

DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA DEL FRENTE COSTERO DEL VALLE DE TEIXIDELO (NO PENÍNSULA IBÉRICA) ENTRE 1945 Y 2014*

GEOMORPHOLOGICAL DYNAMIC OF THE TEIXIDELO VALLEY COASTAL FRONT (NW IBERIAN PENINSULA) BETWEEN 1945 AND 2014

Jesús Horacio^{1*}, Efrén Muñoz-Narciso², José Manuel Sierra-Pernas³, Francisco Canosa⁴ y Augusto Pérez-Alberti¹

1* Laboratorio de Tecnología Ambiental. Instituto de Investigaciones Tecnológicas, Universidade de Santiago de Compostela. Campus Vida s/n, 15782, Santiago de Compostela, (Galiza, España). Correo electrónico: horacio.garcia@usc.es

2 Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial (RIUS), Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure 191, 25198 Lleida (Catalunya, España).

3 Asociación de Veciñas e Veciños de Couzadoiro. Lugar de Xireos, sin número, San Cristovo de Couzadoiro, 15339, Ortigueira (A Coruña, Galiza, España).

4 Amigos do Parque Xeolóxico do Cabo Ortegal. Avenida de Ferrol, 25, 27850, Viveiro (Lugo, Galiza, España).

Resumen

Se ha estudiado la dinámica de un sector de los acantilados de A Capelada (Galicia, NO Península Ibérica), lugar de gran interés por su constitución geológica, geomorfológica y de paisaje. El rasgo más singular de la fachada costera de A Capelada es la presencia de acantilados que llegan a alcanzar los 612 m de altura, cortados perpendicularmente por pequeños valles abiertos a partir de fracturas. Se trata de acantilados de remate plano que superan, en la mayor parte de los sectores, los 32° de pendiente, llegando en algunos lugares a los 88°. El área de estudio se centró en el valle de Teixidelo, cuyo sector distal tuvo un movimiento de más de 25 m entre 1956 y 2014. En el artículo se analiza (i) la evolución geomorfológica del valle considerando un amplio rango temporal, y (ii) los factores causales del movimiento del fondo del valle. El método de trabajo consistió en un análisis geomorfológico evolutivo mediante técnicas de fotointerpretación. Este se dividió en dos fases, una primera orientada a la adquisición y preparación de los datos (imágenes aéreas y datos meteorológicos y oceanográficos) y, una segunda, centrada en el procedimiento de análisis.

Los resultados alcanzados indican que el área de estudio es un antiguo deslizamiento, con un fondo de valle que se mueve a un ritmo promedio de ~0,4 m/año, una ratio movimiento/temporal de 0,6 m/temporal y otra de episodio de fuertes lluvias/año de 0,5. La génesis de este movimiento se atribuyó a la erosión del frente costero con fuertes temporales y la inestabilidad asociada que provoca la distensión basal. La presencia de episodios de alta intensidad de precipitación y su efecto sobre las arcillas presentes en el valle, favorecen el deslizamiento de este. El valle de Teixidelo representa un ejemplo de dinámica costera en el que interactúan muchos factores, resultando difícil deslindar causa y efecto, con un funcionamiento con cierta carga aleatoria, aunque más dominado por momentos de alta intensidad y baja frecuencia.

Palabras clave: dinámica geomorfológica; costas rocosas; valle; fotointerpretación; deslizamiento.

Abstract

The dynamic of a cliff sector has been studied (A Capelada, Galicia, NW Iberian Peninsula) as a site of a great interest due to its geological, geomorphological and landscape constitution. The most singular feature is the presence of cliffs with 612 m, split perpendicularly by small valleys opened by failures. These are flat-topped cliffs that surpass, in most of the sectors, the 32° of slope, reaching in some places 88°. The study area, focused in the Teixidelo Valley, whose distal sector had a movement over 25 m between 1956 and 2014. The paper analyses (i) the geomorphological evolution of the valley considering a wide temporal range, and (ii) the causal factors of the valley movement. Working method consisted in a geomorphological evolutionary analysis using photointerpretation techniques. This was divided in two phases, the first one aimed at the acquisition and preparation of data (aerial images and meteorological and oceanographic data) and, the second, focused on the analysis procedure.

The results indicate that the study area is an old landslide, with a valley bottom moving at an average rate of ~0.4 m/year, a movement/temporal sea ratio of 0.6 m/temporal and another of episode heavy rains/year of 0.5. The genesis of this movement was attributed to the erosion of the coastal front with temporal sea and the associated instability that causes the basal distension. The presence of episodes of high precipitation intensity and its effect on the clays present in the valley, favor the sliding of this. The Teixidelo Valley represents an example of coastal dynamics in which many factors interact, making difficult

* Datos procesamiento artículo

Recibido: 30 de diciembre de 2016

Revisado: 10 de mayo de 2017

Aceptado: 17 de mayo de 2017

to delineate cause and effect, operating with a certain random load, although more dominated by moments of high intensity and low frequency.

Keywords: dynamic geomorphology; rock coast; valley; photointerpretation; landslide.

1. Introducción

La costa está marcada por su gran dinamismo. Este hecho ha motivado que, en las últimas décadas, haya sido objeto de numerosos estudios que han permitido caracterizar sus formas y conocer sus procesos (Woodroffe, 2003). La alta diversidad de ambientes hace que los objetivos, técnicas y procedimientos de estudio hayan variado sustancialmente (Boak y Turner, 2005; Pérez-Alberti *et al.*, 2013). Trenhaile (1997) y Naylor *et al.* (2014) definen los escenarios costeros como resultado de una combinación de cinco elementos: morfología de los *hinterlands*, el clima pasado y presente, los cambios en el nivel del mar, el oleaje y el entorno mareal, y el contexto estructural (litología y tectónica). Comprender la evolución costera supone, entonces, considerar múltiples factores naturales interactuantes, a los que se debe añadir la actividad antrópica y su capacidad para provocar el cambio (Costas y Alejo, 2007; Bird, 2008).

Las franjas costeras son las áreas más pobladas del planeta en la actualidad, y la UNESCO estima que para el año 2025 el 75% de la población mundial (~6.300 M.) vivirá en ellos o a menos de 200 km del litoral. A pesar de los programas de gestión costera que han ido surgiendo en diferentes países (e.g., POLGalicia, 2010), la escasa voluntad política o una sensibilidad ecológica generalmente baja por parte de la sociedad, han situado a estos sistemas naturales en un contexto muy delicado y con un futuro poco halagüeño si no se toman las medidas adecuadas. Parece evidente, pues, que los cuatro principales problemas a los que se enfrentan son: (i) la superación de su capacidad de carga, (ii) el desconocimiento sobre su valor como ecosistemas *per se*, (iii) su dinámica (procesos y formas) como sistemas naturales, y (iv) las amenazas que surgen del hipotético calentamiento global y el consecuente aumento del nivel medio del mar (IPCC, 2013). Este cúmulo de factores no ha derivado en unos planes de gestión adecuados, a lo que se debe sumar, generalmente, la falta de interés político ante la visión mercantilista del territorio que supera a la de protección y uso sostenible.

La presente investigación está destinada a conocer la dinámica de los acantilados de A Capelada (Galicia, NO Península Ibérica; ver Fig. 1). Se trata de un lugar de gran interés tanto por su constitución geológica, como geomorfológica y de paisaje (Pérez-Alberti, 2014). Este artículo se centra en cuantificar los cambios de un sector de los acantilados de A Capelada (valle de Teixidelo). La motivación surge después de descubrirse un movimiento longitudinal de más 25 m del fondo del valle de Teixidelo al comparar las imágenes aéreas de los años 1956 y 2014. El estudio persigue dos objetivos: (i) el análisis geomorfológico evolutivo considerando un amplio rango temporal, y (ii) conocer los factores causales del movimiento del fondo del valle. Se plantea, como hipótesis para explicar este hecho, la erosión del frente costero y su incremento asociado con la inestabilidad provocada por episodios de alta intensidad de precipitación y su efecto sobre las arcillas que dominan en el valle, y/o la presencia de temporales en el mar con fuerte oleaje asociado. Los objetivos propuestos deben ratificar o no la hipótesis mediante la cuantificación del movimiento y su relación con las condiciones meteorológicas y marinas.

