



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

# Caracterización y predicción de desprendimientos de rocas mediante LiDAR Terrestre

Rockfall characterization and prediction by  
means of Terrestrial LiDAR

Manuel Jesús Royán Cordero



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- Compartiqual 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - Compartiqual 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-ShareAlike 3.0. Spain License.**

RISKNAT - Grupo de investigación en Riesgos Naturales  
Institut de Recerca Geomodels  
Departament de Geodinàmica i Geofísica  
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona

---

# Caracterización y predicción de desprendimientos de rocas mediante LiDAR Terrestre

---

Rockfall characterization and prediction by means of  
Terrestrial LiDAR

Memoria presentada por

**Manuel Jesús Royán Cordero**

para optar al título de Doctor dentro del programa de doctorado de Ciencias de la Tierra

de la Universitat de Barcelona, bajo la dirección del **Dr. Joan Manuel Vilaplana**

**Fernández** y el **Dr. Antonio Abellán Fernández**.

Manuel Jesús Royán Cordero

Barcelona, Septiembre 2015

Esta tesis se ha realizado gracias a las siguientes ayudas predoctorales:

- **FI-DGR 2011** concedida por el Departament d'Innovació, Universitats i Empresa de la Generalitat de Catalunya, con el apoyo del Fondo Social Europeo (desde Febrero de 2011 hasta Mayo de 2013).
- **FPU12/05823** concedida por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (desde Junio de 2013 hasta Febrero de 2015).

Los siguientes proyectos, instituciones y grupos de investigación han colaborado en la financiación de esta tesis:

- Proyecto NUTESA (Nuevas TecnoLogías y métodos para la detección y caracterización de movimientos de masa (aludes de nieve, corrientes de derrubios y desprendimientos de rocas)) - Ministerio de Ciencia e Innovación.
- Proyecto CHARMA (Caracterización y Control de Movimientos de Masa. Un Reto para la mitigación del Riesgo Geológico) - Ministerio de Economía y Competitividad.
- Ayuda para estancia breve BE-DGR 2011 - Generalitat de Catalunya.
- Diversos proyectos de monitoreo LiDAR en colaboración con el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.
- Grupo de investigación de Riesgos Naturales (RISK NAT) - (2014 SGR 1243)
- Institut de Recerca GEOMODELS
- Departament de Geodinàmica i Geofísica (Universitat de Barcelona)

*“¿Quién iba a decir que sin carbón no hay reyes magos?”*

Vetusta Morla





# RESUMEN

El riesgo por desprendimientos de rocas en las áreas de montaña en muchos casos excede el límite considerado como aceptable. Como medida preventiva a los desprendimientos de rocas, en muchas laderas rocosas se instalan obras de defensa que reducen el nivel de riesgo de los elementos expuestos. En ocasiones estas medidas son insuficientes debido al alto volumen y energía de los desprendimientos. Así se hace fundamental la aplicación de sistemas de monitoreo de los escarpes rocosos con el fin de predecir espacial y temporalmente los desprendimientos. En esta tesis se ha llevado a cabo el monitoreo de diferentes escarpes rocosos que ha permitido la caracterización y la predicción de los desprendimientos de rocas. Esta caracterización y predicción han sido realizadas a partir de la comparación de nubes de puntos LiDAR obtenidos mediante un instrumento del tipo terrestre (ILRIS- 3D, Optech). La principal ventaja del uso de este tipo de instrumentos es la posibilidad de adquirir datos relativamente precisos (~1 cm) a una distancia considerable (~400 m) sin tener que alterar el comportamiento natural de la pared rocosa y sin que exista ningún riesgo por la instalación de instrumentos en el propio escarpe.

En primer lugar se eligió un área de estudio piloto en la cual no existiera riesgo por caídas de rocas y poder de esta manera observar la evolución natural de las zonas inestables de la pared rocosa. Este hecho permitió el desarrollo de metodologías para la caracterización y predicción de los desprendimientos de rocas a partir de los datos LiDAR. La zona elegida fue el área de estudio piloto de Puigcercós, que consiste en el escarpe de coronación de un antiguo deslizamiento ocurrido en el año 1881. Dicho enclave ya estaba siendo monitoreado por el grupo RISKNAT desde el año 2007, y esta tesis supone la continuación del monitoreo y de las investigaciones que se estaban llevando a cabo.

Las diferentes metodologías desarrolladas y aplicadas satisfactoriamente en el área de estudio piloto, fueron aplicadas posteriormente en un área con un alto riesgo por desprendimientos de rocas tanto para edificios como para vehículos y personas, la Montaña de Montserrat. En concreto se eligieron dos enclaves críticos, las paredes que se

sitúan justo detrás del recinto del Monasterio de Montserrat, cuyo monitoreo comenzó en el año 2011, y las paredes de Degotalls, situadas por encima del aparcamiento de dicho monasterio, y cuyo monitoreo comenzó en el año 2007.

El análisis de los datos LiDAR del escarpe de Puigcercós después de 2506 días de monitoreo arroja importantes resultados en el ámbito de la caracterización e inventario de los desprendimientos de rocas, permitiendo la obtención de un listado muy detallado de los eventos ocurridos. Este detallado inventario supone un gran avance para los análisis de la relación M-F de los desprendimientos. Los datos LiDAR también han mostrado resultados relevantes en el ámbito de la predicción de los desprendimientos de rocas de mayor magnitud. En este caso la detección y posterior análisis de la evolución de las deformaciones precursoras han sido claves para la predicción espacial y temporal de los eventos de mayor volumen. Por otra parte, se ha avanzado de manera importante en cuanto a la detección y seguimiento de los denominados desprendimientos precursores, que son otro tipo de indicador precursor de desprendimientos de gran magnitud y que necesitan ser investigados aún en mayor profundidad.

En cuanto al monitoreo LiDAR de las mencionadas paredes de la Montaña de Montserrat, la aplicación de las metodologías desarrolladas en Puigcercós ha proporcionado resultados muy satisfactorios. El monitoreo ha permitido obtener un inventario de desprendimientos con un detalle sin precedentes en las paredes analizadas, y la continuación de esta investigación permitirá conocer con un mayor detalle el comportamiento geomorfológico de las paredes de conglomerados. Además, las metodologías aplicadas han permitido la detección de movimientos precursores en dos bloques inestables. El análisis de la evolución de estos desplazamientos en uno de los bloques ha demostrado que se encuentra en un estado crítico cercano al momento de la caída.

En conclusión, todos los resultados obtenidos en esta tesis suponen un gran avance hacia la mejor caracterización de los desprendimientos de rocas, y hacia la posible implementación de un instrumento LiDAR Terrestre en un sistema de alerta temprana de desprendimientos.

# RESUM

El risc per desprendiments de roques a les àrees muntanyoses en molts casos excedeix el límit considerat com acceptable. Com a mesura preventiva als desprendiments de roques, en molts vessants rocallosos s'instal·len obres de defensa que redueixen el nivell de risc dels elements exposats. En ocasions aquestes mesures són insuficients a causa de l'alt volum i energia dels desprendiments. Així, es fa indispensable l'aplicació de sistemes de monitoratge dels escarpaments rocallosos amb la finalitat de predir espacial i temporalment els desprendiments. En aquesta tesi s'ha dut a terme el monitoratge de diferents escarpaments rocallosos que han permès la caracterització i la predicció dels desprendiments de roques. Aquesta caracterització i predicció dels desprendiments han estat realitzades a partir de núvols de punts LiDAR obtinguts amb un instrument del tipus terrestre (ILRIS-3D, Optech). El principal avantatge de l'ús d'aquest tipus d'instrument és la possibilitat d'adquirir dades relativament precises (~1 cm) a una distància considerable (~400 m), sense haver d'alterar el comportament natural de la paret rocallosa i sense que existeixi cap risc per la instal·lació d'instruments en el propi escarpament.

En primer lloc es va escollir un àrea d'estudi pilot en la qual no existís risc per caigudes de roques i poder així observar l'evolució natural de les zones inestables de la paret rocallosa. Aquest fet va permetre el desenvolupament de metodologies per a la caracterització i predicció dels desprendiments de roques a partir de dades LiDAR. La zona escollida va ser l'àrea d'estudi pilot de Puigcercós, que consisteix en l'escarpament de coronació d'una antiga esllavissada que va succeir l'any 1881. Aquest enclavament ja estava sent monitoritzat pel grup RISKNAT des de l'any 2007, i aquesta tesi suposa la continuació del monitoratge i de les recerques que s'hi estaven realitzant.

Les diferents metodologies desenvolupades i aplicades satisfactòriament en l'àrea d'estudi pilot, van ser aplicades posteriorment en un àrea amb un alt risc per desprendiments de roques tant per edificis com per a vehicles i persones, la Muntanya de Montserrat. En concret, es van escollir dos enclavaments crítics, les parets que es localitzen just darrere del recinte del Monestir de Montserrat, el monitoratge del qual va

començar l'any 2011, i les parets de Degotalls, localitzades per damunt de l'aparcament del monestir, el monitoratge de les quals va començar l'any 2007.

L'anàlisi de les dades LiDAR de l'escarpament de Puigcercós després de 2506 dies de monitoratge mostra importants resultats en l'àmbit de la caracterització i inventari dels despreniments, permetent l'obtenció d'un llistat molt detallat dels esdeveniments ocorreguts. Aquest detallat inventari suposa un gran avenç per als anàlisis de la relació M-F dels despreniments. Les dades LiDAR també han mostrat resultats rellevants en l'àmbit de la predicció dels despreniments de major magnitud. En aquest cas la detecció i posterior anàlisi de l'evolució de les deformacions precursors han estat claus per a la predicció espacial i temporal dels esdeveniments de major volum. D'altra banda, s'ha avançat de manera important en relació a la detecció i seguiment dels anomenats despreniments precursors, els quals es consideren un altre tipus d'indicador precursor de despreniments de gran magnitud i que necessita ser investigat encara amb major profunditat.

En relació al monitoratge LiDAR de les esmentades parets de la Muntanya de Montserrat, l'aplicació de les metodologies desenvolupades a Puigcercós ha proporcionat resultats molt satisfactoris. El monitoratge ha permès obtenir un inventari de despreniments amb un detall sense precedents en les parets analitzades, i la continuació d'aquesta recerca permetrà conèixer amb un major detall el comportament geomorfològic d'aquestes parets de conglomerats. A més, les metodologies aplicades han permès la detecció de moviments precursors en dos blocs inestables. L'anàlisi de l'evolució d'aquests desplaçaments en un dels blocs ha demostrat que es troba en un estat crític proper al moment de la caiguda.

En conclusió, tots els resultats obtinguts en aquesta tesi suposen un gran avenç cap a la millor caracterització dels despreniments de roques, i cap a la possible implementació d'un instrument LiDAR Terrestre en un sistema d'alerta precoç de despreniments de roques.

# ABSTRACT

In many cases, the risk of rockfalls in mountainous areas exceeds the acceptable limit. As preventive measure to rockfalls, defense constructions that reduce the level of risk of the exposed elements are installed in many rock slopes. Sometimes, these defensive measures are insufficient due to the high volume and high energy of rockfall events. Thus, the application of monitoring systems is fundamental in order to predict spatial and temporarily rockfall events. In this thesis we have carried out the monitoring of different rock scarps that have allowed rockfall characterization and prediction. This characterization and prediction has been performed using the comparison of LiDAR point clouds obtained with a ground-based instrument (ILRIS-3D, Optech). The main advantage of this remote sensor is the possibility to acquire relatively accurate data ( $\sim 1$  cm) at a great distance ( $\sim 400$  m), without changing the natural behavior of the rock slope and without assuming any risk derived from the installation of instruments in the scarp.

First, we chose a pilot study area without rockfall risk and which allowed us the observation of the natural evolution of instabilities. This lets the development of methodologies to characterize and predict rockfall events using the LiDAR datasets. The chosen place was the pilot study area of Puigcercós, which consists on the main scarp of an ancient landslide occurred in 1881. This rock face was already being monitored by the RISKMAT group since 2007, and this thesis involves the continuation of this monitoring and this research.

The different methodologies developed and successfully applied in the pilot study area, were employed then in an area with a high rockfall risk for both buildings and vehicles and people, Montserrat Mountain. Specifically two critical sites were chosen, the cliffs located just behind Montserrat Monastery, whose monitoring started in 2011; and Degotalls rock face, located behind the parking of the Monastery, whose monitoring started in 2007.

The analysis of the LiDAR datasets of Puigcercós scarp, after 2506 days of monitoring, yields important results in rockfall characterization and inventory, and allows obtaining

a very detailed rockfall list. This detailed inventory is a great improvement in the analysis of M-F relation of rockfalls. Also, the detection of pre-failure deformation and the analysis of its evolution have allowed a great improvement in the spatio-temporal prediction of high magnitude rockfalls. On the other hand, we have improved the detection and monitoring of precursory rockfalls, which is another kind of precursory indicator of high magnitude rockfalls that needs to be further investigated.

Regarding the LiDAR monitoring of the Montserrat Mountain rock faces, the application of the processes developed in Puigcercós scarp has provided satisfactory results. This monitoring has allowed obtaining a rockfall inventory with an unprecedented level of detail. Therefore, the continuation of this research will allow improving our comprehension of the geomorphologic behavior of these conglomerate cliffs. Furthermore, the methodologies applied have allowed the detection of pre-failure deformation in two unstable blocks. The analysis of this pre-failure deformation in one of these instabilities has demonstrated its critical condition close to the rockfall.

In conclusion, the results obtained in this thesis are a major contribution in rockfall characterization and prediction. These results also provide initial knowledges in order to implement a Terrestrial LiDAR instrument in an early warning system of rockfalls.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, como no podía ser de otra manera, quisiera darles las gracias a los dos directores de esta tesis. Nué, quién iba a decir que aquel chico recién llegado de Valverde del Camino (Huelva), allá por el año 2009, y que te visitó en tu despacho para preguntarte acerca de las asignaturas del Máster de Riesgos Geológicos se convertiría en tu doctorando... Estoy muy orgulloso de que fueras el primer profesor de la Universitat de Barcelona al que conocí, de que me brindaras la oportunidad de pertenecer a este estupendo grupo de personas que es RISKNAT, y de compartir conmigo tu buen humor y todos tus conocimientos sobre los riesgos geológicos y los desprendimientos de rocas, que no son pocos...

Antonio, muchas gracias por tu generosidad a la hora de ayudarme en esta tesis. Desde luego, sin tu ayuda, esta investigación tan “tecnológica”, y que se escapaba de mis conocimientos iniciales como geólogo puro, no hubiera llegado a buen puerto. Gracias por estar siempre dispuesto a ayudarme y a las numerosas horas que le has dedicado a esta tesis, aún teniendo a veces mil cosas a la vez por hacer. Te deseo lo mejor en tu carrera como investigador porque te lo mereces.

Al grupo RISKNAT (sección permanente), Marta Guinau, David García, Jaume Calvet, Gia Khazaradze, Emma Suriñach, Gloria Furdada, Jaume Bordonau, Maria Ortuño, Eulàlia Masana y Raimon Pallàs. Gracias por acogerme y hacerme sentir como en casa, aún estando a más de 1000 km. Mención especial para Marta Guinau porque además de ser una estupenda compañera de trabajo, siempre me has ayudado cuando lo he necesitado, y de descubrirme el mundo ArcGIS, has sido una amiga. Y cómo no, a David García, por las innumerables horas compartidas tanto en Puigcercós como en Montserrat. Gracias por estar siempre dispuesto a acompañarme al campo, aunque eso supusiera estar escuchando el sorteo de la Lotería de Navidad delante del escarpe de Puigcercós.

Gracias a todos mis compañeros y compañeras de tesis, que ya son amigos y amigas, Anna, Ane, Cristina, Diego, Eloi, Eva, Fabián, Hoël, Iván, Lena Driehaus, Marta, Perla, Sara, Xènia, por hacerme pasar momentos inolvidables y por esos ratitos tomando el



café... ¡ay qué sería de nosotros sin esos ratitos! Perla y Sara muchísimas gracias por dejarme formar parte de vuestra familia; Anna, Eva y Diego gracias por acogerme tan bien en aquellos primeros días que deambulaba por el departamento; Marta, Cristina, Lena Driehaus, Hoel, Iván y Ane por compartir tantas horas y tantos buenos ratos en el despacho 329b, aunque alguna haya renegado a última hora de este estupendo despacho...; Eloi, Fabián y Xènia por ser grandes compañeros desde la segunda planta. Y por supuesto, aunque no las haya mencionado antes, Mar, por tantos y tan buenos comentarios que sin duda me han ayudado en la tesis, y por llevar la alegría allá donde vas; y Rosario, esa compañera que vino desde Méjico para compartir tan buenos momentos con nosotros, como la performance de los Mochitos Ecurríos, y no tan buenos, como los días de tensión en Can Vies.

