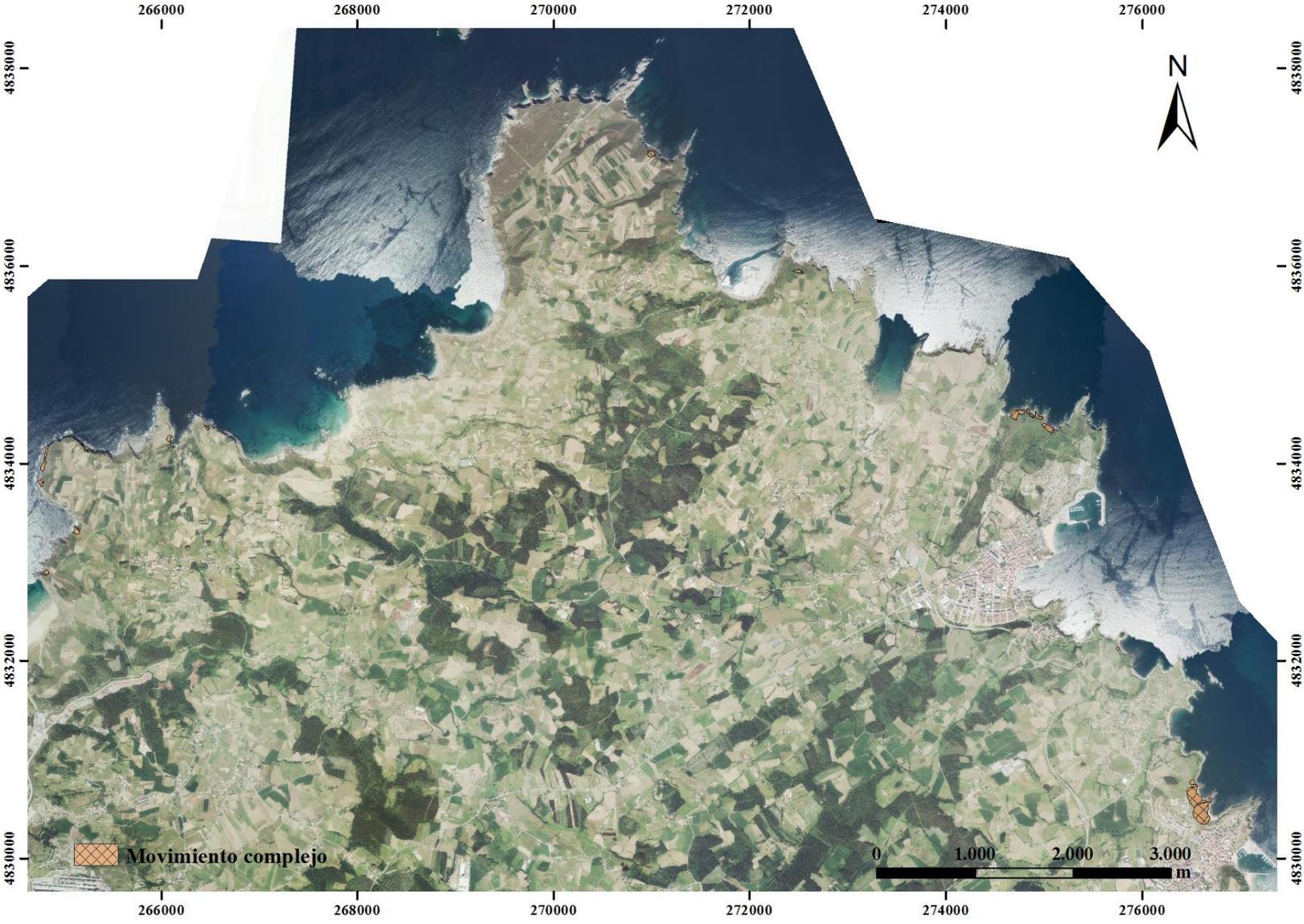
Anexo 8. Cicatrices



Anexo 9. Flujos superficiales



Anexo 10. Movimientos complejos



Anexo 11. Valles colgados