En la literatura científica son abundantes los estudios de playas y dunas, que tienen una respuesta rápida frente a los procesos erosivos, pero son menos numerosos los orientados a costas rocosas (Trenhaile, 1997; Naylor *et al.*, 2010; Gómez-Pujol *et al.*, 2014). El mayor dinamismo de aquellas respecto de las rocosas favorece una mayor proliferación de estudios (Davidson-Arnott, 2010). Por el contrario, el ritmo aleatorio y puntual de los procesos en costas rocosas no favorece su estudio y las técnicas a emplear son diferentes (Sunamura, 1992). No hay que olvidar, no obstante, que los sectores rocosos del litoral ocupan tres cuartas partes de las costas del planeta (Bird, 2008), siendo este un motivo de peso para incidir sobre los estudios en este tipo de ambientes costeros.

Precisamente en la zona de estudio dominan acantilados altamente dinámicos con tasas de erosión muy elevadas, aproximándose en algunos casos, con las de ambientes arenosos. En el NO de la Península Ibérica existen diversos trabajos de dinámica costera, tanto de sectores arenosos (Costas *et al.*, 2006; Almécija *et al.*, 2009; Bernabeu *et al.*, 2012; González-Villanueva *et al.*, 2015) como en los rocosos (Trenhaile *et al.*, 1999; Blanco-Chao *et al.*, 2007; Feal-Pérez y Blanco-Chao, 2013; Pérez-Alberti *et al.*, 2012, 2013; Pérez-Alberti y Trenhaile, 2015), aunque en ninguno se detectaron tasas de movimiento o dinámica tan elevada como las existentes en el valle de Teixidelo.

1.1. Área de estudio

El rasgo más singular de la fachada costera de A Capelada es la presencia de acantilados que llegan a alcanzar los 612 m de altura, cortados perpendicularmente por pequeños valles abiertos a partir de fracturas. Se trata de acantilados de remate plano que superan, en la mayor parte de los sectores, los 32° de pendiente, llegando en algunos lugares a los 88°. Por contra, en su parte superior se extienden superficies aplanadas que no alcanzan los 8° en algunos lugares y los 16° en otros. El valle de Teixidelo

(0,15 km²) está en contacto con las superficies aplanadas en el sector de cabecera, formando una franja de escarpes con fuerte pendiente. En los sectores más próximos al frente costero el valle es más amplio y de pendientes mucho más suavizadas (Fig. 1).

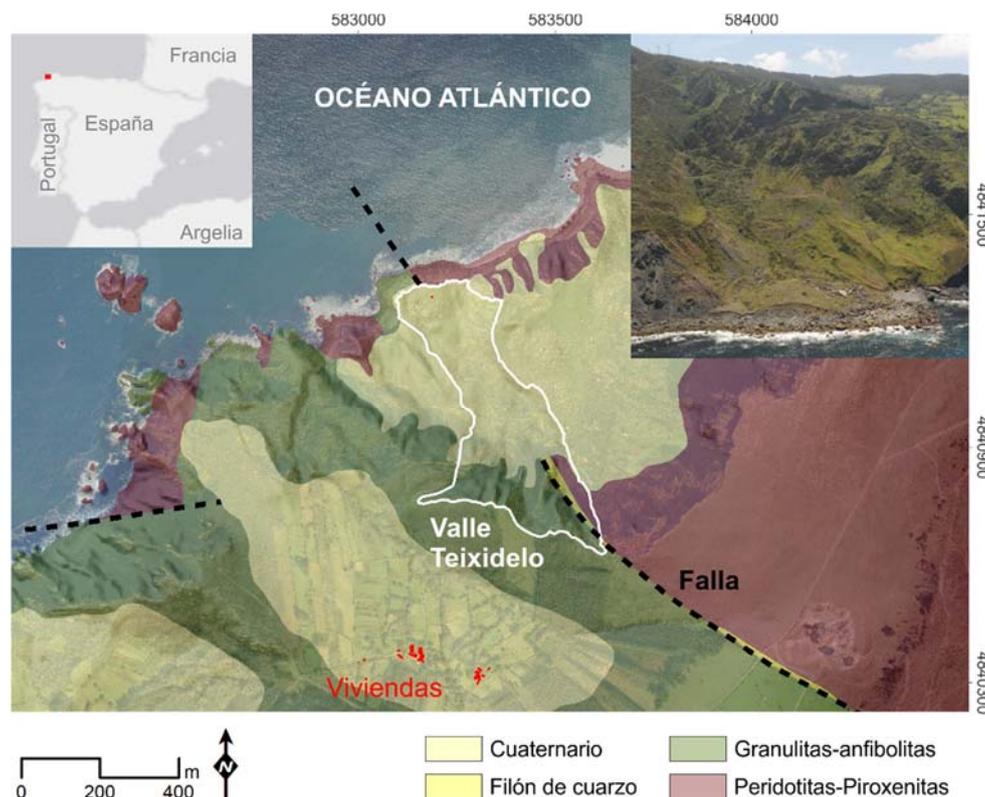


Figura 1. Mapa geológico con la localización del área de estudio (valle de Teixidelo). Imagen superior derecha © POLGalicia (2010).

El valle está atravesado por una falla normal generada durante la orogenia varisca, en una etapa distensiva, a la que se denominada falla de Teixidelo. Esta estructura frágil muestra una dirección NO-SE con un plano de falla inclinado 65° hacia el NE. Litológicamente, destaca la presencia de un dique de cuarzo masivo de potencia y extensión muy variables, originado por los fluidos hidrotermales ricos en sílice que rellenaron la falla. En el entorno del valle afloran granulitas-anfibolitas y peridotitas-piroxenitas intensamente fracturadas (Fig. 1). Los depósitos recientes que afloran en la base del valle y en la zona anexa al litoral se caracterizan por estar muy mal clasificados, con fragmentos desde tamaño métrico hasta milimétrico y englobados en una matriz arcillosa. La tipología de los fragmentos abarca todas las litologías descritas previamente (granulitas, anfibolitas, cuarzo hidrotermal, peridotitas y piroxenitas), con un mayor predominio de granulitas-anfibolitas en la margen sur, y de peridotitas-piroxenitas en la margen norte. La presencia de una matriz arcillosa de color gris verdoso, rica en filosilicatos de magnesio, fundamentalmente, le confiere un comportamiento muy plástico a este tipo de depósitos cuando se alcanza la sobresaturación en agua. Esto facilitaría el desarrollo de importantes y continuos fenómenos de soliflucción.

2. Método y Datos

El método de trabajo consistió en un análisis geomorfológico evolutivo mediante técnicas de fotointerpretación. Este se dividió en dos fases, una primera orientada a la adquisición y preparación de los datos (imágenes aéreas y datos meteorológicos y oceanográficos) y, una segunda, centrada en el procedimiento de análisis (Fig. 2). En ambos casos se trabajó con el programa ArcGIS 10.0 © ESRI. Las imágenes se corresponden a 10 momentos diferentes comprendidos entre 1945 y 2014. En la Tabla 1 se recogen las principales características de las imágenes de cada tiempo. Las imágenes de 1945 y 1956 pertenecen al Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire de España (CECAF); el resto proviene del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN). Los fotogramas de los años 1945, 1983, 1984 y 1990 son resultado del escaneado del producto analógico (negativo del fotograma). Posteriormente, los fotogramas digitalizados se georreferenciaron (con excepción del año 1956 que ya fue georreferenciado por la Administración) mediante una transformación por *spline*. Este método optimiza la exactitud local aunque a nivel global provoca deformaciones. Para minimizar el error, más del 80% de los puntos de control se tomaron en el sector del valle de Teixidelo, y en todas las georreferenciaciones se emplearon más de 10 puntos de control (el error cuadrático medio fue siempre $\leq 0,5$ m). Como información

de referencia espacial para la georreferenciación se utilizó la ortofotografía del año 2014. Las imágenes de 2004 a 2014 pertenecen al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) actual de España, conformado por ortofotografías aéreas digitales y georreferenciadas, con tamaño de píxel 0,25 m o 0,50 m, en formato TIFF. El año 2002 pertenece al PNOA histórico y está constituido por fotogramas georreferenciados procedentes del escaneado de los negativos. Todas las imágenes se trabajaron con el sistema geodésico de referencia ETRS89 (H-29 Norte).

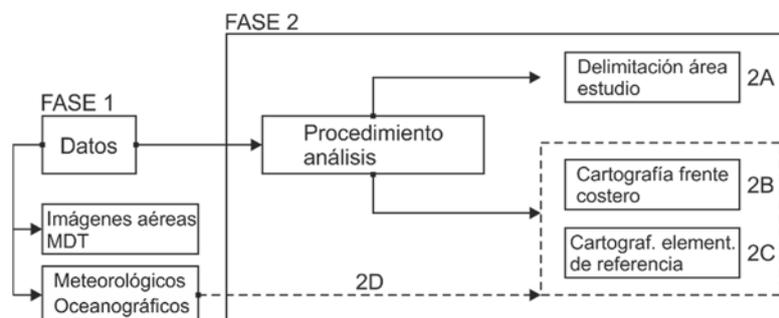


Figura 2. Flujo de trabajo aplicado al estudio.