A todas las personas que componen el Departament de Geodinàmica i Geofísica, y al personal de administración, Ana Romera, Joan Ramón Ribas, María José Aguilar y Mónica Burgos, por ayudarnos siempre con este gran invento que es la burocracia.

I would like to thank Michel Jaboyedoff, director of the Risk Analysis Group of the University of Lausanne (Switzerland). Thank you very much Michel for including me in your group during four months and for your valuable comments about rockfall phenomenon. Also, thank you very much all my colleagues in my research stay at the Risk Analysis Group, especially Line, Martin, Marj and Ivana.

Y en el apartado Lausanne no podría dejarme a los que me acogieron en aquel nuevo país y nueva ciudad para mí, os estaré eternamente agradecidos por vuestra ayuda Cris, Diego y Antonio. Y un recuerdo especial también para mis otros compis de piso en Lausanne Nicole, Emilie y Stephan.

Quisiera agradecer también al Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, y en especial a Marc Janeras por apostar por nuestras investigaciones de monitoreo con LiDAR Terrestre para todos los interesantes trabajos que se están realizando en la Montaña de Montserrat. Gracias también al Patronat de la Muntanya de Montserrat por abrirnos las puertas y dejarnos investigar en este lugar tan emblemático que es el Monasterio de Montserrat.

Parte de los datos usados en esta tesis fueron adquiridos por Julien Blanchard, Ciscu Sánchez y Sara Fontquerni, así que muchas gracias por vuestro esfuerzo.

A mi colega Ciscu, porque ¡qué buenas saben las birras contigo! ...aunque últimamente no las probemos. Y al resto de compañeros del máster que me dio pie a hacer esta tesis.

A mis primeros profesores valverdeños que tan bien me enseñaron en los primeros años de mi vida, y a todos y cada uno de mis profesores de la Universidad de Huelva, que más que profesores eran amigos, porque la pasión que desprenden por la geología se contagia, y eso me pasó a mí. También a mis compis geólogos de Huelva, en especial Cristina, Rocío, Rubén, Jairo, Tomás y Rosa por tantos momentos vividos en aquellos cinco años, sobre todo en esas salidas de campo INOLVIDABLES.

A todos mis amigos de Valverde del Camino, tanto Cuervos como Peloterías, porque aunque os vea menos de lo que quisiera siempre me sentiré valverdeño y siempre me acuerdo de vosotros. No sabéis la envidia que me dais cuando hacéis quedadas... Dany, hermano, no sé si leerás estas palabras pero qué gran amigo eres...aunque no hayas venido a visitar el Camp Nou. Y Pablo, a ti también te doy las gracias, aunque tampoco hayas venido a visitarme.

A mi gran familia mallorquina que siempre me ha acogido con cariño y me ha apoyado en las últimas fases de la tesis con unos menús exquisitos. Y cómo no a mis padres, Papá y Mamá gracias por la educación que me disteis y por todo el apoyo que me habéis brindado, porque aún siendo en la distancia siempre lo he tenido presente. Eligiera lo que eligiera hacer de mi vida siempre me habéis ayudado y apoyado y eso es impagable. Sois los mejores padres que cualquier hijo podría tener. A mi queridísima hermana mayor, Rocío, porque también siempre he tenido tu apoyo en todo, y porque tu sonrisa y alegría nunca están de más. Esperemos tenerte de vuelta por este país lo antes posible. Ah, y por esas revisiones del inglés de un texto del cual no entendías ni papa. Y a mi cuñado, Alberto, ¡allá donde vas triunfas!, así que no pierdas nunca esa vitalidad y alegría trianera. Y por supuesto al resto de mi extensísima familia, tanto Royán como Cordero.

Y por último, pero por supuesto no menos importante, muchísimas gracias Lena porque me has llenado la vida de vitalidad y energía. Siempre estás ahí para darme un empujoncito cuando lo necesito y sin tu ayuda y cariño esto no hubiera sido posible. Porque *If I am a river, you are the ocean!*



# ÍNDICE

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>v</b>
<b>LISTA DE TABLAS .....</b>	<b>xv</b>
<b>ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS.....</b>	<b>xvii</b>

## PARTE I: INTRODUCCIÓN

<b>Capítulo 1. Introducción.....</b>	<b>3</b>
1.1. Introducción general .....	4
1.1.1. Motivación.....	4
1.1.2. Estructura de la memoria .....	6
1.1.3. Objetivos de la tesis .....	8
1.1.4. Justificación de las áreas de estudio.....	8
1.2. Desprendimientos de rocas.....	9
1.3. Indicadores precursores de desprendimientos de rocas.....	15
1.4. Aplicaciones LiDAR en escarpes rocosos.....	18

## PARTE II: MATERIAL Y MÉTODOS

<b>Capítulo 2. Material y métodos aplicados.....</b>	<b>25</b>
2.1. LiDAR Terrestre.....	26
2.2. Adquisición y pre-tratamiento de datos. ....	29
2.3. Monitoreo LiDAR (I): Detección de desprendimientos de rocas.....	31
2.3.1. Detección, extracción y cuantificación en 2D .....	31
2.3.2. Detección, extracción y cuantificación en 3D .....	33
2.4. Monitoreo LiDAR (II): Detección de deformación precursora .....	35

2.4.1. Detección de la deformación en 2D.....	35
2.4.2. Detección de la deformación en 3D.....	38
2.4.3. Evolución temporal de la deformación.....	41
2.4.4. Predicción temporal.....	43

**PARTE III: APLICACIÓN AL ÁREA DE ESTUDIO PILOTO DE  
PUIGCERCÓS**

**Capítulo 3. Desprendimientos de rocas.....47**

3.1. Contextos, antecedentes y datos .....	48
3.1.1. Contexto geográfico e historia.....	48
3.1.2. Contexto geológico y antecedentes.....	50
3.1.3. Adquisición de datos LiDAR.....	52
3.2. Distribución espacio-temporal de los desprendimientos.....	54
3.3. Relación Magnitud - Frecuencia .....	58
3.4. Resumen de resultados y discusión .....	60
3.5. Conclusiones.....	62

**Capítulo 4. Deformación precursora .....65**

4.1. Evolución espacial de la deformación precursora.....	66
4.2. Evolución temporal de la deformación.....	74
4.3. Resumen de resultados y discusión .....	77
4.4. Conclusiones.....	79

**Capítulo 5. Desprendimientos precursores .....81**

5.1. Análisis espacial.....	82
5.2. Relación con grietas .....	84
5.3. Análisis temporal .....	87
5.4. Validación: Relación con áreas de deformación .....	88
5.5. Resumen de resultados y discusión .....	91

---

5.6. Conclusiones .....	93
<b>Capítulo 6. Análisis de caso: evento extraordinario de Diciembre de 2013.....</b>	<b>95</b>
6.1. Predicción espacial .....	96
6.2. Predicción temporal .....	96
6.3. Factores desencadenantes .....	100
6.4. Discusión .....	102
6.5. Conclusiones .....	105
<b>Capítulo 7. Monitoreo fotográfico .....</b>	<b>107</b>
7.1. Componentes del sistema.....	108
7.2. Instalación y puesta a punto del sistema .....	109
7.3. Tratamiento de datos .....	110
7.4. Problemas y limitaciones.....	113
7.5. Resultados preliminares .....	114
7.6. Conclusiones .....	115
 <b>PARTE IV: APLICACIÓN A UN ÁREA CON RIESGO GEOLÓGICO</b>	
<b>Capítulo 8. Desprendimientos en la Montaña de Montserrat.....</b>	<b>119</b>
8.1. Contexto, problemática y antecedentes.....	120
8.1.1. Contexto geográfico de la Montaña de Montserrat .....	120
8.1.2. Contexto geológico de la Montaña de Montserrat.....	121
8.1.3. Problemática y antecedentes.....	123
8.1.4. Caracterización de los desprendimientos en la Montaña de Montserrat .....	125
8.2. Áreas de estudio y adquisición de datos.....	127
8.3. Desprendimientos de rocas.....	131
8.3.1. Pared de Degotalls.....	131
8.3.1.1. Sector de Degotalls N.....	131
8.3.1.2. Sector de Degotalls E.....	137

8.3.1.3. Curva Magnitud-Frecuencia.....	141
8.3.2. Pared del Monasterio.....	142
8.4. Deformación precursora .....	146
8.4.1. Pared de Degotalls .....	147
8.4.2. Pared del Monasterio.....	149
8.5. Resumen de resultados y discusión .....	152
8.6. Conclusiones.....	155
 <b>PARTE V: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES GLOBALES</b>	
<b>Capítulo 9. Discusiones globales.....</b>	<b>159</b>
9.1. Implicaciones en la evolución geomorfológica de los escarpes.....	160
9.2. Implicaciones en la estimación del riesgo y la peligrosidad.....	161
9.3. Predicción de desprendimientos de rocas .....	162
<b>Capítulo 10. Conclusiones globales y perspectivas de futuro.....</b>	<b>165</b>
10.1. Conclusiones.....	166
10.2. Perspectivas de futuro.....	167
 <b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>171</b>
<b>ANEXO - Artículo A .....</b>	<b>185</b>
<b>ANEXO - Artículo B.....</b>	<b>201</b>

# LISTA DE FIGURAS

## Capítulo 1. Introducción

**Figura 1.1.** Esquema ilustrativo de las diferentes partes que se encuentran en una zona afectada por desprendimientos de rocas (zona de salida, de trayecto y de llegada)..... 11

**Figura 1.2.** Esquema de la teoría de las tres fases de evolución de la deformación en función del tiempo. .... 16

## Capítulo 2. Material y métodos aplicados

**Figura 2.1.** Flujo de trabajo llevado a cabo con los datos obtenidos con el instrumento LiDAR Terrestre..... 26

**Figura 2.2.** Imagen del instrumento LiDAR Terrestre empleado durante la presente tesis. Se señalan las diferentes partes del sistema necesarias para el uso del instrumento. .... 28

**Figura 2.3.** Extracción 2D de los desprendimientos de rocas en un periodo en el área de estudio piloto de Puigcercós. .... 32

**Figura 2.4.** Extracción 3D de los desprendimientos de rocas en un periodo en el área de estudio piloto de Puigcercós. .... 34

**Figura 2.5.** Esquema de la metodología para el cálculo del volumen a partir de las agrupaciones de puntos. a) Agrupación de puntos imaginaria; b) triangulación de los puntos, señalización de las diferentes alturas ( $h_1$ ,  $h_2$ ,  $h_3$ ) correspondientes a los valores de diferencia y reconstrucción en 3D a partir de la media de las alturas anteriores ( $h$ ). ... 35

**Figura 2.6.** Análisis de sensibilidad de la detección de deformación cambiando el valor de  $K$  del NN. a) Datos sin procesar. b) Resultado para  $K = 8$  ( $3 \times 3$  NN). c) Resultado para  $K = 24$  ( $5 \times 5$  NN). d) Resultado para  $K = 48$  ( $7 \times 7$  NN). El área corresponde a una sección



del área de estudio piloto de Puigcercós y la escala de color representa la deformación detectada. .... 37

**Figura 2.7.** Análisis de sensibilidad del método NN cambiando el valor de K en un área estable. Distribución normalizada de los valores de deformación del área estable para datos sin procesar y para NN = 3x3, 5x5 y 7x7. .... 38

**Figura 2.8.** Esquema de la metodología NN-3D basado en esferas. Se representan una selección de puntos del área de estudio de Puigcercós y tres esferas de radio igual a 10, 20 y 30 cm con los puntos coloreados que se situarían dentro de cada una y que se utilizarían para el proceso NN-3D. .... 39

**Figura 2.9.** Análisis de sensibilidad del proceso NN-3D cambiando el valor del radio de la esfera. a) Datos sin procesar. b) Resultado para R = 10 cm. c) Resultado para R = 20 cm. d) Resultado para R = 30 cm. El área corresponde a una sección del área de estudio piloto de Puigcercós y la escala de color representa la deformación detectada. .... 40

**Figura 2.10.** Análisis de sensibilidad cambiando el valor del radio de la esfera en el proceso NN-3D en un área estable. Distribución normalizada de los valores de deformación del área estable para datos sin procesar y para radio de la esfera igual a 10, 20 y 30 cm. .... 41

**Figura 2.11.** Análisis temporal de la deformación en un área estable. .... 42

### Capítulo 3. Desprendimientos de rocas – Puigcercós

**Figura 3.1.** a) Mapa con la localización geográfica de Puigcercós dentro de Catalunya. b) Foto aérea del deslizamiento de Puigcercós. Con círculos rojos se señalan la localización del antiguo pueblo de Puigcercós (Puigcercós Vell) y la situación del actual pueblo (Puigcercós). .... 49

**Figura 3.2.** a) Esquema geológico de los Pirineos con señalización de los cabalgamientos del Montsec y de Boixols (modificado de Teixell (2000)). b) Cartografía geológica del área de Puigcercós (modificado de ICGC (2007)). c) Foto del escarpe con señalización de las litologías que afloran. .... 50

<b>Figura 3.3.</b> a) Perfil esquemático I - I' del escarpe de Puigercós. b) Perfil detalle de la nube de puntos del escarpe de Puigercós y perfil interpretado. c) Foto aérea del deslizamiento de Puigercós y señalización del perfil I - I'. d) Foto del escarpe y señalización del área de estudio.....	51
<b>Figura 3.4.</b> a) Foto aérea del escarpe de Puigercós con la señalización de la estación de adquisición de datos y de la orientación de los datos adquiridos. b) y c) Fotos del instrumento LiDAR Terrestre en el escarpe de Puigercós. d) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Noviembre de 2007 hasta Octubre de 2014).....	53
<b>Figura 3.5.</b> Histograma de la distancia mínima entre puntos de las nubes de puntos adquiridas en el escarpe de Puigercós.....	53
<b>Figura 3.6.</b> Desprendimientos ocurridos en el área de estudio piloto de Puigercós. Cada color indica los desprendimientos ocurridos en los distintos periodos de análisis.....	54
<b>Figura 3.7.</b> Evolución de los desprendimientos de rocas ocurridos en el escarpe de Puigercós. Desde a) hasta j) los periodos de estudio más significativos. ....	55
<b>Figura 3.8.</b> a) Número de desprendimientos detectados y número de desprendimientos acumulado respecto al tiempo. b) Tasa de desprendimientos por día respecto al tiempo. c) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados, agrupados según su orden de magnitud. d) Volumen de los desprendimientos y volumen acumulado respecto al tiempo.....	58
<b>Figura 3.9.</b> Relación M-F de los desprendimientos de rocas detectados en el escarpe de Puigercós. Con línea discontinua roja se representa el ajuste de todos los datos; mientras que con línea continua roja se representa el ajuste de los datos entre $1 \cdot 10^{-2}$ y $1 \cdot 10^2$ .....	59
<b>Figura 3.10.</b> Tasa del número de desprendimientos por año respecto al volumen de los desprendimientos detectados en Puigercós.....	60

## Capítulo 4. Deformación precursora - Puigcercós

<b>Figura 4.1.</b> Evolución espacio-temporal de la deformación precursora a lo largo de todo el periodo de monitoreo. Desde a) a j) se representan los diez periodos de análisis más representativos. ....	67
<b>Figura 4.2.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2008.07 (239 días) y desprendimientos ocurridos.....	68
<b>Figura 4.3.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2009.03 (489 días) y desprendimientos ocurridos.....	69
<b>Figura 4.4.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2010.04 (865 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída de las áreas 1 y 2.....	69
<b>Figura 4.5.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2011.09 (1402 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída del área I. ....	70
<b>Figura 4.6.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2012.07 (1705 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída de parte del área 6. ....	70
<b>Figura 4.7.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2012.12 (1841 días) y desprendimientos ocurridos.....	71
<b>Figura 4.8.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.07 (2051 días) y desprendimientos ocurridos.....	71
<b>Figura 4.9.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.11 (2192 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la deformación de las áreas 4, 6, 7 y 9. ....	72
<b>Figura 4.10.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.12 (2217 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída conjunta de las áreas 4, 6, 7 y 9 (1093 m <sup>3</sup> ). ....	73
<b>Figura 4.11.</b> Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2014.10 (2506 días). Los valores de deformación en la parte de la caída de las áreas 4, 6, 7 y 9 corresponden al periodo 2013.12 - 2014.10. Los desprendimientos ocurridos también corresponden al periodo 2013.12 - 2014.10. ....	73

**Figura 4.12.** Distribución de la deformación precursora respecto al tiempo en las áreas 5 y 6. a) y b) Puntos de las áreas 5 y 6 donde se ha calculado la deformación. c) y d) Deformación respecto al tiempo en los distintos puntos señalados en a) y b). ..... 75

**Figura 4.13.** Evolución temporal de la deformación precursora. a) Evolución de la deformación en el área 1. b) Evolución de la deformación en el área 3. c) Evolución de la deformación en el área 4. d) Evolución de la deformación en el área 5. e) Evolución de la deformación en el área 6. f) Evolución de la deformación en el área 7. g) Evolución de la deformación en el área 9. h) Fases de la evolución teórica de la deformación precursora en las áreas inestables. .... 76

## Capítulo 5. Desprendimientos precursores - Puigcercós

**Figura 5.1.** MDE del área de estudio piloto de Puigcercós con los polígonos de los desprendimientos ocurridos durante todo el periodo de monitoreo (2007.11 - 2014.10). Los diferentes eventos están clasificados según el valor de su área siguiendo la clasificación descrita en el texto (pequeña magnitud, media magnitud y gran magnitud). ..... 82

**Figura 5.2.** a) Histograma de la distancia mínima entre los centroides de los desprendimientos del grupo de pequeña magnitud. b) Mapa densidad de centroides de los desprendimientos de pequeña magnitud ( $< 0.5 \text{ m}^2$ ). ..... 83

**Figura 5.3.** Fotografía oblicua del escarpe de Puigcercós donde se distinguen las grietas de tensión (flechas rojas) que delimitan las áreas inestables. .... 84

**Figura 5.4.** a) Mapa de pendientes del escarpe de Puigcercós realizado a partir del MDE. b) Grietas del escarpe extraídas a partir del mapa de pendientes anterior. Las grietas están clasificadas según su dimensión (área). ..... 85

**Figura 5.5.** Análisis espacial y temporal de la evolución de las grietas activas en el escarpe de Puigcercós. Desde a) hasta j) los diez periodos de análisis más significativos. También se muestran los desprendimientos de pequeña magnitud. .... 86

**Figura 5.6.** a) Definición de las diferentes áreas inestables con el contorno de las grietas y del área considerada estable (área X). b) Número de desprendimientos precursores acumulado en cada una de las áreas inestables y en la considerada estable..... 88

**Figura 5.7.** Test de validación en el que se representan las: grietas activas detectadas en este análisis, la deformación precursora detectada en apartados anteriores (hasta 2013.10) y los desprendimientos de gran magnitud ocurridos..... 89

**Figura 5.8.** a) Número acumulado de áreas inestables detectadas respecto al tiempo usando los desprendimientos precursores y la deformación precursora. b). Fecha de detección de las áreas inestables más significativas a partir de cada uno de los indicadores precursores (deformación o pequeños desprendimientos). ..... 90

## **Capítulo 6. Análisis de caso: evento extraordinario de Diciembre de 2013**

**Figura 6.1.** Evolución de la deformación precursora acumulada en el área de estudio de Puigcercós. Desde a) hasta h) los ocho periodos de análisis más significativos. Se muestran también los desprendimientos ocurridos entre los distintos periodos considerados. .... 97

**Figura 6.2.** Evolución temporal de la deformación precursora en las distintas áreas inestables detectadas. a) Deformación del área 4. b) Deformación del área 6. c) Deformación del área 7. d) Deformación del área 9. e) Curva normalizada de la deformación respecto al tiempo de las áreas 6, 7 y 9 en la fase terciaria..... 98

**Figura 6.3.** a) Análisis  $1/v$  para las áreas 6, 7 y 9 para el periodo de tiempo que corresponde a la fase terciaria (ver **Figura 6.2** y **Tabla 6.1**). b) Predicción del intervalo de días para la ocurrencia del desprendimiento de las áreas 6, 7 y 9. El día de la caída está indicado con una flecha negra..... 100

**Figura 6.4.** Valores de precipitación y temperatura registradas los días previos a la ocurrencia del desprendimiento (desde el 10 de Noviembre hasta el 3 de Diciembre de 2013). El día de ocurrencia del desprendimiento está señalado con una flecha negra. .. 101

**Figura 6.5.** a) Imagen LiDAR del escarpe de Puigcercós. Se señalan los planos ajustados a los puntos correspondientes a las grietas de tensión que condicionaron el

desprendimiento del 3 de Diciembre. También se señalan el perímetro del desprendimiento (línea discontinua) y de las diferentes áreas inestables definidas en el texto. b) Planos generados a partir de las grietas de tensión. .... 104

## Capítulo 7. Monitoreo fotográfico - Puigcercós

**Figura 7.1.** Componentes principales del sistema de monitoreo fotográfico. a) Canon EOS 600D. b) Intervalómetro TWIN1 ISR (Seculine). .... 108

**Figura 7.2.** a) localización en el área de estudio de Puigcercós del sistema de monitoreo fotográfico. b) y c) fotografías del sistema instalado en frente del escarpe..... 110

**Figura 7.3.** Flujo de trabajo del proceso desarrollado para la detección de cambios entre fotografías. Desde a) hasta e) los pasos más importantes de dicho proceso..... 112

## Capítulo 8. Desprendimientos en la Montaña de Montserrat

**Figura 8.1.** a) Mapa de curvas de nivel de la Montaña de Montserrat y comarcas en las que se localiza. b) Foto aérea de la Montaña de Montserrat y comarcas. Se señala con un cuadro discontinuo la zona de detalle de las áreas de estudio. c) Foto aérea de detalle con señalización de los principales elementos antrópicos expuestos a los desprendimientos de rocas. d) Foto aérea con las áreas de estudio y el recinto del Monasterio de Montserrat. .... 120

**Figura 8.2.** a) Mapa con las principales divisiones geológicas de Catalunya (modificado de Gibert et al. (2007)). La situación de la Montaña de Montserrat se señala con una estrella. b) Esquema de la evolución que proporciona la característica morfología Montserratina (modificado de Martínez 2006)). c) Cartografía geológica de la Montaña de Montserrat (modificado de ICGC (2005)). La localización del Monasterio se señala con una estrella y la del las áreas de estudio con un cuadro negro..... 122

**Figura 8.3.** a) Situación de las estaciones de adquisición de datos para las paredes de Degotalls. b) Área de escaneo de Degotalls N. c) Áreas de escaneo de Degotalls E. d) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Mayo de 2007 hasta Octubre de 2014)..... 128

**Figura 8.4.** a) Situación de la estación de adquisición de datos para las paredes del Monasterio de Montserrat. b) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Febrero de 2011 hasta Julio de 2014). c) Áreas de escaneo de las paredes del Monasterio. Con cuadros rojos se señalan los dos sectores de análisis detallado de la deformación (sectores M y S)..... 129

**Figura 8.5.** Histogramas de la distancia mínima entre puntos de los datos de a) Degotalls N, b) Degotalls E y c) Monasterio. .... 130

**Figura 8.6.** a) Foto donde se señalan los dos bloques principales caídos en el evento del 28 de Diciembre de 2008 (bloques A y B). b) Bloques A y B y desprendimientos producidos por el impacto de estos sobre la pared en su caída. c) Bloque A: diferencias en la comparación entre los datos del periodo 2007.05 – 2009.12. d) Bloque B: diferencias en la comparación entre los datos del periodo 2007.05 – 2009.12. .... 132

**Figura 8.7.** Localización de los distintos desprendimientos detectados en la pared de Degotalls N. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la **Tabla 8.3**. .... 134

**Figura 8.8.** a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en la pared de Degotalls N. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo. .... 136

**Figura 8.9.** Mapa de densidad acumulada de los centroides de los desprendimientos detectados en Degotalls N. Se observa el detalle de dos partes de la pared que corresponden con la mayor densidad..... 137

**Figura 8.10.** Localización de los distintos desprendimientos detectados en la pared de Degotalls E. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la **Tabla 8.5**. .... 139

**Figura 8.11.** a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en la pared de Degotalls E. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo. .... 140

<b>Figura 8.12.</b> Mapa de densidad acumulada de los centroides de los desprendimientos detectados en Degotalls E. Se observa el detalle de dos partes de la pared que corresponden con la mayor densidad. ....	141
<b>Figura 8.13.</b> Relación M-F de todos los desprendimientos detectados en las paredes de Degotalls (N y E). En color azul los datos ajustados linealmente y en color negro los no considerados para el ajuste. ....	142
<b>Figura 8.14.</b> Localización de los distintos desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la <b>Tabla 8.8</b> . ....	144
<b>Figura 8.15.</b> a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo. ....	146
<b>Figura 8.16.</b> a) Análisis de deformación del bloque C para el periodo 2007.05 – 2009.12. Se señala el área afectada por el desprendimiento del 28 de Diciembre de 2008. b) Evolución de la deformación del bloque C desde 2007.05 hasta 2014.10. ....	148
<b>Figura 8.17.</b> a) Localización del bloque D en la pared de Degotalls N. b) Análisis de deformación del bloque C para el periodo 2009.12 – 2014.10. c) Foto detalle del bloque D. d) Evolución de la deformación del bloque D desde 2009.12 hasta 2014.10. ....	149
<b>Figura 8.18.</b> a) Detalle del sector M. b) Análisis de deformación del sector M para el periodo 2011.02 – 2014.07. c) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área 1 del sector M. d) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área 2 del sector M. ....	151
<b>Figura 8.19.</b> a) Detalle del sector S. b) Análisis de deformación del sector S para el periodo 2011.02 – 2014.07. c) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área señalada en b) del sector M. ....	152





# LISTA DE TABLAS

## Capítulo 1. Introducción

**Tabla 1.1.** Clasificación de Varnes (1978) revisada por Hungr et al. (2014) de los movimientos de masa en roca (extraída de Hungr et al. (2014)). ..... 13

**Tabla 1.2.** Escala de velocidad de los movimientos de masa (“International Geotechnical Society’s UNESCO Working Party on World Landslide Inventory” (WP/WLI) (1995) y Cruden y Varnes (1996)). ..... 14

## Capítulo 3. Desprendimientos de rocas – Puigcercós

**Tabla 3.1.** Número de desprendimientos detectados por periodo y tasa de desprendimientos por día en cada periodo. En la última fila se muestran los datos totales de los 2506 días de monitoreo. .... 57

## Capítulo 6. Análisis de caso: evento extraordinario de Diciembre de 2013

**Tabla 6.1.** Parámetros considerados para el análisis 1/V. .... 99

## Capítulo 7. Monitoreo fotográfico - Puigcercós

**Tabla 7.1.** Inventario de los desprendimientos detectados por el sistema de monitoreo fotográfico desde el 6 de Octubre hasta el 3 de Diciembre de 2013. El sistema falló entre los días 15 y 17 de Noviembre de 2013. .... 114

## Capítulo 8. Desprendimientos en la Montaña de Montserrat

<b>Tabla 8.1.</b> Parámetros utilizados para la aplicación del algoritmo DBSCAN (Ester et al., 1996) de detección de agrupaciones de puntos en las paredes de Degotalls.....	131
<b>Tabla 8.2.</b> Número de desprendimientos detectados por periodo en la pared de Degotalls N. ....	133
<b>Tabla 8.3.</b> Desprendimientos detectados en Degotalls N. Referencia y volumen de cada evento.....	135
<b>Tabla 8.4.</b> Número de desprendimientos detectados por periodo en la pared de Degotalls E. ....	138
<b>Tabla 8.5.</b> Desprendimientos detectados en Degotalls E. Referencia y volumen de cada evento.....	138
<b>Tabla 8.6.</b> Parámetros utilizados para la aplicación del algoritmo DBSCAN (Ester et al., 1996) de detección de agrupaciones de puntos en las paredes del Monasterio. ....	142
<b>Tabla 8.7.</b> Número de desprendimientos detectados por periodo en las paredes del Monasterio. ....	143
<b>Tabla 8.8.</b> Desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. Referencia y volumen de cada evento. ....	145

# ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

**LiDAR:** Light Detection and Ranging

**GBInSAR:** Ground-Based Interferometric Synthetic-Aperture Radar

**TOF:** Time-of-flight

**ALS:** Airborne Laser Scanner

**TLS:** Terrestrial Laser Scanner

**GB-LiDAR:** Ground-Based Light Detection and Ranging

**GPS:** Global Position System

**IMU:** Inertial Measurement Unit

**CANUPO:** CAractérisation de NUages de POints

**ICP:** Iterative Closest Points

**dX:** Valores de diferencia entre nubes de puntos a lo largo del eje X.

**dY:** Valores de diferencia entre nubes de puntos a lo largo del eje Y.

**dZ:** Valores de diferencia entre nubes de puntos a lo largo del eje Z.

**Diff:** Valores de diferencia entre nubes de puntos utilizados en los procesos.

**DBSCAN:** Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise

**MinPts:** en DBSCAN, número mínimo de puntos que debe tener una agrupación.

**Eps:** en DBSCAN, distancia máxima alrededor de cada punto de la nube en la que buscará el mínimo número de puntos determinado por MinPts.

**NN:** Nearest Neighbor

**NN-3D:** Nearest Neighbor 3-D

**K:** en el método NN, número de vecinos próximos.

**R:** en el método NN-3D, radio de la esfera de búsqueda.

**M-F:** Magnitud-Frecuencia

**MDE:** Modelo Digital del Escarpe

---

# **PARTE I:**

## **Introducción**

---



---

# Capítulo 1. Introducción

---

En este primer capítulo de la memoria se expone una introducción general de la tesis en la que se describen la motivación de la misma, la estructura de la memoria, los objetivos y la justificación de las áreas de estudio analizadas. A continuación se realiza una introducción al fenómeno de los desprendimientos de rocas y a los indicadores precursores de éstos. Por último se realiza una breve revisión bibliográfica de las aplicaciones de la tecnología LiDAR en los escarpes rocosos, además de las aplicaciones concretas del LiDAR Terrestre en el monitoreo de desprendimientos de rocas.



## 1.1. Introducción general

---

### 1.1.1. Motivación

Los desprendimientos de rocas son el movimiento de ladera más frecuente y peligroso en áreas de montaña (Whalley 1984; Erismann y Abele 2001). Son un fenómeno caracterizado por una relación inversa de magnitud y frecuencia, es decir, cuanto mayor es la magnitud, con menor frecuencia temporal ocurre. Aunque esta magnitud puede ser muy variable, desde valores inferiores a 1 m<sup>3</sup> a volúmenes de roca que superan el millón de m<sup>3</sup>, la alta velocidad de caída implicada en el fenómeno provoca una alta energía de impacto y por lo tanto una alta peligrosidad para los elementos expuestos. Esta elevada velocidad hace que la capacidad de reacción ante los desprendimientos, una vez desencadenado el evento, sea muy reducida (Hungry et al., 2014). Así, con el fin de mitigar los riesgos provocados por los desprendimientos de rocas es fundamental avanzar en la detección temprana de las áreas inestables de un macizo rocoso, así como en la posterior predicción temporal del momento de la rotura.

La observación de las áreas inestables a lo largo del tiempo ha demostrado que existen distintos tipos de indicadores precursores, fruto de la rotura progresiva de las mismas. Estos indicadores precursores pueden ser utilizados tanto para detectar las áreas inestables, como para predecir de manera temporal el desprendimiento en dicha área. Estos factores no han sido suficientemente estudiados aún y la predicción espacio-temporal de los desprendimientos de rocas es un ámbito de estudio con mucho camino por recorrer.

El principal indicador precursor de un área rocosa inestable es la deformación, es decir, la ocurrencia de desplazamientos de masas rocosas que indican que dicha masa es inestable. Esta deformación o desplazamiento puede ir aumentando a lo largo del tiempo siguiendo una función exponencial, es decir, a medida que se acerca el momento de su caída la deformación aumenta de manera más rápida (Terzaghi, 1962; Varnes, 1983). Este patrón exponencial de la evolución de los desplazamientos a lo largo del tiempo ha permitido proponer diferentes modelos para la predicción temporal de las caídas, siendo el más conocido el propuesto por Fukuzono (1985) y que será descrito con mayor detalle en la memoria.

Además de la deformación precursora, otros indicadores recientemente estudiados y que poseen una relación directa con esta son la micro-sismicidad (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009) y los desprendimientos precursores (Rosser et al., 2007). En cuanto al primero, los diferentes patrones de la actividad sísmica en torno a un macizo rocoso inestable previos a su caída han sido descritos en diferentes trabajos durante la última década (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009). En cuanto a los desprendimientos precursores, éstos se describen como la ocurrencia de eventos de pequeña magnitud en el área en la que posteriormente es muy probable que ocurra un desprendimiento de gran magnitud (Rosser et al., 2007). Este es un indicador que no ha sido sistemáticamente estudiado todavía y son pocos los trabajos existentes que hayan analizado la evolución de dicho indicador (Sartori et al. 2003; Rosser et al. 2007; Rosser y Petley 2008).