Los datos meteorológicos y oceanográficos componen la otra fuente de datos de la fase 1 y sirvieron para conocer en qué fecha se produjeron los mayores temporales. Para ello se hizo un filtrado de datos aislando los más grandes. Los resultados obtenidos se contrastaron con búsquedas en hemerotecas, notas de prensa, publicaciones de organismos oficiales, anuarios y analizando modelos pasados. Los datos meteorológicos pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET), con excepción de la estación Serra da Faladoira, perteneciente a Meteogalicia. Se analizaron siete estaciones, pero con series temporales muy diferentes. La única estación que cubre el total del tiempo de estudio es A Coruña, que opera desde 1930 hasta la actualidad, aunque está situada a ~55 km del valle de Teixidelo. El uso de la estación de A Coruña se hizo contrastando la similitud entre su régimen de precipitaciones y las estaciones más próximas a la zona de estudio y, por tanto, más ajustadas a la realidad microclimática del valle de Teixidelo.

Los datos oceanográficos se obtuvieron de Puertos del Estado de España, disponibles en diferentes formatos. Se analizaron datos procedentes de boyas y puntos SIMAR. Los primeros únicamente están disponibles desde el año 1996, por lo que no cubren todo el escenario temporal del estudio. Para fechas más antiguas hubo que acudir a los puntos SIMAR. El conjunto de datos SIMAR está formado por series temporales de parámetros atmosféricos y oceanográficos procedentes de modelos numéricos. Son, por tanto, datos simulados por ordenador y no proceden de medidas directas. Se elaboran a partir de modelos numéricos de alta resolución de la atmósfera, nivel del mar y oleaje. De los puntos SIMAR analizados se empleó, principalmente, el número 3036042, por su cercanía a la zona de estudio.

Es preciso aclarar que los datos oceanográficos están referidos a temporales de mar y los datos meteorológicos a episodios de intensas lluvias. Los primeros están asociados, por lo general, a borrascas profundas, en ocasiones ligadas a ciclogénesis explosivas. Los segundos lo están a borrascas profundas, a frentes o borrascas estacionarias o a frentes muy activos y, excepcionalmente en la zona de estudio, a sistemas convectivos que originan tormentas y fuertes lluvias. Todos los fenómenos analizados consideramos que son, o serían, eventos catalogados, como mínimo, de alerta naranja (riesgo meteorológico importante), pero en su mayoría roja (riesgo meteorológico extremo), según el nivel de alerta de AEMET.

La segunda fase del trabajo (procedimiento de análisis) se ha desarrollado en cuatro sub-etapas (Fig. 2). En la primera (2A) se delimitó el área de estudio (valle de Teixidelo) con apoyo de la ortofotografía del año 2014 y el modelo digital del terreno (MDT) del vuelo LiDAR del IGN con tamaño de píxel de 5x5 m. Del MDT también se derivó un modelo de pendientes para afianzar la delimitación del valle. La delimitación de la zona activa del valle (área de trabajo de las sub-etapas 2B y 2C) se realizó con apoyo en trabajo de campo. La segunda sub-etapa del procedimiento de análisis (2B) consistió en cartografiar el frente costero para poder cuantificar sus cambios. El trazado se hizo siguiendo la parte superior del escarpe y aplicando dos escalas; una usando la máxima resolución que permitía la imagen de cada momento, y otra a escala 1/1000 para poder comparar todos los tiempos. Esta escala se corresponde con la máxima resolución que permite la imagen del año 1956. Se tomó este año y no 1945 porque para este último la calidad visual descendiendo ostensiblemente, dificultando el proceso de fotointerpretación y un posible error asociado más elevado (Fig. 3).

Tabla 1. Principales características de las imágenes de cada tiempo.

Tiempo	Año	Fuente	Escala	Formato	Color	Adquisic.*	Georref.**
T1	1945	CECAF	1/46.000	papel	b/n	C	N
T2	1956	CECAF	1/32.000	papel	b/n	P	S

T3	1983	IGN	1/18.000	papel	b/n	C	N
T4	1984	IGN	1/30.000	papel	b/n	C	N
T5	1990	IGN	1/5.000	papel	color	C	N
T6	2002	IGN	1/40.000	digital	color	P	S
T7	2004	IGN	1/30.000	digital	color	P	S
T8	2008	IGN	1/30.000	digital	color	P	S
T9	2010	IGN	1/30.000	digital	color	P	S
T10	2014	IGN	1/30.000	digital	color	P	S

* Adquisición: P (pública); C (compra)

** Georreferenciación: S (sí); N (no)

La tercera sub-etapa (2C), consistió en cartografiar los mismos elementos de referencia en cada una de las imágenes para extraer medidas métricas sobre un plano bidimensional xy. Estos elementos son claramente reconocibles en cada una de las fechas estudiadas para posibilitar su comparación. Si bien, la escasa presencia de elementos naturales claramente diferenciables ha dificultado la tarea. Por ello se cartografiaron bloques visibles por su tamaño, geofomas claramente reconocibles (lóbulos en forma de crestas transversales) y el único vestigio antrópico existente, una pequeña construcción usada en una antigua explotación minera existente en la zona. Estos elementos de referencia se cartografiaron usando *shapefiles* vectoriales de geometría puntual y poligonal (bloques y construcción) y lineal (lóbulos).

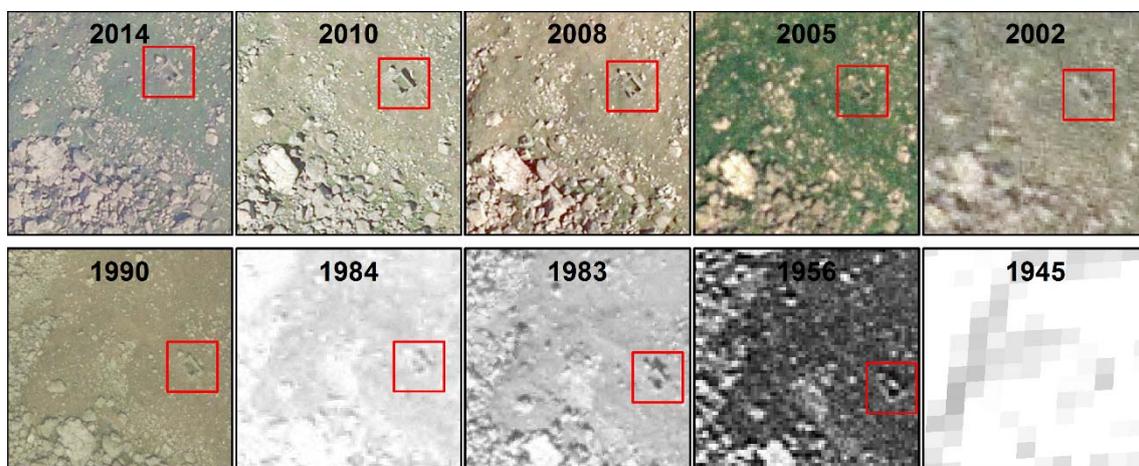


Figura 3. Ejemplos de calidad visual de un sector del área de estudio considerando los 10 momentos a escala 1/2.000. El recuadro en rojo marca la ubicación de una antigua construcción minera como único elemento de referencia antrópico.

En la cuarta y última sub-etapa (2D) se relacionaron los datos meteorológicos y oceanográficos con las tasas de movimiento obtenidas en las sub-etapas 2B y 2C. Los resultados obtenidos han servido para aceptar o rechazar la hipótesis de los factores causales propuestos como explicativos del movimiento del fondo del valle.

3. Resultados

Los resultados se enmarcan dentro de las sub-etapas 2B a 2D de la Fig. 2. Las sub-etapas 2B y 2C constituyen un primer bloque de resultados. La 2D conforma por sí misma el segundo bloque.