Son muchas las laderas, que por su alta peligrosidad son monitoreadas con los denominados sistemas de alerta temprana de desprendimientos de rocas, como por ejemplo “White Canyon” en Canadá (Kromer et al., 2015), “Mount Mannen” en Noruega (Kristensen y Harald-Blikra, 2013) y “La Saxe” en Italia (Crosta et al., 2014). En general están constituidos por diferentes sensores que registran los desplazamientos de las masas rocosas. Estos sensores suelen requerir de instalaciones “*in-situ*” en las áreas inestables que pueden alterar el proceso natural de rotura. En la última década se han desarrollado diferentes sensores remotos que no requieren de ninguna instalación en las propias laderas, como los instrumentos LiDAR Terrestre (Light Detection And Ranging) y los instrumentos GBInSAR (Ground-Based Interferometric Synthetic-Aperture Radar), abriendo un nuevo camino no invasivo y más seguro en el mundo del monitoreo de laderas rocosas.

Así la tesis que se presenta en esta memoria pretende avanzar en el análisis de laderas rocosas a través del uso de la tecnología LiDAR Terrestre. Más concretamente se pretende avanzar en dos ámbitos diferentes, (a) el primero en la detección y caracterización detallada de los desprendimientos, permitiendo de esta manera análisis de la relación Magnitud-Frecuencia de mayor precisión. (b) El segundo es avanzar en el conocimiento de la evolución de bloques inestables a partir de la detección de dos tipos de indicadores precursores, la deformación y los desprendimientos precursores. El estudio de estos indicadores con el instrumento LiDAR Terrestre puede permitir la predicción espacial y temporal de los desprendimientos de rocas. Para ambos objetivos

se llevará a cabo un monitoreo de dos áreas de estudio diferentes y se desarrollarán una serie de herramientas que permitan avanzar en la automatización de la predicción de las caídas, como de la detección y caracterización de los desprendimientos.

### **1.1.2. Estructura de la memoria**

El trabajo realizado y los distintos resultados obtenidos se exponen en esta memoria que consta de 10 capítulos y se estructura en 5 partes:

#### **- Parte I: Introducción.**

- En el **capítulo 1** en primer lugar se expone una introducción general de la tesis y de la memoria. En segundo lugar se presenta una introducción a los desprendimientos de rocas y a sus indicadores precursores, además de una revisión bibliográfica de las aplicaciones LiDAR en los escarpes rocosos así como en el monitoreo de desprendimientos de rocas.

#### **- Parte II: Material y métodos.**

- En el **capítulo 2** se presenta la descripción de la tecnología LiDAR Terrestre y del instrumento específico utilizado en este estudio. A continuación se describirán los diferentes procesos aplicados con los datos LiDAR para la detección de desprendimientos y de desplazamientos.

#### **- Parte III: Aplicación al área de estudio piloto de Puigcercós.**

- En el **capítulo 3** se describe en detalle el área de estudio piloto de Puigcercós así como la evolución geomorfológica del eskarpe analizado, a partir de los desprendimientos de rocas detectados durante todo el periodo de monitoreo.

- El **capítulo 4** se centra en los resultados obtenidos en cuanto a la detección de deformación precursora en el eskarpe de Puigcercós.

- En el **capítulo 5** se describen los avances conseguidos en la detección de desprendimientos precursores y en su posible uso en la predicción de eventos de gran magnitud.

- En el **capítulo 6** se expone el análisis detallado del mayor desprendimiento detectado en el eskarpe de Puigcercós durante todo el periodo de monitoreo. En

este análisis de caso se llevará a cabo un análisis retrospectivo de su evolución espacio-temporal y su caracterización.

- En el **capítulo 7** se describe la instalación de un sistema de monitoreo fotográfico permanente en el escarpe de Puigcercós, así como los primeros resultados obtenidos con este sistema.

**- Parte IV: Aplicación a un área con riesgo geológico.**

- En el **capítulo 8** se exponen los resultados obtenidos en el monitoreo LiDAR de un área con alto riesgo geológico como es el recinto del Monasterio de Montserrat. Para ello se aplican las distintas metodologías de detección de desprendimientos y de deformación desarrolladas previamente en el área de estudio piloto de Puigcercós.

**- Parte V: Discusiones y conclusiones globales.**

- En el **capítulo 9** se profundizará en la aportación de la tesis a los estudios de evolución geomorfológica de escarpes; a los estudios de peligrosidad y riesgo, y a la predicción de los desprendimientos.

- En el **capítulo 10** se exponen las conclusiones generales de la presente tesis así como las perspectivas de futuro en este ámbito de estudio.

Finalmente se introduce la lista bibliográfica y se adjuntan 1 anexo:

**- Anexo:**

Artículo A: publicación en una revista SCI de parte de los resultados de los capítulos 3 y 4: **Royán, M.J.**, Abellán, A., Jaboyedoff, M., Vilaplana, J.M., Calvet, J. (2014). Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR. *Landslides*, 11:697-709.

Artículo B: publicación en una revista SCI de los resultados del capítulo 6: **Royán, M.J.**, Abellán, A., Vilaplana, J.M. (2015). Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain). *Landslides*, 12:585-595.

### 1.1.3. Objetivos de la tesis

El objetivo general en el que se enmarca esta tesis es la mejora del análisis de los datos LiDAR en relación a su aplicación en la caracterización y predicción de los desprendimientos de rocas. Los objetivos específicos son:

a) Detección y caracterización de desprendimientos de rocas mediante el monitoreo con LiDAR Terrestre con el fin de: 1) conseguir inventarios detallados de desprendimientos; 2) caracterizar la evolución geomorfológica de las laderas analizadas (cálculo de volúmenes, frecuencia de caídas, relación M-F, etc.); y 3) analizar la distribución espacio-temporal de los eventos en los escarpes.

b) Mejorar la metodología desarrollada por Abellán et al. (2009) para detectar deformaciones precursoras de desprendimientos de rocas mediante datos LiDAR. Dicha metodología fue desarrollada como herramienta para conseguir detalladas predicciones espaciales de las inestabilidades en las laderas rocosas.

c) Desarrollar metodologías para, a partir del objetivo anterior, realizar modelos evolutivos de las diferentes inestabilidades detectadas mediante la deformación precursora y realizar estimaciones de la predicción temporal.

d) Desarrollar herramientas para la detección y análisis de los desprendimientos precursores, así como evaluar su capacidad para predecir espacial y/o temporalmente los grandes desprendimientos.

### 1.1.4. Justificación de las áreas de estudio

Se han estudiado dos áreas geográficas diferentes, Puigcercós (Lleida) y Montaña de Montserrat (Barcelona). En este apartado se justificará la elección de cada una de estas dos áreas, que están descritas con mayor profundidad en sus respectivos capítulos (capítulos 3 y 8).

a) La denominada área de estudio piloto de **Puigcercós**, se sitúa en el escarpe de coronación producido por un deslizamiento ocurrido en 1881 en la localidad de Puigcercós. Dicho escarpe lleva siendo monitoreado con un instrumento LiDAR Terrestre por el grupo de investigación RISK-NAT de la Universidad de Barcelona desde el año 2007 (Abellán, 2009). El área ha sido utilizada por este grupo como un área de estudio piloto para la investigación de desprendimientos de rocas. Fue elegida debido a

la gran actividad de desprendimientos de rocas que posee, y a la inexistencia de riesgo derivada de dichos desprendimientos. Así, los diferentes procesos relacionados con los desprendimientos que se observan en el escarpe de manera natural pueden ser seguidos y analizados sin tener que actuar ante ellos con el fin de mitigar riesgos (obras de mitigación y defensa) y modificar así su evolución natural. Este hecho hace que dicho escarpe sea un lugar ideal para el desarrollo de metodologías para la detección, seguimiento y predicción de desprendimientos de rocas, que luego puedan ser aplicadas en otros contextos geológicos con un mayor riesgo asociado.

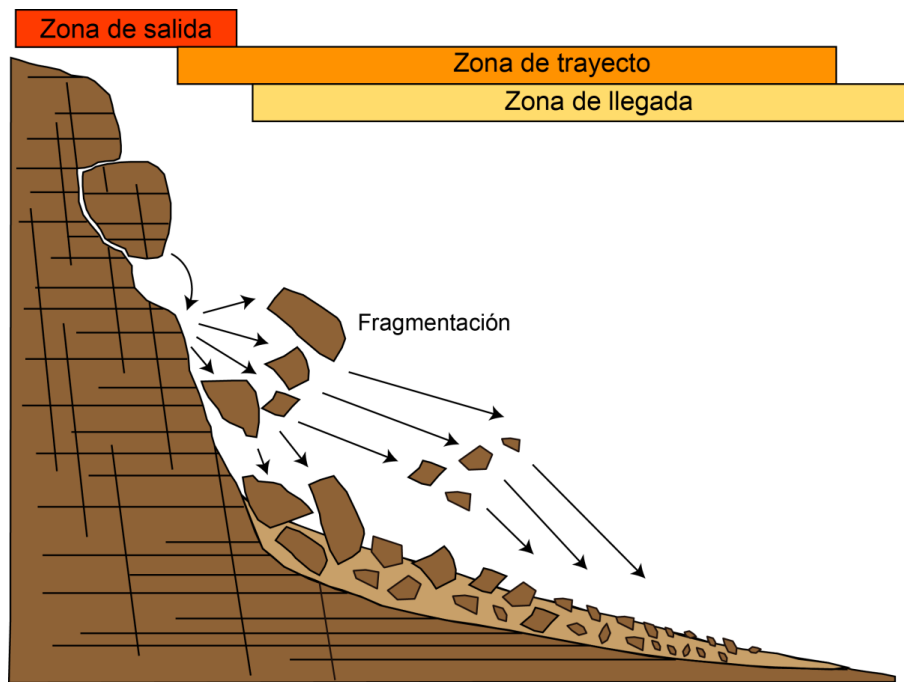
b) El segundo área de estudio que aparece en la presente memoria es la **Montaña de Montserrat**, y en concreto dos conjuntos de paredes denominadas de Degotalls, y del Monasterio. Las primeras se sitúan por encima del recinto del aparcamiento del conocido Monasterio de Montserrat y comenzaron a ser monitoreadas con el instrumento LiDAR Terrestre en el año 2007. Mientras que las segundas son las paredes que se sitúan justo detrás del recinto del propio Monasterio de Montserrat y su monitoreo no comenzó hasta el año 2011. La elección de estas dos áreas de estudio viene relacionada con el alto riesgo de desprendimientos de rocas existente tanto para las numerosas edificaciones y vías de comunicación como para los numerosos visitantes del Monasterio de Montserrat. Además en el año 2014 se puso en marcha un plan de 3 años para la mitigación de los riesgos por desprendimientos de rocas en el área del Monasterio de Montserrat dirigido por el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) y financiado por la Generalitat de Catalunya, del cual el grupo RISKMAT es colaborador activo participando en la parte concerniente a la detección de desprendimientos y predicción. Así en este área ha sido posible aplicar con éxito las diferentes metodologías desarrolladas en el área de estudio piloto de Puigcercós con el fin de detectar y predecir caídas de rocas. Esta exitosa aplicación ha permitido conocer mejor la dinámica de desprendimientos y predecir determinadas inestabilidades, que permitirá en el futuro aplicar medidas para la mitigación del riesgo existente.

## 1.2. Desprendimientos de rocas

---

Los desprendimientos de rocas son el movimiento de ladera más común y frecuente en las regiones de montaña (Whalley 1984; Erismann y Abele 2001) y en los acantilados costeros (Lim et al., 2010; Rosser et al., 2005). También se dan desprendimientos de rocas

en todos aquellos taludes rocosos antrópicos, es decir, en taludes creados por excavación o desmonte para cualquier tipo obra civil, como carreteras, vías férreas o edificios (Hungry et al., 1999; Lato et al., 2012; Michoud et al., 2012; Salvini et al., 2013). Los desprendimientos o caídas de rocas se pueden definir como toda masa rocosa que se separa de una ladera rocosa y cae ladera abajo (Cruden and Varnes, 1996; Varnes, 1978) (**Figura 1.1**). Los desprendimientos pueden ser de bloques individuales o de un conjunto de bloques, y generalmente se fragmentan en cuerpos rocosos más pequeños al impactar a medida que se propagan ladera abajo. Esta propagación puede ser en caída libre y/o rebotando y/o rodando y, a veces, incluso deslizando. Dentro del término general de desprendimientos de rocas, (Varnes, 1978) y más tarde Hungry et al. (2014), en una revisión de este trabajo, definen hasta tres tipos de movimientos dependiendo del tipo de mecanismo de caída (**Tabla 1.1**): a) desprendimientos de rocas en caída libre o “rockfall” que son aquellos eventos caracterizados por una caída libre de los bloques desde el macizo rocoso; b) vuelco o “rock topple” que son aquellos eventos caracterizados por la rotación entorno a una base fija de los bloques; y c) deslizamiento o “rock slide” que son aquellos eventos caracterizados por el deslizamiento de los bloques desde el macizo rocoso. En la mayoría de los casos los mecanismos de caída en el medio natural son complejos y pueden abarcar a la vez varios de estos mecanismos descritos. En esta memoria se utilizará el término general de desprendimiento o caída de rocas como una pérdida de masa rocosa en el escarpe, sin, “*a priori*”, tener en cuenta el mecanismo de caída de la misma.



**Figura 1.1.** Esquema ilustrativo de las diferentes partes que se encuentran en una zona afectada por desprendimientos de rocas (zona de salida, de trayecto y de llegada).

Dentro de un área afectada por desprendimientos de rocas se pueden diferenciar tres partes: la zona de salida, la zona de trayecto y la zona de llegada (**Figura 1.1**). La zona de salida correspondería al macizo rocoso de donde se desprende el bloque o bloques que caen. Fruto de estas caídas, en las zonas de salida se observan cicatrices correspondientes a los bloques desprendidos y que en diversos estudios se han utilizado para evaluar la posible magnitud de las futuras caídas (Copons y Vilaplana 2008; Santana et al. 2012). Esta tesis se centra en el análisis de esta zona, ya que es aquí donde se detectan los cambios volumétricos correspondientes a desprendimientos de rocas. La zona de trayecto es la parte que los bloques recorren hasta llegar a la zona donde se paran y acumulan. Es en esta parte donde se suele producir la fragmentación de los bloques originales en bloques más pequeños y numerosos. A través de la zona de trayecto, dichos bloques pueden caer libremente, rebotar, rodar y deslizar, dejando así en la mayoría de los casos una o varias marcas en el terreno de las trayectorias recorridas. En muchos casos en las laderas montañosas se observan los denominados canales o corredores de desprendimientos que son zonas favorables por la que los bloques que caen de paredes adyacentes se concentran y canalizan hasta la zona de llegada (Copons, 2007; Rendón, 2004). Por último, la zona de llegada que es el área donde los bloques caídos se paran y acumulan. En zonas preferentes de caídas de rocas se forman grandes



acumulaciones de bloques que reciben el nombre de talud de derrubios, o cono de derrubios si se encuentran en la salida de un canal. Es frecuente el uso de este tipo de depósitos para datar los desprendimientos de rocas (McCarroll et al., 2001) y evaluar su actividad y alcance (Evans y Hungr 1993).

En las laderas rocosas naturales la detección y caracterización de los desprendimientos de rocas es un factor importante a la hora de analizar la evolución geomorfológica de estas. Un método muy utilizado y relacionado con el análisis de la peligrosidad de caídas de rocas son los análisis del volumen de roca caída y de su frecuencia temporal, es decir, la relación Magnitud-Frecuencia (M-F). En la bibliografía existen diferentes metodologías para obtener dicha relación, siendo la más utilizada el análisis de inventarios de desprendimientos (Dussauge-Peisser et al., 2002; Malamud et al., 2004). Otras metodologías están basadas en el análisis de los depósitos de talud (Luckman and Fiske, 1995; McCarroll et al., 2001) y de los nichos de salida (Domènech, 2015; Santana et al., 2012).

Los factores que influyen en las inestabilidades de las laderas se pueden dividir en parámetros internos o factores externos (Volkwein et al., 2011). Los parámetros internos hacen referencia a las características propias del macizo rocoso que pueden favorecer la ocurrencia de desprendimientos. Algunos de estos parámetros son (Jaboyedoff y Derron 2005): la morfología de la ladera (sobre todo pendiente), el grado de fracturación, las características mecánicas de la roca y la presencia de agua. Los factores externos hacen referencia a los acontecimientos que afectan a un macizo rocoso y a los parámetros internos desarrollando inestabilidades en el macizo. Algunos de estos son (Jaboyedoff y Derron 2005): la gravedad, factores meteorológicos (precipitación, temperatura, etc.), la sismicidad y las actividades humanas. Los factores externos pueden actuar como factores desencadenantes de los desprendimientos, es decir, como el factor que en última instancia provoca la caída de los bloques.

**Tabla 1.1.** Clasificación de Varnes (1978) revisada por Hungr et al. (2014) de los movimientos de masa en roca (extraída de Hungr et al. (2014)).