3.1. Dinámica geomorfológica

En las Fig. 4 y 5 se representan, respectivamente, el cambio de trazado de la línea de costa y el balance de procesos (agradativos-degradativos) y sinuosidad de la línea de costa del valle de Teixidelo en los 10 momentos de estudio. El sector occidental de la imagen de la Fig. 4 muestra las líneas de costa con un trazado bastante paralelo entre ellas. En el sector oriental esta tendencia se rompe, especialmente entre los años 1990 y 2002. La mayor calidad de las imágenes recientes respecto a las antiguas, hace que el grado de detalle del trazado de la línea de costa varíe, a pesar de haberse hecho para todas las fechas a la misma escala (1/1.000). En consecuencia, la longitud de la línea de costa es superior en imágenes de las dos últimas décadas que en las de fechas anteriores.

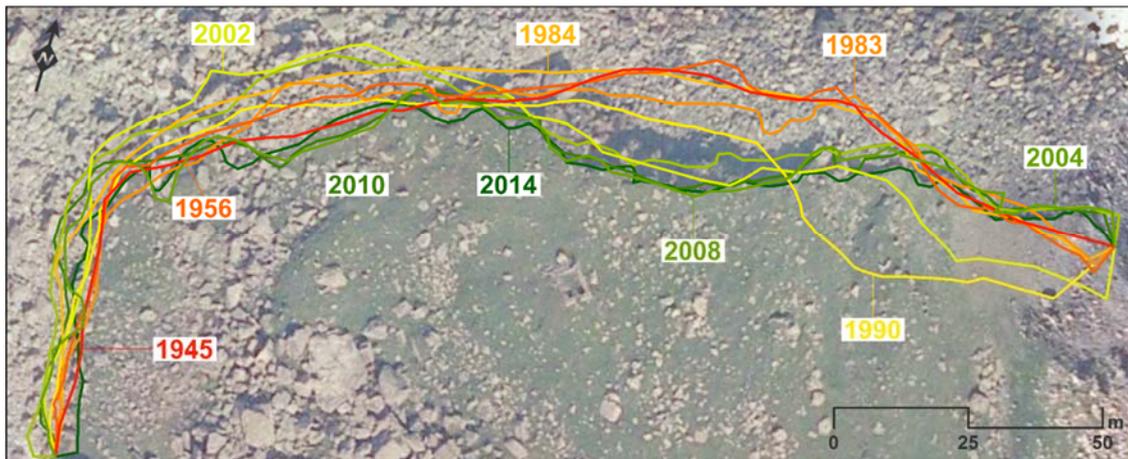
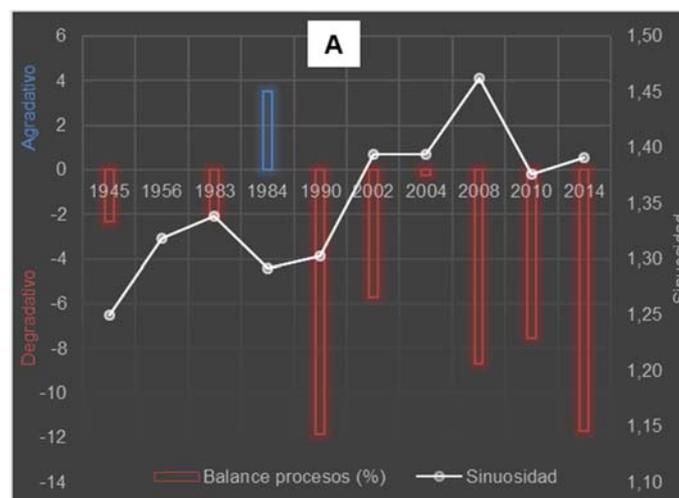


Figura 4. Trazado de la línea de costa del valle de Teixidelo según los 10 años de estudio. La cartografía de la línea de costa se trazó para cada año a escala 1/1.000. La imagen de la figura se corresponde con el año 2014.

En el balance de procesos de la Fig. 5 se proyectó un rectángulo sobre las líneas de costa cartografiadas (la envolvente del rectángulo se corresponde, aproximadamente, con el marco de la Fig. 4). Sobre ese rectángulo se calculó el área del valle no erosionada tomando la línea de costa como límite. En la Fig. 5A se consideró el año 1956 como estado cero, o referencia, a partir del cual se comparan el resto de años. Así, la superficie correspondiente con el año 1956 supone el 100%, el estado cero, y según aumente o disminuya la superficie de los otros años (con respecto a esta), se hablará de año agradativo o degradativo (i.e. erosión), respectivamente. Los resultados de la Fig. 5 arrojan un balance claramente erosivo. El único año con valores positivos es 1984. Los años 1990 y 2014 son los más degradativos, con valores muy superiores al resto de años, y próximos a pérdidas del 12% de superficie respecto a 1956. El año 1990 marca un punto de ruptura, pasándose de dos tiempos con un balance erosivo bajo (1945 y 1983) y un año agradativo (1984), a un aumento considerable de la dinámica erosiva, con excepción del año 2004 que representa el tiempo con menor dinamismo de la serie.

En la Fig. 5B se consideró el año anterior como estado cero o referencia, a partir del cual se calculó el porcentaje de agradación-degradación de cada año. El número de momentos agradativos y degradativos se reparten casi al ~50%. Los segundos acumulan un -29,8% y los primeros un 22,1%, lo que arroja un balance general erosivo (-7,8%). Los cambios entre las distintas fechas son muy marcados, especialmente entre 1983 y 1984 y 1984 y 1990. Entre 1956 y 1983 son más moderados. A partir de 2004 se alternan años degradativos con alguno agradativo, caso del 2010. En todos los análisis efectuados se observa un mayor dinamismo en la última década, aunque en los años 80' se produjeron también importantes cambios, alguno de gran calado.

No se observó una relación nítida entre la sinuosidad y el balance de procesos (agradativo-degradativo) en ninguno de los gráficos de la Fig. 5. La tendencia de la sinuosidad es a incrementarse con los años y presenta una correlación intermedia con la variable procesos (0,53). El trazado de la sinuosidad se hizo a la misma escala para todos los momentos, si bien, la mayor calidad de las imágenes recientes supuso que el delineado de la costa se cartografiase con mayor precisión y, en consecuencia, recorrido, lo que deriva en valores de sinuosidad más elevados.



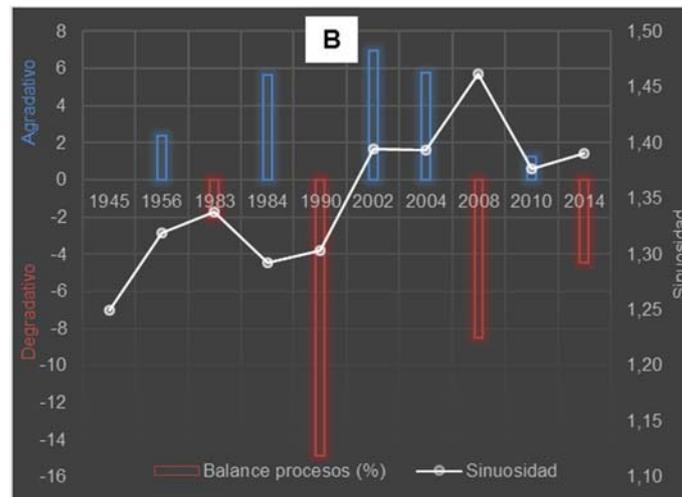


Figura 5. Balance de procesos (agradativos-degradativos) y sinuosidad del frente de costa del valle de Teixidelo en los 10 momentos de estudio. A: se consideró el año 1956 como estado cero o referencia a partir del cual se calculó el porcentaje de agradación-degradación para cada año. B: se consideró el año anterior como estado cero o referencia a partir del cual se calculó el porcentaje de agradación-degradación para ese año.

En la Fig. 6 se analiza la evolución de siete elementos de referencia, cuatro lineales, uno puntual y uno poligonal. Los dos bloques medidos en la Fig. 6A se desplazaron 23,9 y 26,5 m en dirección NNO entre 1956 y 2014. En la Fig. 6B se midieron tres lóbulos, con un movimiento oscilante entre 21 y 28 m de 1956 a 2014 y también con una dirección predominante del movimiento NNO-NO. En estas imágenes se superpuso el límite del valle de Teixidelo, trazado según la imagen del año 2014, para así poder visualizar los cambios del frente costero (ver también Fig. 4). En la Fig. 6C se cartografió la vieja construcción de la explotación minera. La ubicación de este elemento se dibujó con la máxima resolución posible para cada año de análisis. El movimiento entre 1956 y 2014 fue de 26,9 m, desplazándose en dirección NNO.