Type of movement	In rock
Fall	Rock fall
Topple	Rock block topple Rock flexural topple
Slide	Rock rotational slide Rock planar slide Rock wedge slide Rock compound slide Rock irregular slide
Spread	Rock slope spread
Flow	Rock avalanche
Slope deformation	Mountain slope deformation Rock slope deformation

Según la clasificación de los movimientos de masa en función de su velocidad de caída revisada por la “International Geotechnical Society’s UNESCO Working Party on World Landslide Inventory” (WP/WLI) (1995) y (Cruden y Varnes 1996) (Tabla 1.2), los desprendimientos de rocas estarían considerados en la clase 7, que corresponde a los movimientos de ladera de tipo extremadamente rápidos. Aunque, comparados con otros tipos de movimientos de masa, los volúmenes de roca implicados en los desprendimientos no suelen ser extremadamente altos (unos pocos miles de m<sup>3</sup>), su peligrosidad viene derivada de la alta velocidad de caída, que favorece la alta energía de impacto de los desprendimientos de rocas. Este hecho, junto a que es el movimiento de ladera más común en las regiones de montaña y que éstas han sufrido en las últimas décadas un incremento de la ocupación humana, hacen que estas regiones posean un alto grado de riesgo a los desprendimientos de rocas (Copons et al., 2005; Fontquerni et al., 2013). Fruto también de la alta velocidad del fenómeno, en términos de protección civil, la capacidad de reacción o respuesta al desprendimiento se considera muy baja o nula (Tabla 1.2), es decir, en el momento en que una roca o conjunto de rocas cae de una ladera, el tiempo que pasa entre su desencadenamiento y la llegada a los posibles lugares expuestos a esta caída es muy reducido, lo que dificulta la aplicación de algún tipo de medida de emergencia, como por ejemplo la evacuación de los habitantes expuestos.

**Tabla 1.2.** Escala de velocidad de los movimientos de masa (“International Geotechnical Society’s UNESCO Working Party on World Landslide Inventory” (WP/WLI) (1995) y Cruden y Varnes (1996)).

Clase	Descripción	Velocidad (mm/s)	Velocidad típica	Respuesta
7	Extremadamente rápido	$5 \times 10^3$	5 m/s	Nula
6	Muy rápido	$5 \times 10^1$	3 m/min	Nula
5	Rápido	$5 \times 10^{-1}$	1.8 m/h	Evacuación
4	Moderado	$5 \times 10^{-3}$	13 m/mes	Evacuación
3	Lento	$5 \times 10^{-5}$	1.6 m/año	Mantenimiento
2	Muy lento	$5 \times 10^{-7}$	16 mm/año	Mantenimiento
1	Extremadamente lento	-	-	Nula

La dificultad de dar respuesta a los desprendimientos de rocas hace que en la mayoría de las laderas en la que las caídas de rocas suponen una alta peligrosidad para los elementos antrópicos expuestos, existan numerosas medidas preventivas de mitigación del riesgo. Estas medidas suelen ser protecciones estructurales que, o bien actúan directamente sobre los bloques considerados inestables con el fin de estabilizarlos (sistemas activos), o bien en la trayectoria de los bloques una vez han caído del macizo con el fin de retenerlos y evitar su llegada a los elementos expuestos (sistemas pasivos). Dichas obras de defensa tienen una efectividad limitada al volumen de roca que se desprende o a la energía de impacto que poseen los bloques al caer. Además, este tipo de medidas preventivas, requieren de instalaciones “*in-situ*” en el escarpe lo que conlleva: primero un riesgo para el personal expuesto en dichas instalaciones, y segundo no garantiza la total protección a los desprendimientos ya que estas pueden no ser efectivas por la alta energía de caída de los bloques, y los desprendimientos pueden ocurrir en otros segmentos del escarpe que no hayan sido considerados para la instalación de las distintas medidas de defensa.

Así la gran dificultad de reacción o respuesta a las caídas de rocas, junto a las limitaciones de las medidas de defensa mencionadas, ponen de manifiesto la importancia de la vigilancia y seguimiento de las laderas rocosas mediante sensores “*in-situ*” o remotos. Esta vigilancia permite la detección de indicadores precursores a las caídas con el fin de poder predecirlas y/o poder alertar de la proximidad de su desencadenamiento. Esta predicción o alerta temprana proporcionaría el tiempo de respuesta necesario para aplicar las medidas de mitigación del riesgo que se consideren oportunas (principalmente evacuación o interrupción del tráfico).

---

### 1.3. Indicadores precursores de desprendimientos de rocas

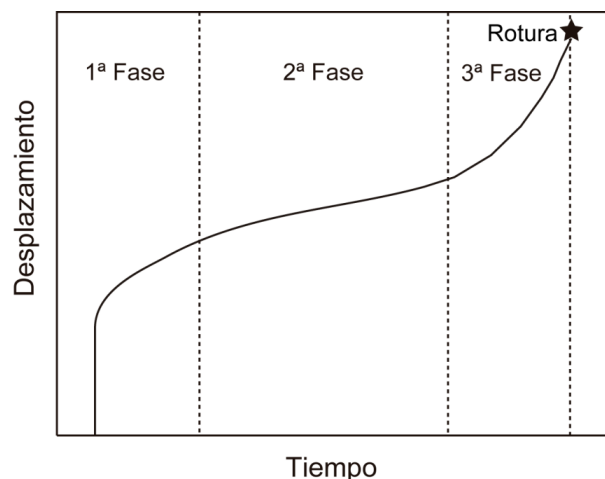
---

Según Skempton y Hutchinson (1969) la historia de un movimiento de masa puede comprender tres etapas: una deformación precursora a la rotura, la rotura o caída en sí misma y los movimientos posteriores a la rotura. Este trabajo se centra en los dos primeros estadios de los desprendimientos de rocas con el fin de poder predecir dichos eventos. La predicción de las inestabilidades de laderas es posible gracias a la existencia de la rotura progresiva que provoca comportamientos precursores en las inestabilidades. El término “rotura progresiva”, o “progressive failure” en inglés, se refiere a la ruptura en función del tiempo de una ladera, que es consecuencia de la acumulación interna de esfuerzos y la degradación de la resistencia en la matriz rocosa (Eberhardt et al., 2004). El cambio en el balance de estas fuerzas progresivamente favorece el estado inestable de una parte del macizo rocoso (Bennet y Doyle 1997; Eberhardt et al. 2004), que finalmente provoca su caída (Terzaghi, 1950). Se han descrito varias causas para esta variación en el balance de las fuerzas, entre ellas el retroceso glaciar (Agliardi et al., 2001; Eberhardt et al., 2004), el socavamiento de laderas (Terzaghi 1950; Reid et al. 2000; Leroueil 2001; Cruden y Martin 2004) y el régimen transitorio de la presión de agua en los poros (Corominas et al., 2005). Algunas evidencias de la propagación de las roturas en la superficie son la apertura de grietas y la apertura de discontinuidades preexistentes como las diaclasas (Terzaghi, 1962).

Los escarpes rocosos afectados por roturas progresivas proporcionan pistas sobre la existencia de inestabilidades incipientes en forma de indicadores precursores. Estos indicadores pueden ser detectados y monitoreados con el fin de predecir los desprendimientos de rocas, uno de los retos más importantes en la mitigación de riesgos geológicos en la actualidad. En la bibliografía existente se describen diversos tipos de indicadores precursores, entre los que están las deformaciones precursoras (Zvelebill y Moser 2001; Crosta y Agliardi 2003; Rose y Hungr 2007; Oppikofer et al. 2008; Abellán et al. 2010), los desprendimientos precursores (Kromer et al., 2015; Rosser et al., 2007; Sartori et al., 2003) y la micro-sismicidad (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009; Walter et al., 2012).

(a) En cuanto a la deformación precursora, en la bibliografía se describe ampliamente la teoría de las fases de rotura en función del tiempo o “Creep Theory” (también conocida por algunos autores como “Efecto Saito”) que establece que la evolución de una

inestabilidad puede ser representada por tres fases de movimiento (Terzaghi, 1962; Varnes, 1983) (**Figura 1.2**): una fase primaria o fase transitoria caracterizada por un aumento súbito de la deformación pero que va decayendo con el tiempo; una fase secundaria o fase estacionaria que se caracteriza por un aumento constante pero pequeño de los valores de la deformación; y por último una fase terciaria o fase de aceleración caracterizada por un aumento acelerado de los valores de deformación que acaba con la rotura y la caída final.



**Figura 1.2.** Esquema de la teoría de las tres fases de evolución de la deformación en función del tiempo.

La fase primaria es de difícil detección, ya que son los primeros estadios de la inestabilidad y los valores de deformación serían de orden sub-milimétrico o milimétrico. En cambio la detección de la fase secundaria y su cambio a la fase terciaria o fase de aceleración mediante diversas técnicas de monitoreo ha permitido realizar una aproximación a la predicción de las caídas de rocas y la activación de sistemas de alerta temprana (Zvelebill y Moser 2001; Crosta y Agliardi 2003). En los últimos años, los estudios sobre la deformación precursora se han beneficiado en gran medida del uso de diferentes tipos de sensores remotos, como los instrumentos GBInSAR (Atzeni et al., 2015) o los instrumentos LiDAR Terrestre (Abellán et al., 2010; Oppikofer et al., 2008, 2009) que permiten el análisis de extensas áreas de los escarpes. En el siguiente apartado (apartado 1.4) se presenta un análisis más detallado del uso de este último instrumento en la caracterización y monitoreo de escarpes rocosos.

(b) La micro-sismicidad es otra de las evidencias de la propagación de las roturas en las laderas rocosas. Amitrano et al. (2005) describe el incremento de la energía sísmica de los micro-terremotos previos al colapso de una inestabilidad en un acantilado costero del norte de Francia. Dicha energía sísmica sigue un patrón potencial de aceleración en las dos horas previas al colapso (Amitrano et al., 2005). Además, Senfaute et al. (2009) detecta un progresivo descenso en el contenido frecuencial de los eventos micro-sísmicos ocurridos 15 horas antes de la ocurrencia de un desprendimiento en el mismo acantilado costero. De acuerdo a sus observaciones en la señal sísmica, Senfaute et al. (2009) propone un modelo de fractura progresiva compuesto por cuatro fases, de las cuales las tres primeras serían equivalentes a las tres fases de la “Creep Theory” descrita anteriormente para la deformación precursora. Así este autor propone: una primera fase en la que se producen las fracturas, una segunda fase en la que dichas fracturas crecen y se desarrollan, una tercera fase caracterizada por la apertura de las fracturas y una cuarta fase en la que se produce el desprendimiento y este es registrado. Walter et al. (2012) describe también la detección de indicadores precursores en la señal sísmica previa a la ocurrencia de un gran evento destructivo que movilizó 15000 m<sup>3</sup> de rocas en Austria. Hasta 5 horas antes de dicho evento, Walter et al. (2012) detecta señales con magnitudes locales equivalentes de  $-0.5 < M_L < 0.4$  interpretadas como roturas o aperturas de fracturas en la ladera rocosa inestable. Por otra parte otros autores como Burjánek et al. (2010), Burjánek et al. (2012) y Bottelin et al. (2013) han aplicado la técnica de la vibración ambiental en series sísmicas adquiridas en macizos rocosos inestables, demostrando que el movimiento de la vibración predominante de dichos macizos se encuentra orientado de manera perpendicular a las fracturas predominantes.

(c) En cuanto a los denominados desprendimientos precursores, Rosser et al. (2007) y Rosser y Petley (2008) describen un incremento en la actividad de los desprendimientos con volúmenes de pocos m<sup>3</sup> previo a la ocurrencia de un evento de mayor magnitud (~100 m<sup>3</sup>). Este hecho sería un reflejo de la acumulación de esfuerzos que también produce la deformación precursora (Rosser et al., 2007). Este mismo patrón de caídas precursoras fue descrito por Sartori et al. (2003) en una revisión de la dinámica del conocido gran desprendimiento de “Randa” ocurrido en Suiza en el año 1991. Más recientemente, Kromer et al. (2015) también observa este mismo patrón de aumento de la actividad de desprendimientos en el perímetro de un gran evento posterior (2600 m<sup>3</sup>), conjuntamente a la detección de deformación precursora, en un escarpe rocoso situado

sobre las vías del tren en “White Canyon” (Canadá). Este mismo autor propone la detección conjunta de ambos indicadores (deformación y desprendimientos precursores) para la localización de futuras caídas potenciales y así minimizar el riesgo a los desprendimientos de gran magnitud. De la misma manera que el incremento de actividad de desprendimientos es considerado como indicador precursor de una gran caída, Pedrazzini et al. (2010) propone utilizar la disminución de dicha actividad de eventos como un indicador de la progresiva estabilización de la ladera rocosa de una cantera activa en el oeste de Suiza.

Los diferentes tipos de indicadores precursores se suelen dar conjuntamente en el medio natural (Kromer et al., 2015; Walter et al., 2012). Su posible detección conjunta solo vendría determinada por el tipo de instrumentos que se utiliza para su detección y seguimiento, es decir, con un sistema de monitoreo sísmico se podrían llegar a detectar tanto la actividad micro-sísmica como la señal de los desprendimientos precursores, mientras que no sería posible la detección de la deformación. En cambio con un monitoreo LiDAR se podrían llegar a detectar tanto la deformación como los desprendimientos, pero no la actividad sísmica. Este hecho hace resaltar la necesidad de implementar sistemas de monitoreo que integren diferentes tipos de instrumentos, que permitirían detectar el mayor número posible de indicadores precursores, y por lo tanto conllevaría una mejora en la predicción de los desprendimientos de gran magnitud. En la presente memoria se analizan mediante un instrumento LiDAR Terrestre dos de estos tres tipos de indicadores precursores: la deformación y los desprendimientos precursores.

#### **1.4. Aplicaciones LiDAR en escarpes rocosos**

---

La tecnología LiDAR ha supuesto un gran avance en el campo de las Ciencias de la Tierra. Una de las mayores ventajas de la aplicación de dicha tecnología en macizos rocosos no es otra que la posibilidad de obtener modelos muy precisos de la superficie rocosa para así poder analizarlos y caracterizarlos con un mayor detalle. Además el uso de esta tecnología no invasiva, además de no alterar el área de estudio, permite la adquisición de datos con un menor riesgo, ya que en la mayoría de casos existe un alto riesgo de accidente al adquirir datos “*in-situ*” en los macizos rocosos verticales. Es precisamente esta una de las principales ventajas del uso de este sensor remoto en el

estudio de laderas rocosas, sobre todo si se compara con los clásicos métodos de seguimiento (estación total, extensómetros, dilatómetros, etc.) que requieren de instalaciones en las áreas de interés de los escarpes.

Existen ya en la bibliografía dos detalladas revisiones del uso de la tecnología LiDAR en el campo de los movimientos de masa en general (Jaboyedoff et al., 2012) o en el de las laderas rocosas (Abellán et al., 2014). Es por esto que en este trabajo se expondrá solo una breve revisión de dichas aplicaciones, y se pondrá mayor énfasis en la bibliografía relacionada con el monitoreo de los escarpes de roca. De manera general en el campo de la peligrosidad de las laderas rocosas las aplicaciones de la tecnología LiDAR Terrestre podrían clasificarse principalmente en dos grupos: a) caracterización de macizos rocosos, sobre todo en lo que concierne a la detección de familias de discontinuidades y su distribución en el macizo; y b) seguimiento de laderas rocosas con el fin de detectar desprendimientos de rocas y/o intentar predecir su caída.

En cuanto a la caracterización de los macizos rocosos, la detección y análisis de las discontinuidades que afectan a un macizo rocoso (estratificación, foliaciones, diaclasas y fallas) es una tarea fundamental a la hora de evaluar la estabilidad y el grado de peligrosidad de dicho macizo, en función de la susceptibilidad y del volumen potencial de los posibles desprendimientos. La mayoría de los trabajos existentes en la bibliografía están centrados en el cálculo de la orientación de las distintas familias de discontinuidades existentes en los escarpes (Deliormanli et al., 2014; García-Sellés et al., 2011; Riquelme et al., 2014; Umili et al., 2013). Esta orientación de las discontinuidades puede ser calculada a partir de la elaboración de modelos de superficie con las nubes de puntos LiDAR, bien basados en TINs (Fanti et al., 2013; Lato et al., 2009; Slob and Hack, 2004) o bien basados en la interpolación en mallas regulares (Umili et al., 2013). Otros trabajos realizan este tipo de cálculo directamente en la nube de puntos 3D para evitar errores provenientes de la creación del modelo de superficie, como los elaborados por (Ferrero et al., 2009; García-Sellés et al., 2011; Jaboyedoff et al., 2007; Riquelme et al., 2014). Por otra parte existen otros estudios centrados en el cálculo de parámetros de las discontinuidades como el espaciado (Oppikofer et al., 2011; Riquelme et al., 2015), la persistencia (Sturzenegger and Stead, 2009b; Umili et al., 2013) o la rugosidad (Oppikofer et al., 2011; Sturzenegger and Stead, 2009a).