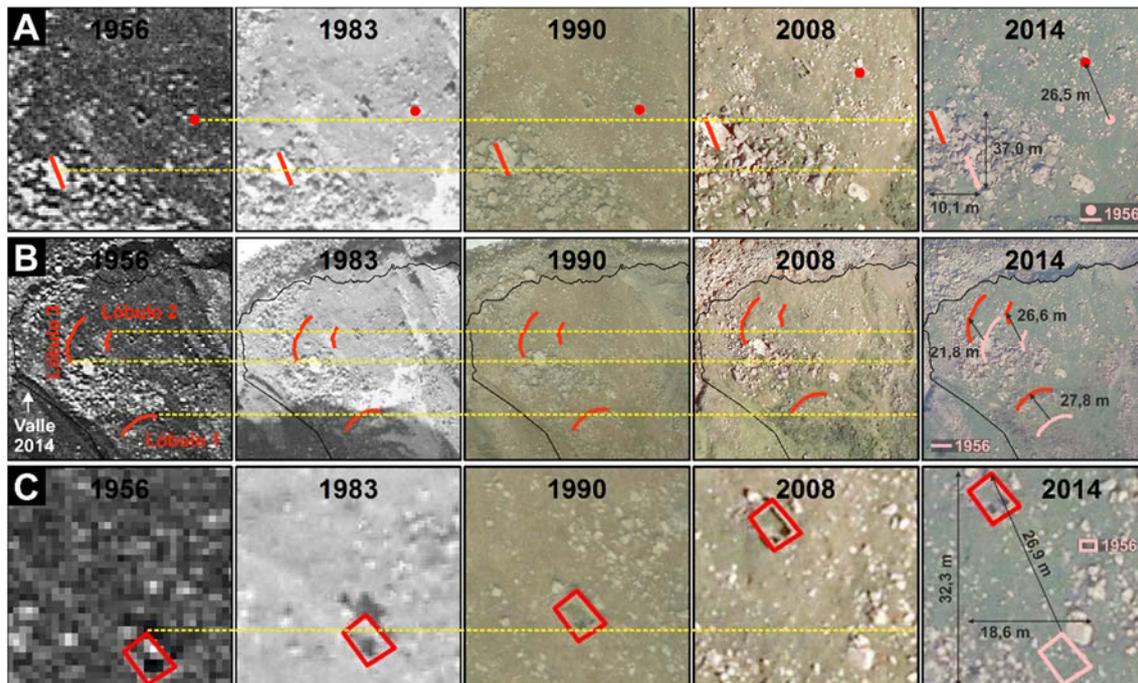


Figura 6. Cartografía y métrica de diversos elementos de referencia lineales, puntual y poligonal entre cinco tiempos (1956, 1983, 1990, 2008, 2014).

El desplazamiento medio del valle entre 1956 y 2014 (tomando como referencia el movimiento de la construcción) fue de 0,46 m/año (0,43 m/año entre 1945 y 2014), aunque este dato esconde ritmos muy diferentes entre fechas. El año 1990 marca un cambio en la velocidad de movimiento, con un avance del valle hacia la costa a mayor velocidad en fechas recientes que entre 1956 y 1983 (0,29 m/año). Entre 1983 y 2014 la tasa de movimiento se sitúa en 0,87 m/año. En el periodo con mayor distancia entre fechas, 1956 y 1983 con 27 años de diferencia, hay un desplazamiento de 2,9 m (0,1 m/año). En la Tabla 2 se muestran los valores de movimiento del valle entre cada periodo y acumulados.

3.2. Relación entre dinámica geomorfológica y factores meteorológicos y oceanográficos

El movimiento del valle se puso en relación con los principales temporales de mar sucedidos en cada periodo de estudio (Fig. 7). El periodo 1984/90 (T4-T5) presenta la mayor ratio temporal/año (1,3). Le sigue el periodo 1945/56 (T1-T2) con un valor de 1,1 temporal/año. Los periodos 1983/84 (T3-T4), 2008/10 (T8-T9) y 2010/14 (T9-T10) tienen 1,0 temporal/año. El resto de periodos presentan menos de 1 temporal/año, siendo de 0 en el periodo 2002/04 (T6-T7). Considerando el movimiento del valle entre periodos de tiempo, se observa que entre el periodo 1990/02 (T5-T6) se produce un movimiento de 12,5 m, el mayor de toda la serie, y muy superior al segundo periodo, 1983-84 (T3-T4) con un desplazamiento de 5,5 m. El resto de periodos se mueve en un umbral de movimiento de 3,5 m y 1,0 m, situándose por debajo del metro los periodos 2008/10 (T8-T9) y 2002/04 (T6-T7). El periodo 1984/90 (T4-T5) tiene una tasa de movimiento de 1,0 m, pero negativa, es decir, el fondo del valle pierde extensión. El movimiento del valle relacionado con el número de temporales sitúa el periodo 1983/84 (T3-T4) con una tasa de movimiento por temporal de 5,5 m/temporal. Le sigue el periodo 1990/02 (T5-T6) con 1,4 m/temporal. El resto de periodos está por debajo de la unidad, siendo de cero metros en el periodo 2002/04 (T6-T7) y -0,1 m/temporal en el periodo 1984/90 (T4-T5). La ratio temporal/año para el total del periodo es de 0,5 temporal/año (T1-T10: 1945/14), y de 0,8 temporal/año entre 1956/14 (T2-T10). La ratio movimiento/temporal entre 1945/14 (T1-T10) es de 0,5 m/temporal, y de 0,6 m/temporal entre 1956/14 (T2-T10).

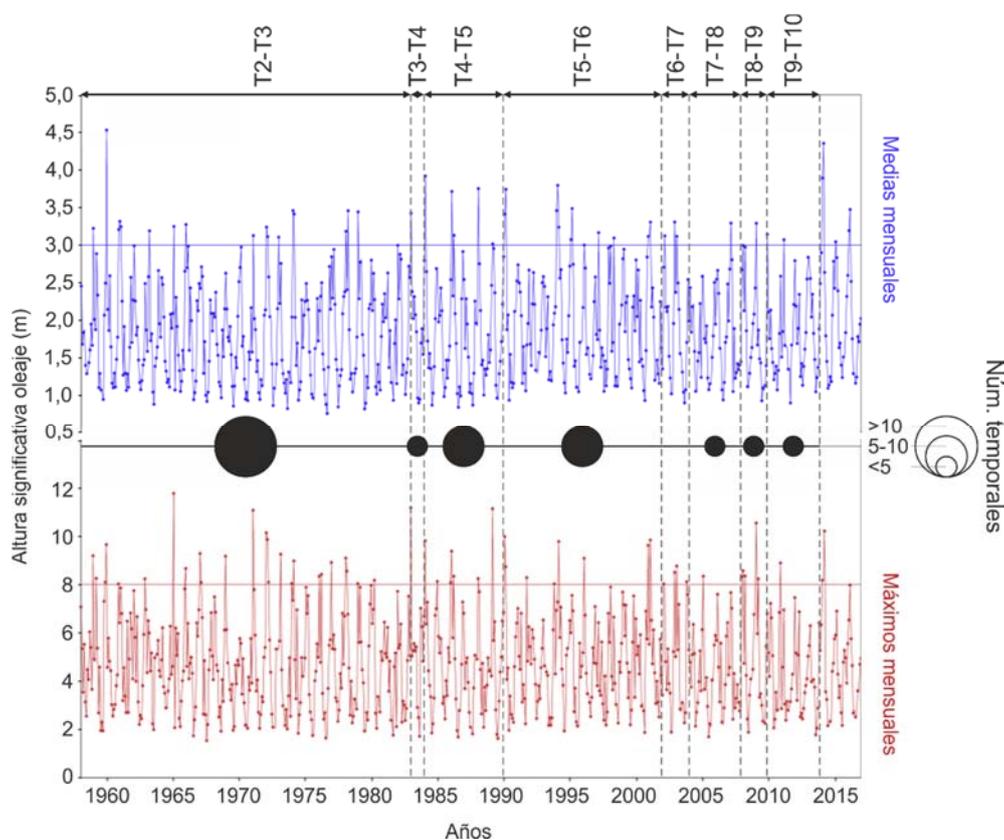


Figura 7. Relación entre altura significativa del oleaje para medias y máximas mensuales y número de temporales de mar en cada periodo de tiempo estudiado.