En cuanto al monitoreo de los escarpes rocosos, existen numerosos trabajos dedicados a la detección de los cambios volumétricos de dichos escarpes después de la ocurrencia de desprendimientos de rocas en distintos contextos geológicos. Entre los primeros trabajos basados en la comparación multitemporal de datos LiDAR se pueden encontrar los realizados por (Dewez et al., 2009; Lim et al., 2005; Rosser et al., 2005) en el monitoreo de acantilados costeros con el fin de detectar los cambios ocurridos y describir así su evolución geomorfológica. Los procesos erosivos que afectan a los acantilados costeros también han sido analizados mediante el monitoreo con LiDAR Terrestre (Kuhn and Prüfer, 2014; Letortu et al., 2015; Lim et al., 2010, 2011; Vann Jones (née Norman) et al., 2015). De manera destacada Lim et al. (2011) intenta identificar los factores que controlan los procesos erosivos en los acantilados costeros, considerando la micro-sismicidad generada por el oleaje y las mareas. Letortu et al. (2015) compara las tasas de retroceso entre un acantilado activo y afectado por la actividad marina, y otro acantilado creado por dicha actividad pero actualmente abandonado, describiendo que la actividad en el primero es 3-4 veces mayor que en el segundo. Por otro lado, de manera destacable Rosser et al. (2007) y Rosser and Petley (2008) detectan desprendimientos precursores previos a la ocurrencia de un gran evento en un acantilado de la costa noreste de Inglaterra. De la misma manera pero en un contexto de montaña, Kromer et al. (2015) describe el mismo patrón de ocurrencia previa de eventos menores en el perímetro de un gran evento posterior. Mientras, Rohmer y Dewez (2015) analiza la distribución espacio-temporal de los desprendimientos ocurridos en los acantilados observando interesantes agrupaciones de los eventos en determinadas áreas.

Una importante función del monitoreo con el instrumento LiDAR Terrestre es la de producir detallados inventarios de desprendimientos (Rabatel et al., 2008). Esto permite realizar análisis muy detallados de la relación M-F de los desprendimientos (Barlow et al., 2012; Dewez et al., 2009), de las diferentes tipologías de desprendimientos existentes en un escarpe y su frecuencia relativa (Abellán et al., 2011), y de su correlación con posibles factores desencadenantes (Abellán et al., 2010). El uso de la comparación multitemporal de los datos LiDAR juntamente con algoritmos de búsqueda de agrupaciones de puntos ha permitido aumentar el detalle de las detecciones (Tonini y Abellán, 2014), así como permitir el cálculo automático de los volúmenes de rocas implicados (Carrea et al., 2015), que permiten realizar mejores inventarios de desprendimientos. También existen estudios que relacionan los eventos detectados con

la caracterización geotécnica de los escarpes (Heckmann et al., 2012; Nguyen et al., 2011; Pedrazzini et al., 2010; Stock et al., 2012), o con señales sísmicas y de infrasonido para determinar su dinámica (Zimmer et al., 2012). Stock et al. (2012) describe una interesante secuencia de desprendimientos de grandes magnitudes que revelan importante información sobre la desestabilización a lo largo de las discontinuidades.

La posibilidad de posicionar el instrumento LiDAR Terrestre en una plataforma móvil ha permitido también el monitoreo de extensos escarpes antrópicos de vías de comunicación (Lato et al., 2012) y de extensos acantilados a lo largo de la costa (Michoud et al., 2014) con resultados muy precisos de los cambios ocurridos. El LiDAR Terrestre también se ha comenzado a utilizar para analizar paredes de volcanes activos situados en Italia (Marsella et al., 2015; Pesci et al., 2011), o paredes de volcanes inactivos como el Croscat localizado en la región de la Garrotxa (Catalunya, España) (Geyer et al., 2015). Dicha aplicación además de permitir detectar desprendimientos y tasas de erosión (Geyer et al., 2015; Marsella et al., 2015; Pesci et al., 2011), también ha permitido el reconocimiento de estructuras internas (Geyer et al., 2015) o externas situadas en los flancos de los edificios volcánicos (Marsella et al., 2015).

Por otra parte, el monitoreo mediante LiDAR Terrestre también ha permitido identificar movimientos y deformaciones en los escarpes rocosos. La mayoría de los estudios encontrados en la bibliografía se centran en grandes movimientos de masa como los elaborados por (Teza et al. 2007; Monserrat y Crosetto 2008; Oppikofer et al. 2008; Teza et al. 2008; Travelletti et al. 2008; Avian y Bauer 2009; Oppikofer et al. 2009; Prokop y Panholzer 2009; Pedrazzini et al. 2011; Kromer et al. 2015). Cabría destacar los trabajos basados en los valores de rotación y traslación de los elementos monitoreados mediante la obtención de la matriz de roto-traslación (Monserrat and Crosetto, 2008; Oppikofer et al., 2008, 2009; Pedrazzini et al., 2011; Viero et al., 2010) que permite una detección más precisa de los movimientos. Un método más básico pero menos preciso es el utilizado por Avian y Bauer (2009) en el que obtiene la deformación en base a la comparación entre dos modelos de superficie obtenidos a partir de datos LiDAR. Otro método destacable es el basado en el promediado de datos vecinos para filtrar ruido y mejorar la precisión de la detección, propuesto por Abellán et al. (2009), aplicado también en Abellán et al. (2010) y Kromer et al. (2015), y denominado "Nearest Neighbor filtering technique". Por último con el fin de conocer mejor los desplazamientos que suceden en los movimientos de masa, se han realizado experimentos seguidos con técnicas LiDAR

tanto a escala de laboratorio (Carrea et al., 2012), como a escala real (Travelletti et al., 2008) que han demostrado la efectividad de este tipo de estudios para el conocimiento de los movimientos naturales.

---

# **PARTE II:**

## **Material y métodos**

---



---

# Capítulo 2. Material y métodos aplicados

---

En el primer apartado de este capítulo se expone una pequeña descripción de la tecnología LiDAR Terrestre además de las características principales del instrumento utilizado para desarrollar este trabajo. En los apartados siguientes se describen las diferentes metodologías que se han aplicado en el tratamiento de datos LiDAR: adquisición de datos y pre-tratamiento, detección de desprendimientos de rocas y detección de deformación precursora. En la **Figura 2.1** se muestra un breve esquema de los procesos llevados a cabo para la obtención de los diferentes resultados.

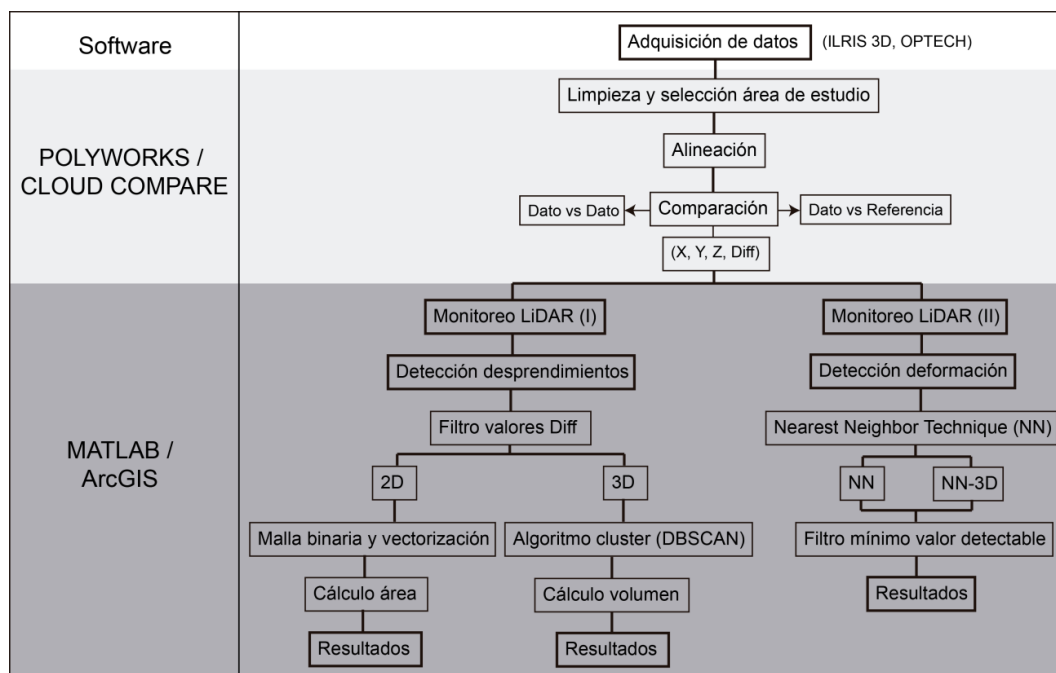


Figura 2.1. Flujo de trabajo llevado a cabo con los datos obtenidos con el instrumento LiDAR Terrestre.

## 2.1. LiDAR Terrestre

La tecnología LiDAR consiste en el cálculo de la distancia o *range* entre un emisor y un objeto mediante la emisión de un LASER. Dicha tecnología supuso una gran revolución en las actividades geocientíficas debido a la posibilidad de tomar medidas directamente sobre las superficies sin la necesidad de la instalación de ningún tipo de reflector en ellas. Hoy en día, dependiendo del método que utilicen para conocer dicha distancia, en el mercado existen dos tipos de instrumentos (Wehr y Lohr, 1999): los basados en el tiempo de vuelo o *Time-of-flight* (TOF), que calculan la distancia a partir del tiempo que tarda un pulso LASER en rebotar en el objeto y volver (Petrie y Toth, 2008; Wehr y Lohr, 1999). El segundo tipo es el denominado LiDAR de fase que calcula la distancia al objeto a partir de la diferencia de fase entre el haz de LASER emitido y el reflejado (Petrie y Toth, 2008; Wehr y Lohr, 1999). En este caso la emisión LASER es continua y no en pulsos como ocurre con el del tipo TOF. Los instrumentos de fase pueden conseguir mayor precisión en las medidas de distancias pero su alcance es reducido (Shan y Toth, 2008). Así los instrumentos más utilizados en estudios de superficies naturales son los instrumentos tipo TOF, que aunque pueden tener menor precisión, permiten trabajar a mayores distancias.

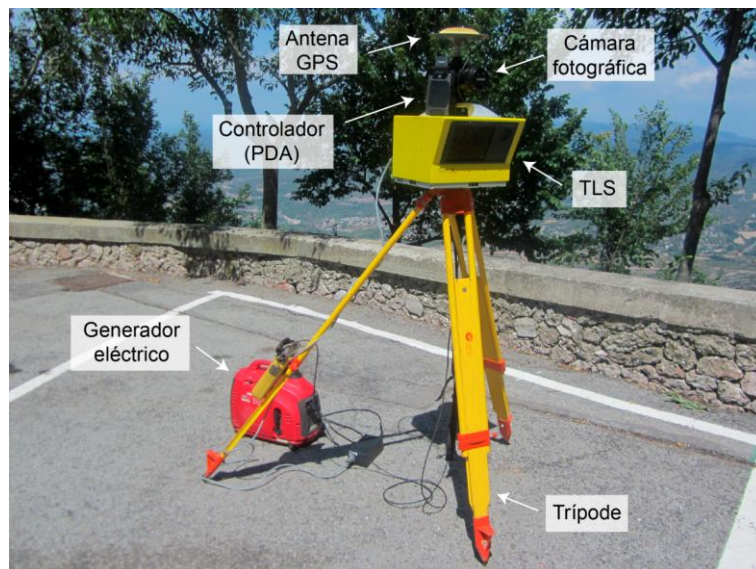
Otra clasificación de los instrumentos LiDAR depende de la base donde vaya instalado, es decir, si se encuentra instalado en un vehículo aéreo o en un medio terrestre. Así existen los denominados LiDAR aerotransportados (*Airborne Laser Scanner - ALS*) que se encuentran instalados en un avión o helicóptero y que permiten la adquisición de datos con una resolución métrica a decimétrica. Paralelos al instrumento LiDAR, el ALS necesita un sistema GPS (*Global Position System*) que registre las coordenadas y la altura del avión y un sistema IMU (*Inertial Measurement Unit*) que registra los movimientos del avión. Por otro lado existen los denominados LiDAR Terrestres, también conocidos como *Terrestrial Laser Scanner (TLS)* o *Ground-based LiDAR (GB-LiDAR)*, y que a su vez se podrían dividir en instrumentos de corto alcance (*Short-Range*) o largo alcance (*Long-Range*) en base a la distancia máxima de escaneo. En estudios realizados en entornos naturales los más utilizados son los de largo alcance y clásicamente dichos sistemas se encuentran fijados al suelo mediante un trípode, siendo capaces de adquirir datos con resoluciones centimétricas a milimétricas. Dentro de los sistemas terrestres, existen también los denominados *Dynamic Terrestrial Laser Scanners* (Shan y Toth, 2008), que permiten la adquisición de datos en movimiento mediante la instalación de los instrumentos sobre vehículos terrestres (Glennie, 2007; Kukko et al., 2012; Talaya et al., 2004) o marítimos (Alho et al., 2009; Kukko et al., 2012; Michoud et al., 2014). Para ello es también necesaria la integración en el sistema de aparatos GPS e IMU.

En la presente investigación el instrumento utilizado es un LiDAR Terrestre de largo alcance y de tecnología TOF modelo ILRIS-3D (Optech). Dicho instrumento está compuesto principalmente por un transmisor y un receptor de pulsos LASER infrarrojos (1535 nm), y de un dispositivo escáner compuesto por un sistema de espejos rotatorios. Según el fabricante el alcance máximo de dicho instrumento es de 700 m, pero dependiendo de la reflectividad de la superficie esta distancia puede ser menor. El pulso LASER emitido puede ser reflejado en varias superficies (vegetación, polvo, roca, etc.) y por lo tanto se pueden registrar varios pulsos reflejados (Abellán et al., 2014; Petrie and Toth, 2008). El instrumento ILRIS-3D permite elegir entre el primer pulso LASER reflejado o el último. En el caso de este estudio el valor elegido siempre fue el último pulso ya que de esta manera se evitan posibles primeros pulsos correspondientes a obstáculos como la vegetación (Abellán et al., 2014; Petrie and Toth, 2008). La resolución de las nubes de puntos adquiridas depende del diámetro del punto LASER en la superficie a escanear, que a su vez depende de la distancia a esta. Esta resolución puede



llegar a ser milimétrica en las superficies más cercanas. Dicho instrumento permite además adquirir esta gran cantidad de puntos en un tiempo relativamente pequeño, llegando a los 2500 puntos por segundo. La precisión está determinada por la distancia a la superficie, por la reflectividad de esta y por el ángulo de incidencia (Ingensand, 2006). Según los fabricantes en condiciones de laboratorio la precisión puede llegar a ser de 7 mm a una distancia de 100 m, pero en superficies naturales y a mayores distancias esta alcanza el nivel centimétrico (Manetti y Steinman, 2007).

El sistema básico utilizado en las campañas de adquisición de datos consiste en el propio instrumento LiDAR Terrestre fijado al suelo mediante un trípode y un generador eléctrico que proporciona energía al sistema (**Figura 2.2**). Opcionalmente se puede instalar sobre el LiDAR Terrestre una cámara fotográfica para obtener fotografías con mayor resolución que la proporcionada por la cámara instalada dentro del propio instrumento, y una antena GPS para obtener la posición de la estación de escaneo y para una posible georreferenciación posterior de los datos. Hay que señalar que esta georreferenciación respecto a un sistema estándar no es necesaria, ya que se puede trabajar en el sistema de coordenadas propio del instrumento LiDAR Terrestre, como ha sido el caso de este trabajo.



**Figura 2.2.** Imagen del instrumento LiDAR Terrestre empleado durante la presente tesis. Se señalan las diferentes partes del sistema necesarias para el uso del instrumento.

---

## 2.2. Adquisición y pre-tratamiento de datos.

---

Como primer paso para llevar a cabo el correcto monitoreo de las diferentes paredes estudiadas, se debe realizar una correcta adquisición de los datos con el instrumento LiDAR Terrestre. En Abellán et al. (2014) se puede encontrar una interesante revisión sobre la preparación de las campañas de adquisiciones de datos con un LiDAR Terrestre. En tareas de monitoreo, un aspecto importante a tener en cuenta durante la fase de adquisición es que la posición del instrumento debe ser aproximadamente la misma en las sucesivas adquisiciones que se hagan a lo largo del tiempo. Esto evitará que en las diferentes nubes de puntos adquiridas existan sombras en posiciones diferentes, que a la hora de compararlas produzcan errores no correspondientes a cambios reales en las paredes. Otro aspecto a tener en cuenta es la densidad de puntos de los datos adquiridos. Esta densidad de puntos es inversamente proporcional al espaciado entre puntos que se decide al adquirir los datos mediante la selección del espaciado angular entre pulsos LASER, que a su vez debe ser definido teniendo en cuenta la distancia a la superficie de escaneo. Esta densidad determinará la resolución espacial de los cambios detectados en las paredes, es decir, en el caso de los desprendimientos, la densidad de puntos junto a la precisión del sistema determinará el área/volumen mínimo detectable. Las características de las nubes de puntos así como la localización de las estaciones de adquisición de los datos de las distintas áreas de estudio se detallarán en los capítulos específicos de cada una de ellas (capítulos 3 y 8).