En la Tabla 2 se relacionan los cambios en la extensión del fondo del valle con el número de episodios de lluvias intensas por periodo de estudio. El periodo de mayor número de episodios de lluvias intensas sucedió entre 1956-83 (T2-T3), con un total de 10. Le sigue 1990/02 (T5-T6) con 8 episodios de lluvia intensa, y a mayor distancia y siempre por debajo de 5 episodios, el resto de periodos. La ratio de episodios de lluvias intensas por año refleja una realidad diferente. Así, el periodo 2004/08 (T7-T8) es el que ostenta el mayor número de episodios de lluvias intensas por año (1,3). En los periodos 1983/84 (T3-T4) y 2008/10 (T8-T9) es de 1,0 episodio/año. El resto de periodos tienen menos de un episodio por año, siendo los periodos 1945/56 (T1-T2) y 2002/04 (T6-T7), con 0,2 y 0,3 episodios/año, respectivamente, aquellos con la ratio más baja. Para el total del periodo, 1945/14 (T1-T10) se observa una ratio de 0,5 episodio/año, la misma que para el periodo entre 1956-/14 (T2-T10).

Tabla 2. Relación del movimiento del valle (tomando como referencia el movimiento de la antigua construcción minera) con el número de episodios de lluvias intensas por periodo de estudio.

Tiempos (años)	Nº episodios lluvias intensas	Ratio (episo./año)	Ratio (movimiento/episo.)	Movimiento (m)	Movimiento acumulado (m)
1945-56	2	0,2	1,6	3,2	3,2
1956-83	10	0,4	0,3	2,9	3,3
1983-84	1	1,0	5,5	5,5	8,9
1984-90	2	0,3	-0,5	-1,0	7,8
1990-02	8	0,7	1,6	12,5	20,4
2002-04	1	0,3	0,1	0,1	20,6
2004-08	4	1,3	0,5	1,9	22,6
2008-10	2	1,0	0,4	0,8	23,4
2010-14	3	0,8	1,2	3,5	26,9

La ratio entre el movimiento y el número de episodios de lluvia intensa (Tabla 2) sitúa al periodo 1983/84 (T3-T4) con el mayor valor (5,5 m/episodio). Le sigue 1945/56 (T1-T2), 1990/02 (T5-T6) con 1,6 m/episodio y 2010/14 (T9-T10) con 1,2 m/episodio. El resto de periodos presenta valores de la ratio $\leq 0,5$ m/episodio, siendo negativa (-0,5 m/episodio) en el periodo 1984/90 (T4-T5). Para el total del periodo analizado se constató un valor de la ratio de 0,81 m/episodio, y de 0,76 m/episodio entre 1956/14 (T2-T10).

4. Discusión y conclusiones

Los resultados obtenidos para el objetivo (i) del estudio, el análisis geomorfológico evolutivo, han demostrado la fuerte dinámica del valle de Teixidelo en su sector inferior, con un movimiento de ~ 27 m en ~ 70 años (1945 a 2014), lo que supone un promedio de $\sim 0,4$ m/año. Un avance sostenido en ritmo de movimiento y dirección, supondría que la antigua construcción minera alcanzase la línea de costa en cinco-seis décadas. Para el objetivo (ii), factores causales de la dinámica del valle, se planteó una hipótesis explicativa a partir de la cual se discuten las siguientes cuestiones: (1) ¿Por qué se mueve el valle y por qué lo hace nada más en su sector inferior? (2) ¿Qué relación existe entre los temporales de mar y los episodios de lluvias intensas con el ritmo de movimiento del valle? (3) ¿Cómo se explica el diferente ritmo de movimiento entre los periodos estudiados?

Se considera que el valle de Teixidelo es un antiguo deslizamiento (Fig. 8A y 8B), tal vez re-trabajado posteriormente por la acción glacial (Pérez-Alberti, 2014) en la fase de máximo avance, hace más de 50.000 años. El deslizamiento se ha generado por la acción conjunta de: (i) factores estructurales (litología y topografía), con presencia de una importante base de arcillas de comportamiento muy plástico y laderas de fuerte pendiente ($>35\%$); y (ii) factores de activación (oleaje y precipitación), encargados de erosionar el frente costero (oleaje), generar inestabilidad por distensión (eliminación de peso en la base) y activar el movimiento de las arcillas de forma plástica al ser hidratadas (precipitación). A estos factores hay que añadir el elemento tiempo, representado por el ascenso del nivel del mar con la transgresión holocena e importantes procesos de erosión del litoral gallego (Forbes y Syvitski, 1994). Blanco Chao *et al.* (2002, 2003) atribuyen el retroceso de la costa a dos factores: (i) ascenso del nivel del mar y (ii) volumen y naturaleza de los sedimentos. La morfodinámica paraglaciar erosionó las formas litorales fosilizadas durante el avance glacial, iniciándose el proceso en los sectores más distales, actuando la exhumación de estos como un depósito de material grueso que pasó a formar parte del sistema litoral y constituir, con ello, las actuales playas de bloques y cantos de la zona de estudio.

Las observaciones en terreno sugieren dos posibilidades: (a) que se trate de un deslizamiento múltiple desarrollado por dos unidades. El actual deslizamiento sería una continuación del anterior tratándose, en este caso, de un mismo deslizamiento; o (b) ser un nuevo deslizamiento desarrollado sobre el antiguo. En cualquier caso lo que parece claro es que el deslizamiento actual tiene unas dimensiones menores que el inicial, pero al igual que este, su movilidad está en relación con la erosión del frente costero del valle (sector inferior) y la consecuente distensión basal. El punto de rotura del valle, y por tanto de inicio del deslizamiento, se sitúa a ~ 200 m de la línea de costa (Fig. 8C). Este punto sirvió para dividir el valle en dos sectores, uno activo y otro no activo, en el sentido de que el primero representa la superficie del deslizamiento. El sector de valle no activo presenta otro tipo de fenómenos geomorfológicos (e.g., procesos gravitacionales), pero no forma parte del deslizamiento. La comparativa de varios bloques entre 1956 y 2014 ha servido para confirmar que este sector del valle se mantiene inmóvil. El sector activo del valle se estructura en dos zonas: una de despegue del deslizamiento y otra de acumulación. En la primera se observa el escarpe de arcillas raíz del deslizamiento (Fig. 8C). En esta zona se aprecian multitud de grietas y *gullies* (variadas en formas y dimensiones) y pequeños escarpes secundarios (Fig. 8C y 8D). La

segunda zona, de acumulación, está constituida por un importante depósito de bloques de diferente tamaño y diversos lóbulos desplazándose con dirección NO hacia el océano Atlántico. En la Fig. 8E se muestra el frente costero y toda la masa de la zona de acumulación que, año a año, se acerca a la línea de costa y se expone a la erosión del oleaje. En ambas zonas proliferan superficies onduladas (*hummocky*) y distorsiones en la red de drenaje.

Todas estas observaciones vienen a corroborar la presencia del deslizamiento como explicativo de los procesos y las formas presentes en la parte distal del valle de Teixidelo. La condición de deslizamiento múltiple requiere de un trabajo más exhaustivo en varios frentes (e.g., monitorización del movimiento en más puntos del deslizamiento, extensión de las arcillas y capacidad de humectación), aunque la rotación que sufre la masa por medio de su superficie de cizallamiento en su descenso hacia el océano, es sintomática de los deslizamientos múltiples. La ubicación del punto de ruptura (Fig. 8C) consideramos que se debe a que ese sector es el límite de tensión máxima soportada por el valle antes de iniciar su descenso hacia el océano, provocado este movimiento por el efecto “pérdida de presión” que genera la erosión del frente costero.