Una vez adquiridos los datos se procede a la fase de limpieza y selección del área de interés en las distintas nubes de puntos. Esta fase de limpieza consiste en la eliminación de puntos que se encuentran fuera de éste de interés y puntos correspondientes a vegetación, cables de alta tensión o cualquier otro tipo de ruido existente. En una primera aproximación esta limpieza se realiza manualmente mediante la selección y posterior eliminación de estos puntos. En el caso de que la nube de puntos sea muy compleja como para llevar a cabo la limpieza de manera manual, se pueden utilizar diferentes algoritmos de clasificación y filtrado de las nubes (Akca, 2007; Brodu y Lague, 2012; Jaboyedoff et al., 2007; Kurz, 2011; Pesci et al., 2008). Cuando fue necesario, en esta investigación se utilizó el algoritmo desarrollado por Brodu y Lague, (2012) y denominado CANUPO (CAracterisation de NUages de POints). Dicho algoritmo clasifica la nube de puntos en función de las características geométricas de las distintas escenas que contenga la nube, es decir, vegetación, pared de rocas, edificios, etc. De esta

manera se consiguen filtrar las nubes de puntos con escenas complejas y seleccionar solo aquellos puntos correspondientes al área de estudio que facilitarán su posterior alineación y comparación.

A continuación se realiza la alineación de las distintas nubes de puntos de cada área de estudio que permitirá su comparación. Para la detección de movimientos, la alineación y posterior comparación se realizan respecto a la primera adquisición de datos o dato de referencia, para así detectar los valores de movimiento acumulados. En el caso de la detección de desprendimientos de rocas, dicha tarea se realiza respecto a la adquisición anterior con el fin de detectar los eventos ocurridos entre cada adquisición de datos y evitar así la superposición de eventos. El proceso de alineación, tanto para la detección de movimientos como desprendimientos de rocas, es un proceso iterativo en el que se combina: primero una alineación mediante la selección de puntos homólogos en ambas nubes y segundo una alineación automática consistente en la disminución de la distancia entre nubes de puntos mediante el algoritmo Iterative Closest Points (ICP) desarrollado por Chen y Medioni (1991). Tanto la primera como la segunda fase se realizan en el software *Polyworks* mediante las herramientas *N-points pairs* y *Best-fit alignment*. Para una mejor alineación de las nubes de puntos, durante el proceso se van ignorando aquellas partes de la pared que hayan sufrido cambios (movimientos o desprendimientos). Por último, y para un refinamiento final de dicha alineación, se ignoran todos aquellos puntos con diferencias igual o mayor a 3 cm, que es el valor aproximado correspondiente al error instrumental.

Una vez consideradas correctas las alineaciones, es decir, que la distancia entre los puntos de zonas sin cambios sea menor de 3 cm, se procede a la comparación y posterior exportación de estos valores. Dicha comparación puede ser realizada de dos maneras diferentes:

- 1) Si la adquisición de datos se realiza desde una posición perpendicular a la pared y esta es principalmente plana, como sería el caso del escarpe de Puigcercós, la comparación se puede realizar a lo largo del eje perpendicular a esta que sería el eje Y ( $dY$ ). Esto es debido a que el valor de las diferencias en los otros dos ejes ( $dX$  y  $dZ$ ) es despreciable.
- 2) Si por el contrario la toma de datos se realiza desde una posición más oblicua o la pared tiene formas mayoritariamente tridimensionales, como sería el caso de las paredes de la Montaña de Montserrat, se deberán utilizar los valores de diferencias a lo largo de

los tres ejes ( $dX$ ,  $dY$ ,  $dZ$ ). En este caso para obtener un único valor de diferencias para el procesado posterior, se calcula el módulo del vector que forman las diferencias en los tres ejes ( $dX$ ,  $dY$ ,  $dZ$ ). Dado que el valor de este módulo será siempre positivo y con el fin de poder diferenciar el tipo de cambio (desprendimientos o deformación) al valor obtenido anteriormente se le asigna el signo de las diferencias en el eje  $Y$  ( $dY$ ) que es el que indica la pérdida de material o la deformación respecto al posicionamiento del LiDAR Terrestre.

Así el resultado de esta fase de alineación y comparación sería una nube de puntos ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ) y un valor de diferencias entre las nubes de puntos ( $Diff$ ), que será la base de los procesos para la detección de los distintos cambios (movimientos o desprendimientos de rocas) y que se expondrán en los apartados siguientes.

### **2.3. Monitoreo LiDAR (I): Detección de desprendimientos de rocas**

---

En el siguiente apartado se describirán los procedimientos y técnicas utilizadas para la detección y extracción de los desprendimientos de rocas a partir de los datos LiDAR en los escarpes rocosos estudiados. La importancia de los procesos que se expondrán a continuación radica en la posibilidad de cuantificar los eventos ocurridos de una manera semi-automática y con un detalle que tiene pocos precedentes en la bibliografía. Además, la capacidad de individualizar los eventos ha permitido el desarrollo de procesos semi-automáticos para la cuantificación precisa de la magnitud (área o volumen) de los eventos detectados.

#### **2.3.1. Detección, extracción y cuantificación en 2D**

Los desprendimientos ocurridos en los escarpes analizados fueron detectados mediante la comparación multi-temporal de los datos LiDAR obtenidos durante todo el periodo de monitoreo. Posterior a la primera fase de tratamiento de los datos descrita en el apartado 2.2 de este capítulo, en la que se obtiene como resultado una nube de puntos ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $Diff$ ), se realiza un procesado de dichos datos con el fin de extraer y cuantificar en 2D el número de eventos ocurridos (**Figura 2.3**). A continuación se expondrán los principales pasos de dicha metodología:

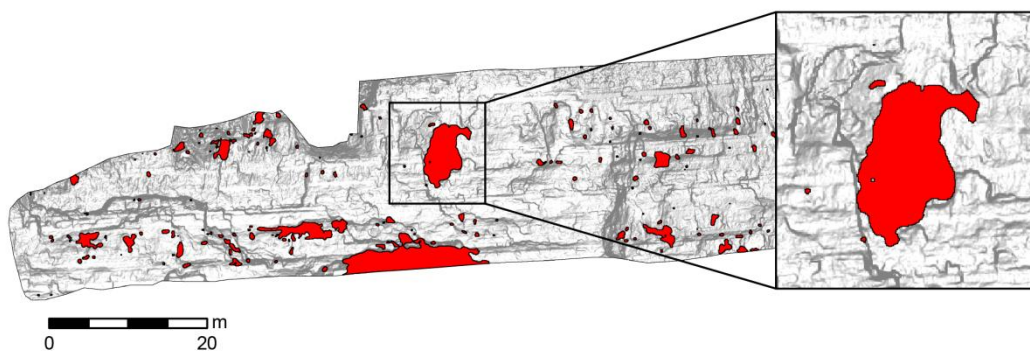
a) El primer paso de este proceso es filtrar aquellos puntos con valores de Diff que no pertenecen a desprendimientos de rocas, es decir, el usuario define un valor de Diff a partir del cual los puntos pertenecen a un desprendimiento.

b) A continuación se procede a la creación de una malla binaria en base al valor Diff de pixeles afectados por desprendimientos y pixeles no afectados por desprendimientos. El tamaño de píxel de la malla vendrá determinado por el valor del espaciado entre puntos de las nubes, y variará dependiendo del área de estudio. Esta malla se realiza en formato raster para poder utilizarla en el programa ArcGIS.

c) A partir de esta malla se realiza la vectorización del perímetro de los pixeles agrupados pertenecientes a desprendimientos mediante el paso de formato raster a polígono en el programa ArcGIS. De esta manera cada agrupación de pixeles que corresponde con un desprendimiento es transformado en un polígono.

d) Una vez individualizados los desprendimientos en polígonos ya se conoce el número de eventos ocurridos y se puede realizar el cálculo del área de estos mediante herramientas comunes de los programas ArcGIS.

Mediante este proceso se consigue cuantificar el número de eventos ocurridos y calcular el área de cada uno de ellos de una forma rápida y sencilla. Esta metodología de detección de desprendimientos en 2D será utilizada en el capítulo 5 de la tesis.



**Figura 2.3.** Extracción 2D de los desprendimientos de rocas en un periodo en el área de estudio piloto de Puigcercós.

### 2.3.2. Detección, extracción y cuantificación en 3D

La metodología aplicada en la extracción de los desprendimientos en 3D se basa en la propuesta por Tonini y Abellán (2014) y que utiliza técnicas de búsqueda de agrupaciones de puntos o “clusters”. La determinación de los diferentes eventos ocurridos en las tres dimensiones permitirá también el cálculo automático de los volúmenes correspondientes. Así el desarrollo metodológico utilizado con este propósito consta de los siguientes pasos:

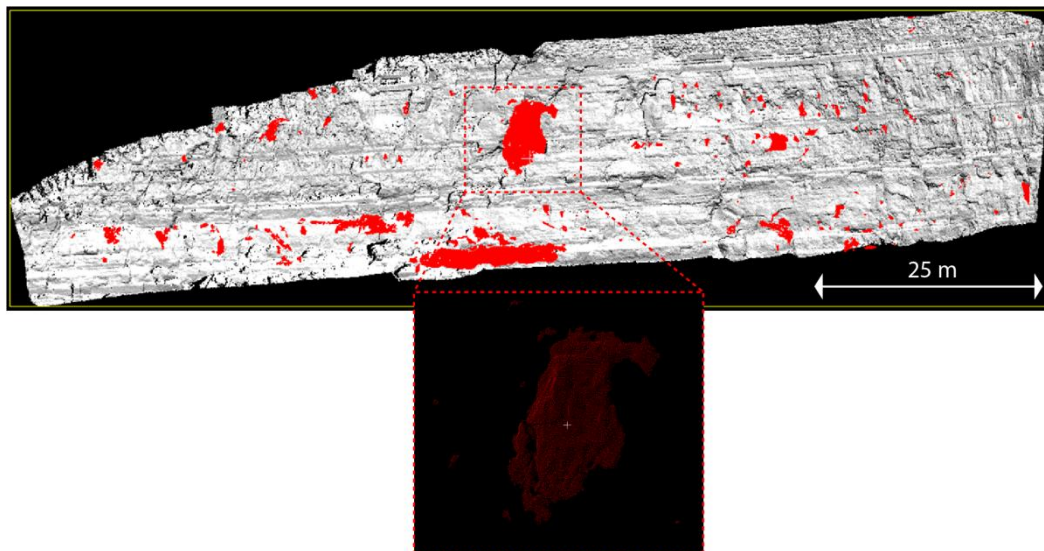
a) A partir de la nube (X, Y, Z, Diff) procedente de la primera parte del análisis se realiza un filtrado de aquellos puntos que no poseen diferencias correspondientes a desprendimientos, es decir, el usuario define un valor umbral a partir del cual las diferencias pueden ser susceptibles de pertenecer a un desprendimiento. Fruto de este primer paso se obtendrá una nueva nube de puntos caracterizada por agrupaciones de puntos donde estos pertenezcan a un desprendimiento y otros puntos no agrupados considerados ruido.

b) En el segundo paso se aplica un algoritmo de búsqueda de las agrupaciones de puntos pertenecientes a desprendimientos de rocas de manera que se puedan filtrar los puntos considerados ruido. Dichas agrupaciones se caracterizarán por tener una distancia entre puntos igual que la media de la nube de puntos original, es decir, una densidad de puntos igual que la original, mientras que los puntos de ruido poseerán menor densidad. Para ello se ha aplicado el algoritmo denominado *Density-Based Spatial Clustering of Applications with Noise*, conocido como DBSCAN y desarrollado por Ester et al. (1996). Dicho algoritmo produce dos resultados: 1) por un lado clasifica los diferentes puntos en núcleos (si se encuentra en el núcleo de una agrupación), borde (si se encuentra en el borde de una agrupación) y ruido (si no pertenece a ninguna agrupación). De esta manera se puede llevar a cabo el filtrado de los puntos considerados ruido. Y 2) realiza la clasificación de cada agrupación detectada adjudicándole un índice a cada punto dependiendo de la agrupación a la que pertenezca. Este índice aumenta desde 1 hasta tantas agrupaciones como haya detectado. Para aplicar el algoritmo DBSCAN se necesita introducir dos parámetros de búsqueda de las agrupaciones: el número mínimo de puntos que debe tener una agrupación (MinPts) y la distancia máxima alrededor de cada punto de la nube en la que buscará éste mínimo número de puntos (eps). De esta manera se obtiene una nube de puntos filtrada de ruidos y clasificada según el número de

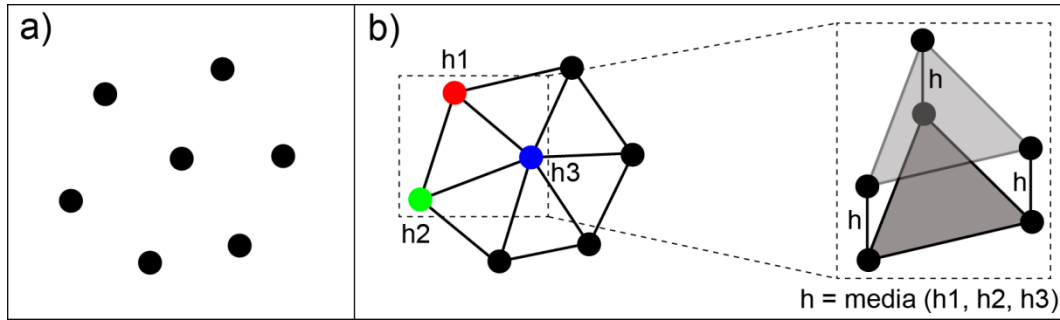
agrupaciones correspondientes a desprendimientos de rocas ocurridos (**Figura 2.4**). En esta parte del proceso se puede realizar si es necesario un filtrado manual de agrupaciones de puntos que no pertenezcan a desprendimientos de rocas, como pueden ser errores de borde o vegetación.

c) Por último se realiza el cálculo volumétrico de cada una de las agrupaciones pertenecientes a desprendimientos detectadas en el apartado anterior. Para ello el primer paso es individualizar cada una de estas agrupaciones en base al índice adjudicado por el algoritmo DBSCAN. A continuación para el cálculo del volumen de cada desprendimiento se realiza un proceso automático basado en los valores de diferencia que posee cada punto desde el inicio y que consta de los siguientes pasos (**Figura 2.5**): 1) triangulación de las coordenadas X, Z de los puntos; 2) cálculo del área de cada uno de estos triángulos; 3) adjudicación de una altura a cada uno de estos triángulos basada en los valores de diferencia de los puntos de los vértices que lo definen; y 4) suma de los valores correspondientes al producto de las áreas por las alturas de cada triángulo.

Como resultado se obtienen las agrupaciones de puntos correspondientes a cada desprendimiento que permite conocer el número de eventos y un valor de volumen para cada uno de ellos. La metodología de detección de desprendimientos en 3D será utilizada en los capítulos 3 y 8 de la tesis



**Figura 2.4.** Extracción 3D de los desprendimientos de rocas en un periodo en el área de estudio piloto de Puigcercós.



**Figura 2.5.** Esquema de la metodología para el cálculo del volumen a partir de las agrupaciones de puntos. a) Agrupación de puntos imaginaria; b) triangulación de los puntos, señalización de las diferentes alturas ( $h1$ ,  $h2$ ,  $h3$ ) correspondientes a los valores de diferencia y reconstrucción en 3D a partir de la media de las alturas anteriores ( $h$ ).

## 2.4. Monitoreo LiDAR (II): Detección de deformación precursora

El siguiente apartado se centrará en describir la metodología aplicada para la detección de las deformaciones precursoras en las distintas áreas de estudio, así como los procesos llevados a cabo para analizar su evolución y aplicarlos para la predicción espacio-temporal de los desprendimientos de rocas.