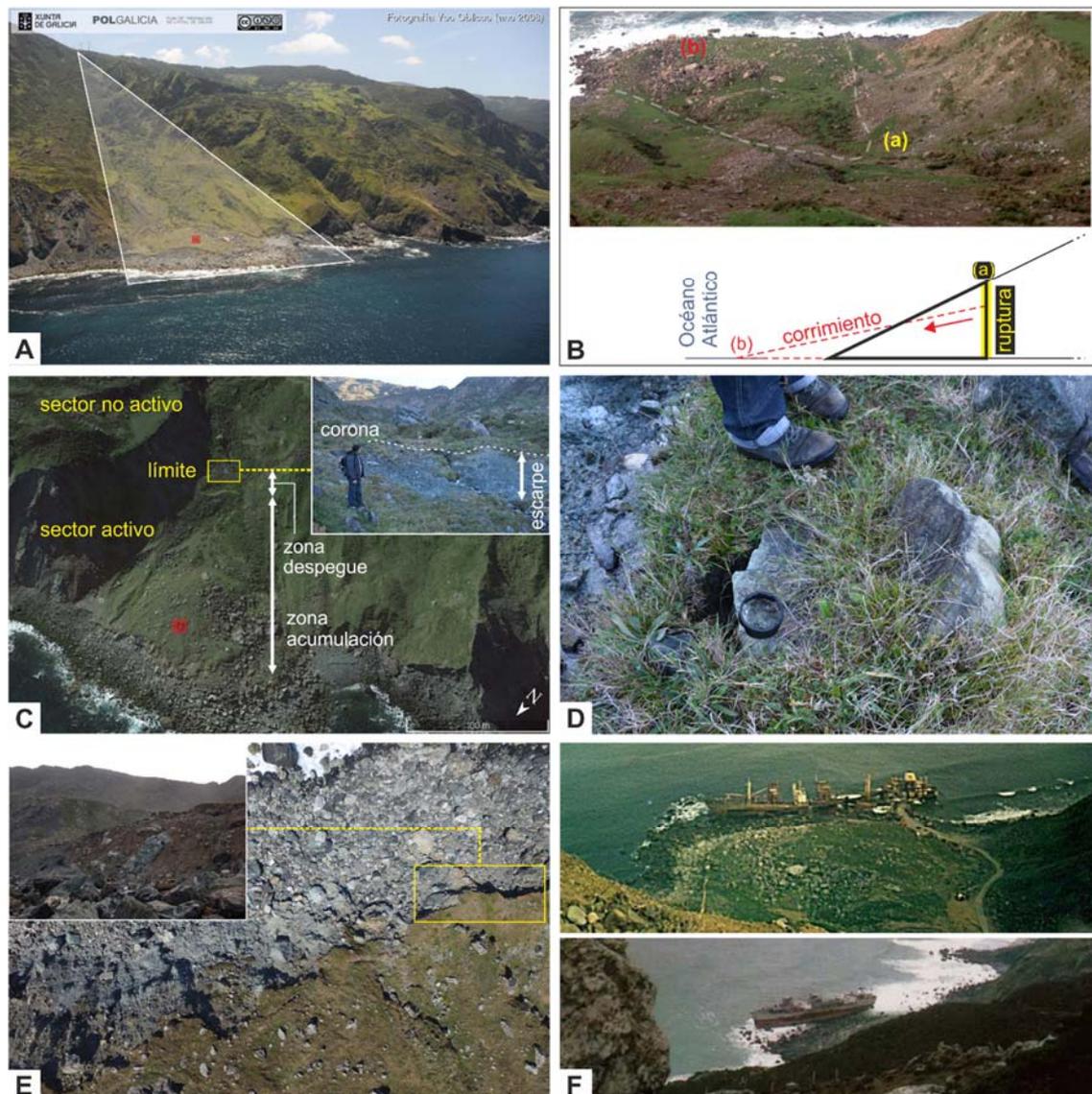


Figura 8. Vista oblicua de la zona de estudio en el año 2008 (A). Ejemplificación gráfica del deslizamiento (B).

Afloramiento de arcillas en el límite entre el sector activo y no activo del valle de Teixidelo (© 2016 Google; fecha imagen: 18/05/2014) (C). Geoindicador del avance del deslizamiento del valle (D). Dinámica erosiva del frente costero del valle de Teixidelo (E). Carguero Bonnie Carrier encallado en el frente costero del valle de Teixidelo en el año 1986 (F). El cuadrado rojo de las imágenes A y C representa la ubicación de la antigua construcción minera.

La relación entre los temporales de mar y los episodios de lluvias intensas con el ritmo de movimiento del valle se expresa de diferentes formas. Los temporales de mar actúan como un factor preparatorio o acondicionador y los episodios de lluvias intensas como el factor desencadenante del movimiento. Los segundos necesitan de los primeros para que el movimiento del valle se produzca. La erosión del frente costero que provocan los temporales de mar con fuerte oleaje favorece la inestabilidad y descompresión

del sector inferior del valle, asentando así las condiciones para que sean los episodios de lluvias intensas quienes desencadenen el deslizamiento por el efecto plástico que presentan las arcillas. Este razonamiento puede explicar por qué entre los periodos T3 y T4 se produce un movimiento tan brusco. En los dos periodos anteriores (T1-T2 y T2-T3) transcurrieron 11 y 27 años con 2 y 15 temporales (0,4 temporal/año) y 2 y 10 episodios de lluvia intensa (0,3 episodio/año), respectivamente. Así, la progresiva erosión del frente costero producido entre 1945 y 1983 y la relativamente baja presencia de episodios de lluvia intensa, favoreció que el único episodio sucedido entre T3 (1983) y T4 (1984) desencadenase un fuerte movimiento del valle por la distensión acumulada por este. La baja correlación entre el número de episodios de lluvia intensa y el número de temporales con el movimiento del valle (0,50 y 0,23, respectivamente), refleja que no hay una relación individual directa entre algunos de estos fenómenos y el movimiento del valle.

Por el contrario, entre los periodos T6 (2002) y T7 (2004) el fondo del valle casi no se mueve (0,1 m). Este periodo viene precedido de otro con la mayor movilidad registrada (12,5 m), y con un elevado número de temporales y episodios de lluvia intensa. En el periodo T6-T7 no se registraron grandes temporales y solo un evento de lluvia intensa. Estos datos parecen poner de relieve que si no hay factor previo de acondicionamiento (temporales de mar), no se produce desplazamiento o este es mínimo. La correlación entre temporales de mar y episodios de lluvias intensas es de 0,68, es decir, hay una tendencia con cierta significancia a que a mayor número de temporales, mayor número de episodios de lluvia. El ritmo de movimiento del deslizamiento del valle de Teixidelo concuerda con este tipo de procesos (Varnes, 1958).

Los datos de la Fig. 7 y Tabla 2 reflejan como un rango temporal grande no está bien correlacionado con el movimiento del valle. En respuesta al punto (2) de la discusión, se postuló que el factor determinante para el movimiento son los oleajes derivados de los temporales de mar y, en segundo lugar, la presencia de fuertes precipitaciones. No obstante, también hay que considerar que cada nuevo corrimiento impone nuevas condiciones previas (pendiente y disposición ante la erosión costera) para el próximo movimiento, lo que supone que no se pueda imponer una explicación de relación directa y proporcional. Las ideas expuestas sirven para explicar el movimiento de todos los periodos, excepto el comprendido entre T4 (1984) y T5 (1990). En este periodo se observa un movimiento negativo (-1,0 m), es decir, de mar a tierra, y la ratio temporal/año más elevada (1,3), con algunos de los temporales más fuertes de los registrados desde 1945 (e.g., restos de los huracanes Hortensia y Klaus, ambos en 1984, o el temporal de noroeste de febrero de 1989). Los episodios de lluvias registrados fueron únicamente dos pero de gran magnitud. A tenor de lo sucedido en los otros periodos, con un avance positivo del valle, consideramos la inclusión de otro factor que podría ayudar a justificar el movimiento contrario del valle entre T4 (1984) y T5 (1990). Se trata del encallamiento en enero de 1986 del carguero Bonnie Carrier (Fig. 8F), de 185 m de eslora y 16.703 toneladas de registro bruto. La empresa Recuperaciones, Desguaces y Salvamentos S.A. (REDESA) adquirió y *achatarró* parte de la estructura del barco en el mismo sitio del encallamiento, siendo necesario la construcción de una pista por el valle de Teixidelo de 2,5 km de longitud.

Los 185 m de eslora del Bonnie Carrier quedaron situados justo en el frente de costa del valle de Teixidelo (Fig. 8F). Esta ubicación hace que el barco actuase de barrera frente al oleaje. Sin los efectos erosivos del oleaje, y posterior desestabilización de la base del deslizamiento, se neutraliza el efecto de las lluvias sobre las arcillas. Este razonamiento podría explicar un freno al movimiento del valle, pero no parece adecuado para justificar la contracción de este (-1,0 m). Parece evidente que son dos los motivos a los que se puede atribuir este hecho: (i) errores en la georreferenciación en alguno de los años 1984 y/o 1990; y (ii) el efecto de las obras de la pista y el paso de maquinaria sobre el sector este del valle (Fig. 8F). Para el punto (i) se hicieron diversas comprobaciones que ajustasen lo más posible la imagen a su correcta ubicación. El año 1990 presenta una calidad visual más elevada que la del año 1984, y aunque las pruebas de calidad de ajuste realizadas fueron óptimas en ambos años, el error cuadrático medio de las dos georreferenciaciones ($\leq 0,5$ m) podría ser causante del movimiento negativo. Los efectos del punto (ii) tuvieron clara repercusión en el dibujo de la línea de costa (ver Fig. 4 e imagen superior de la Fig. 8F), pero queda en entredicho qué papel pudieron tener en la contracción del movimiento del valle. El paso de maquinaria pesada y las obras de achatarramiento realizadas en el sector distal del valle, pudieron ejercer un empuje contra-valor gracias al efecto deslizante de las arcillas. No obstante, es preciso aclarar que no se encontraron estudios de situaciones similares en la literatura científica revisada.

En conclusión, el valle de Teixidelo representa un ejemplo de dinámica costera en el que interactúan muchos factores (tipo de roca, alteración, movimiento en masa, agua, erosión costera). Resulta difícil deslindar causa y efecto, con un funcionamiento con cierta carga aleatoria, aunque más dominado por momentos de alta intensidad y baja frecuencia. Del estudio efectuado se desprende la clara conclusión de que el valle de Teixidelo se mueve, haciéndolo por la inestabilidad generada a causa de la erosión del frente costero y acelerada con episodios de lluvia y la base de finos (arcillas muy plásticas). Sin embargo, no se ha podido demostrar con certeza absoluta el movimiento inverso del valle entre T4 (1984) y T5 (1990). La relación entre temporales de mar y episodios de lluvia intensa y movimiento del valle guarda una buena relación si se consideran conjuntamente, pero pierden peso si se interpretan de forma aislada.

Se hace necesario continuar avanzando en el futuro con nuevos estudios parciales que afinen los comentarios efectuados en la discusión, especialmente en aquellas interpretaciones basadas en criterio experto. En los próximos años se realizará el seguimiento del fondo del valle mediante *Unmanned Aerial Vehicle-UAVs-drones* y técnicas de fotogrametría digital automatizada (i.e., SfM-MVS) para cuantificar con máxima precisión y, al mismo tiempo, se monitorizarán con medidas directas diferentes sectores del valle que ayuden a comprender el ritmo y dirección del movimiento, así como su relación con los factores causales.

Referencias

- ALMÉCIGA, Clara; VILLACIEROS-TOBINEAU, Nicolás; ALEJO, Irene and PÉREZ-ARLUCEA, Marta. Morphodynamic conceptual model of an exposed beach: the case of Louro Beach (Galicia, NW Iberia). *Journal of Coastal Research*, 2009, Vol. 56, nº 56, pp. 1711-1715.
- BERNABEU, Ana; LERSUNDI-KAMPISTEGUI, Aimar V. and VILAS, Federico. Gradation from oceanic to estuarine beaches in a ria environment: A case study in the Ría de Vigo. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2012, Vol. 102, pp. 60-69.
- BIRD, Eric C. *Coastal geomorphology: An introduction*. Chichester: John Wiley & Sons, 2008, 436 p. ISBN: 978-0-470-51729-1.
- BLANCO-CHAO, Ramón; PÉREZ-ALBERTI, Augusto; TRENHAILE, Alan S.; COSTA-CASAI, Manuela and VALCÁRCCEL-DÍAZ, Marcos. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 2007, Vol. 83, nº 1-2, pp. 136-151.
- BLANCO-CHAO, Ramón; COSTA-CASAI, Manuela; MARTÍNEZ-CORTIZAS, Antonio; PÉREZ-ALBERTI, Augusto and TRENHAILE, Alan S. Evolution and inheritance of a rock coast: Western Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2003, Vol. 28, nº 7, pp. 757-775.
- BLANCO-CHAO, Ramón; COSTA-CASAI, Manuela; MARTÍNEZ-CORTIZAS, Antonio; PÉREZ-ALBERTI, Augusto and VÁZQUEZ-PAZ, Marina. Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 2002, Vol. 93-94, pp. 149-159.
- BOAK, Elizabeth H. and TURNER, Ian L. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 2005, vol. 21, nº 4, pp. 688-703.
- COSTAS, Susana and ALEJO, Irene. Local and global influences on the evolution of a transgressive sand barrier: Cies Barrier, Northwest Spain. *Journal of Coastal Research*, Proceedings of the 9th International Coastal Symposium, Gold Coast, Australia, 2007, Vol. 50, pp. 1121-1125.
- COSTAS, Susana; ALEJO, Irene; RIAL, Fernando; LORENZO, H. and NOMBELA, Miguel A. Cyclical Evolution of a Modern Transgressive Sand Barrier in Northwestern Spain Elucidated by GPR and Aerial Photos. *Journal of Sedimentary Research*, 2006, Vol. 76, nº 9, pp. 1077-1092.
- DAVIDSON-ARNOTT, Robin. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010, 456 p. ISBN: 9780521874458.
- FEAL-PÉREZ, Alejandra y BLANCO-CHAO, Ramón. Characterization of abrasion surfaces in rock shore environments of NW Spain. *Geo-Mar Lett.*, 2013, Vol. 33: 173.
- FORBES, Donald L. y SYVITSKI, James P.M. Paraglacial coasts. En: CARTER, Richard W. G. and WOODROFFE, Colin D. (eds.) *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge: Cambridge University Press, 1994, pp. 373-424.
- GÓMEZ-PUJOL, Lluís; PÉREZ-ALBERTI, Augusto; BLANCO-CHAO, Ramón; COSTA, Stéphane; NEVES, Mario and DEL RÍO, Laura. The rock coast of continental Europe in the Atlantic. *London: Geological Society, Memoirs*, 2014, Vol. 40, nº 1, pp. 77-88.
- GONZÁLEZ-VILLANUEVA, Rita; PÉREZ-ARLUCEA, Marta M.; COSTAS, Susana; BAO, Roberto; Otero, Xosé L. y GOBLE, Ronald J. 8000 years of environmental evolution of barrier-lagoon systems emplaced in coastal embayments (NW Iberia). *The Holocene*, 2015, Vol. 25, nº 11.
- IPCC. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
- NAYLOR, Larissa A.; KENNEDY, David M. and STEPHENSON, Wayne J. Synthesis and conclusion to the rock coast geomorphology of the world. *Geological Society, London, Memoirs*, 2014, Vol. 40, nº 1, pp. 283-286.
- NAYLOR, Larissa A.; STEPHENSON, Wayne J. y TRENHAILE, Alan S. Rock coast geomorphology: recent advances and future research directions. *Geomorphology*, 2010, Vol. 114, nº 1, pp. 3-11.
- PÉREZ-ALBERTI, Augusto. Geomorfología. En: MACÍAS VÁZQUEZ, Felipe (coord.) *Complejo básico-ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal*. Santiago de Compostela: Andavira Editorial, 2014, pp. 24-47.
- PÉREZ-ALBERTI, Augusto and TRENHAILE, Alan S. An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2015, Vol. 40, pp. 105-111.
- PÉREZ-ALBERTI, Augusto; PIRES, Ana; FREITAS, Liliانا and CHAMINÉ, Helder I.; Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Marine Engineering*, 2013, vol. 166, nº 3, pp. 125-144.
- PÉREZ-ALBERTI, Augusto; TRENHAILE, Alan S.; PIRES, Ana; LÓPEZ-BEDOYA, Juan; CHAMINÉ, Helder I. and GOMES, Alberto. The effect of boulders on shore platform development and morphology in Galicia, North-West Spain. *Continental Shelf Research*, 2012, Vol. 48, pp. 122-137.
- POLGalicia. *Plan de Ordenación do Litoral de Galicia*. Santiago de Compostela: Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Infraestructuras. Xunta de Galicia, 2010, 8 volúmenes <<http://www.xunta.es/litoral/web/index.php/descargables>>.
- SUNAMURA, Tsuguo. *Geomorphology of Rocky Coasts*. Chichester: John Wiley & Sons, 1992, 302 p. ISBN: 0471917753.
- TRENHAILE, Alan S. *Coastal dynamics and landforms*. Oxford: Clarendon Press, 1997, 382 p. ISBN: 9780198233534.

TRENHAILE, Alan S.; PÉREZ-ALBERTI, Augusto; MARTÍNEZ-CORTIZAS, Antonio; COSTA-CASAS, Manuela and BLANCO-CHAO, Ramón. Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1999, Vol, 24, nº 7, pp. 605-621.

VARNES, David J. Landslide types and processes. En: ECKEL, Edward B. (ed.) *Landslides and Engineering Practice*. Highway Research Board, Special Report No. 29, NAS-NCR Publication, 1958, pp. 20-47.

WOODROFFE, Colin D. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge: Cambridge University, 2003, 623 p. ISBN, 0521812542.