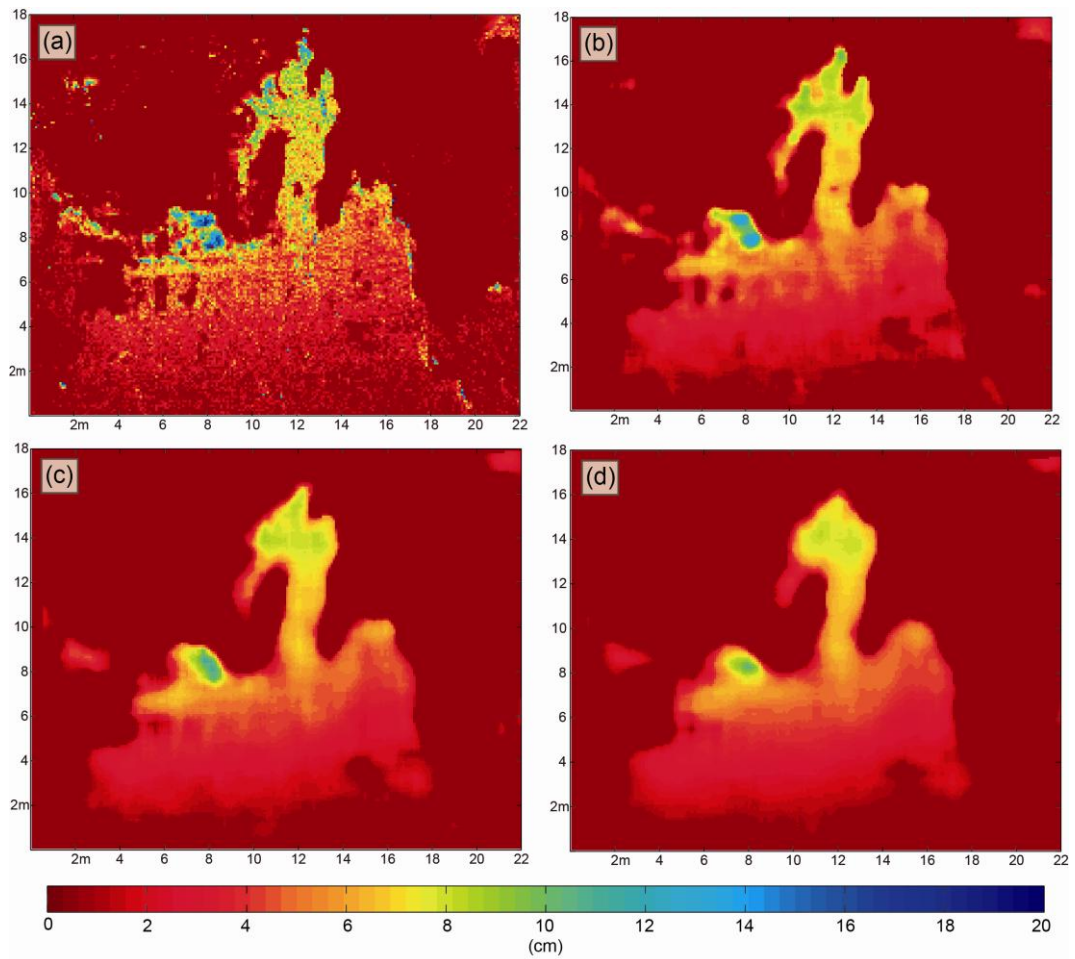
### 2.4.1. Detección de la deformación en 2D

Tras la primera fase de tratamiento de datos descrita en el apartado 2.2 en la que se obtiene como resultado una nube de puntos con  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  y un valor de diferencia entre nubes ( $Diff$ ); se aplica una segunda fase para filtrar el ruido y separarlo de los verdaderos movimientos registrados en la pared y aumentar así la precisión del método.

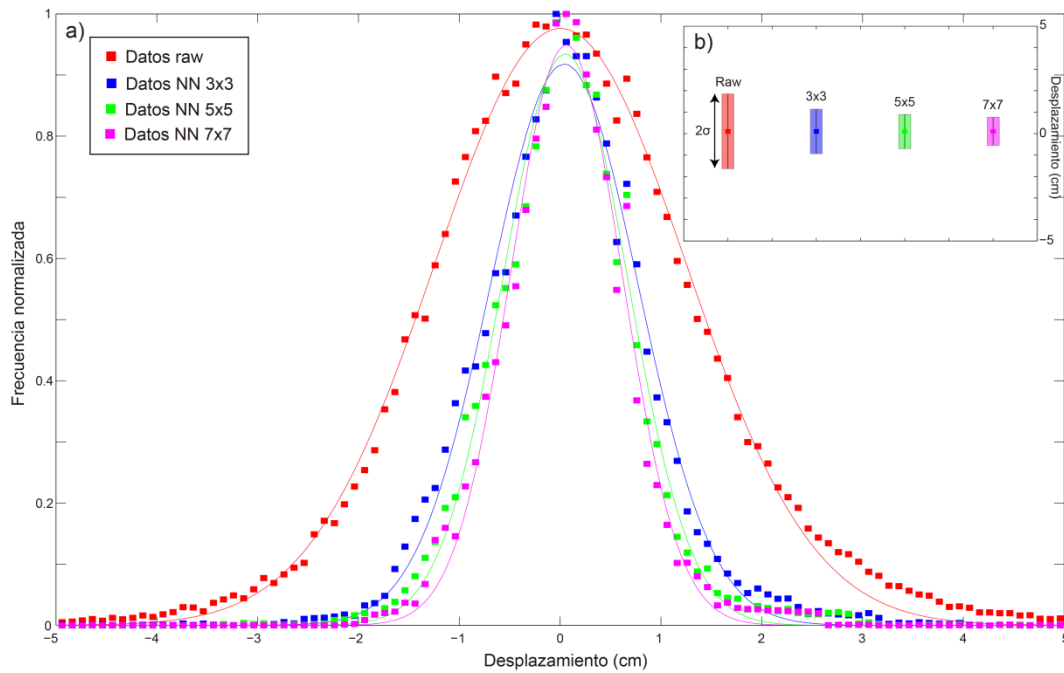
Los procedimientos que se expondrán a continuación fueron descritos originalmente en Abellán et al. (2009) y se basan en el promediado de los valores de deformación de puntos vecinos para filtrar el ruido producido por los errores puntuales. Con este promediado de vecinos próximos o *Nearest Neighbor* (NN a partir de ahora) se aprovecha la densidad de puntos que proporciona el instrumento LiDAR Terrestre y se aumenta la precisión de la detección de la deformación. Así, la primera versión de este método se realiza en un entorno 2D y consta de las siguientes etapas: (a) filtrado de los puntos con valores de diferencias no correspondientes a deformación; (b) interpolación de las coordenadas  $X$ ,  $Z$  y los valores de diferencias de la nube de puntos en una malla



cuadrada. El tamaño de cada píxel de la malla vendrá determinado por el valor del espaciado entre puntos de la nube. (c) Para cada píxel de la malla resultante, búsqueda de sus  $K$  vecinos próximos; y (d) cálculo de la mediana de los  $K$  valores de diferencia para cada píxel. El valor de  $K$  es elegible por el usuario y en este caso se realizó un análisis de sensibilidad para valores de  $K$  igual a 8 (3x3), 24 (5x5) y 48 (7x7) (**Figura 2.6**) en una sección afectada por deformación del área de estudio piloto de Puigcercós. En este análisis se observa como para valores pequeños de  $K$ , como  $K = 8$ , no se elimina la mayoría del ruido, mientras que para valores altos de  $K$ , como  $K = 48$ , los valores locales de deformación quedan suavizados y enmascarados. Dichos valores de  $K$  fueron aplicados también a un área considerada estable para determinar la distribución de los errores (**Figura 2.7a**). En los datos sin filtrar se observa una varianza mayor de la distribución Gaussiana, y esta va disminuyendo a medida que aumenta el número de  $K$  usado para el filtrado (**Figura 2.7b**). Así teniendo en cuenta tanto el grado de filtrado de ruido, que aumenta junto al valor  $K$ , como la no homogenización de los valores de deformación para mantener aquellos que son locales, un valor de  $K = 24$  fue elegido como valor óptimo.



**Figura 2.6.** Análisis de sensibilidad de la detección de deformación cambiando el valor de K del NN. a) Datos sin procesar. b) Resultado para  $K = 8$  (3x3 NN). c) Resultado para  $K = 24$  (5x5 NN). d) Resultado para  $K = 48$  (7x7 NN). El área corresponde a una sección del área de estudio piloto de Puigcercós y la escala de color representa la deformación detectada.

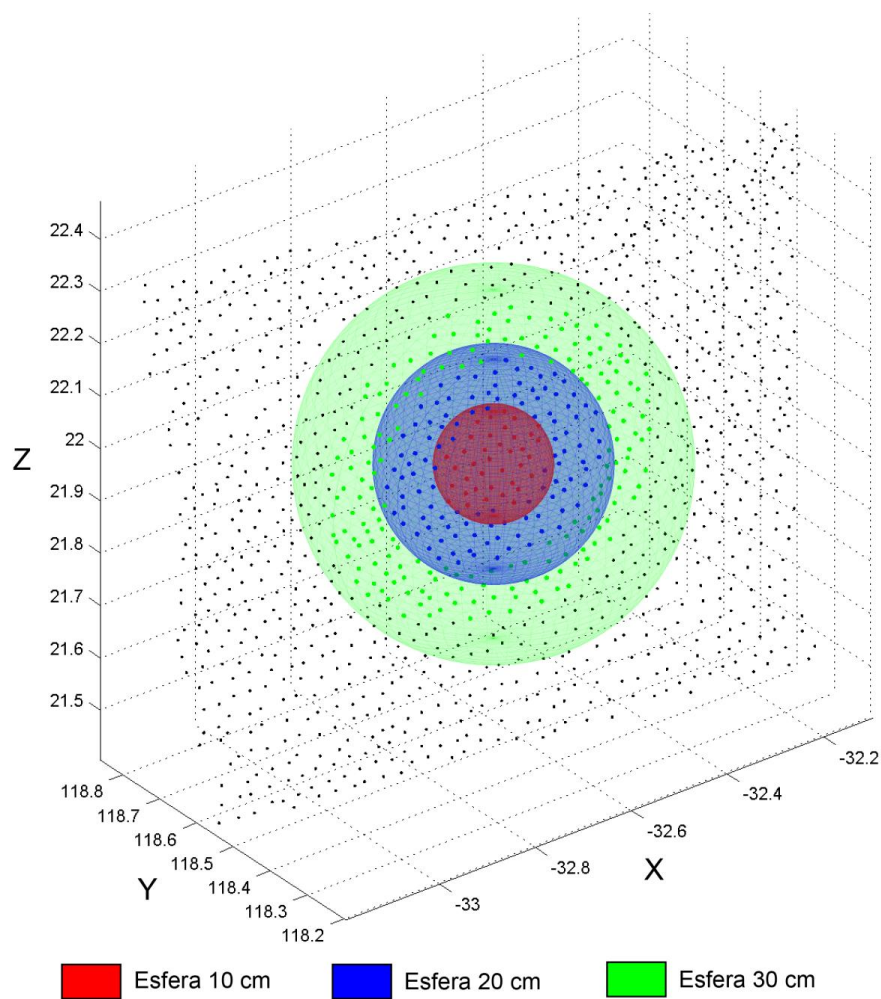


**Figura 2.7.** Análisis de sensibilidad del método NN cambiando el valor de K en un área estable. Distribución normalizada de los valores de deformación del área estable para datos sin procesar y para NN = 3x3, 5x5 y 7x7.

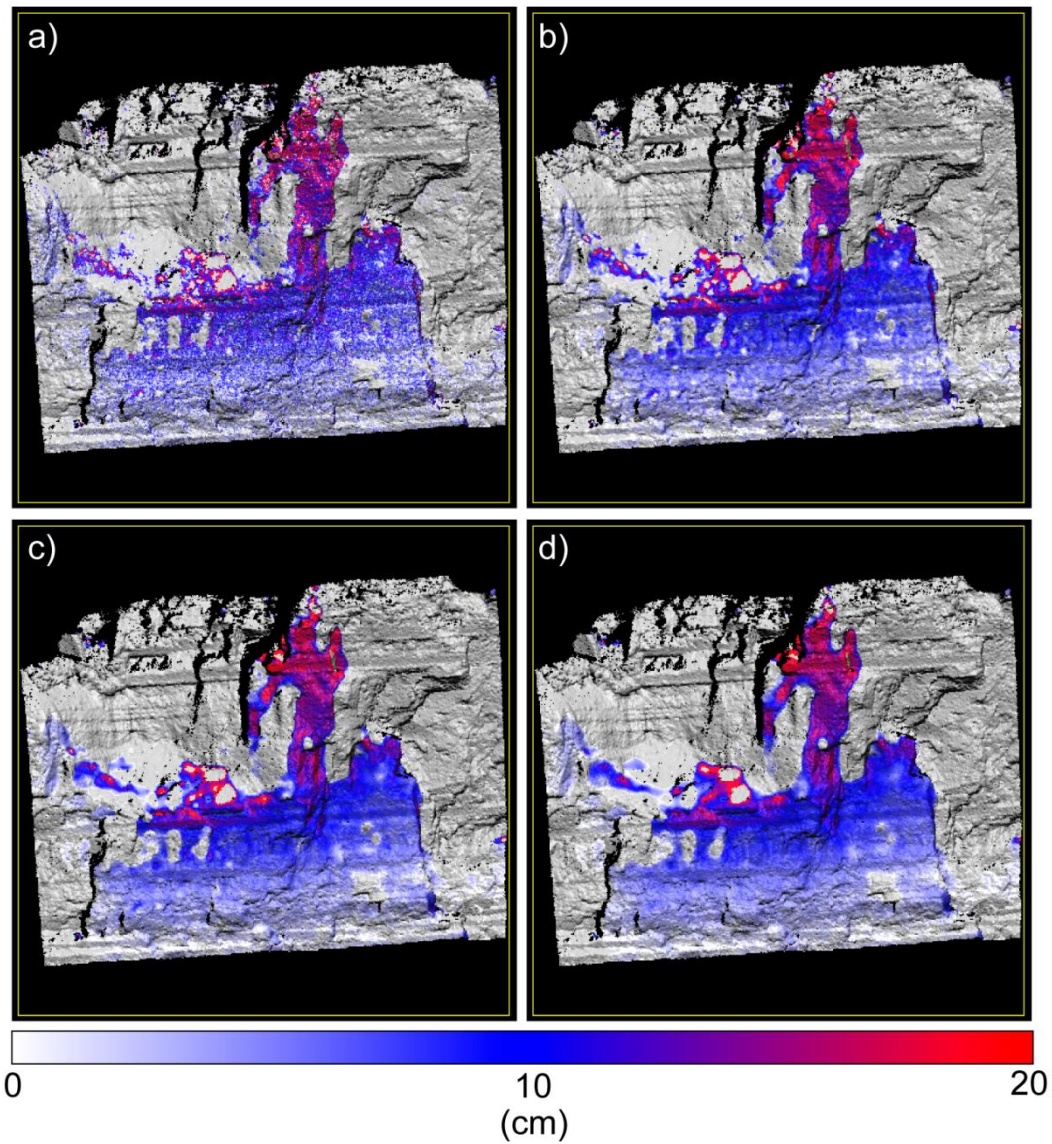
#### 2.4.2. Detección de la deformación en 3D

Con el fin de poder aplicar la metodología expuesta en el apartado anterior en un entorno 3D, en este trabajo se ha desarrollado una segunda versión de la técnica NN (NN-3D a partir de ahora). En este caso el cálculo del valor promediado de deformación se obtiene directamente en la nube de puntos. Esta segunda versión consta de las siguientes etapas: (a) definición de un umbral y filtrado de los puntos con valores de diferencias no correspondientes a deformación; (b) búsqueda de los  $K$  puntos vecinos situados dentro de una esfera de radio  $R$  y centrada iterativamente en cada punto de la nube  $(X, Y, Z)$  (**Figura 2.8**); (b) cálculo de la mediana de los valores de diferencias de los  $K$  puntos vecinos situados dentro de la esfera descrita en el paso anterior; y (c) asignación del valor de la mediana al punto central de la esfera. De esta manera se consigue la nube de puntos original  $(X, Y, Z)$  más un valor de diferencia filtrado. El valor  $R$  es definido por el usuario y modificándolo se ha realizado un análisis de sensibilidad para valores de  $R$  igual a 10, 20 y 30 cm en una sección afectada por deformación en el área de estudio piloto de Puigcerçós (**Figura 2.9**). Los resultados muestran como para el valor más pequeño de  $R$  (10 cm) no se elimina suficiente ruido, y para el mayor valor de  $R$  (30 cm) se suavizan significativamente los valores de deformación local. Los mismos

valores de R fueron aplicados también a un área considerada estable (**Figura 2.10a**). La distribución de estos errores poseen una varianza mayor en los datos sin filtrar (**Figura 2.10b**) y esta va disminuyendo a medida que el valor de R va aumentando (**Figura 2.10b**). Al igual que con el método NN, teniendo en cuenta tanto el filtrado de ruido, como el mantenimiento de las deformaciones locales, el valor intermedio de R (20 cm) fue considerado el valor óptimo. Hay que señalar que este valor de R tendrá que ser definido para cada área de estudio teniendo en cuenta el espaciado entre puntos de las nubes, ya que esto determinará el número de puntos vecinos que se tendrán en cuenta para los cálculos.

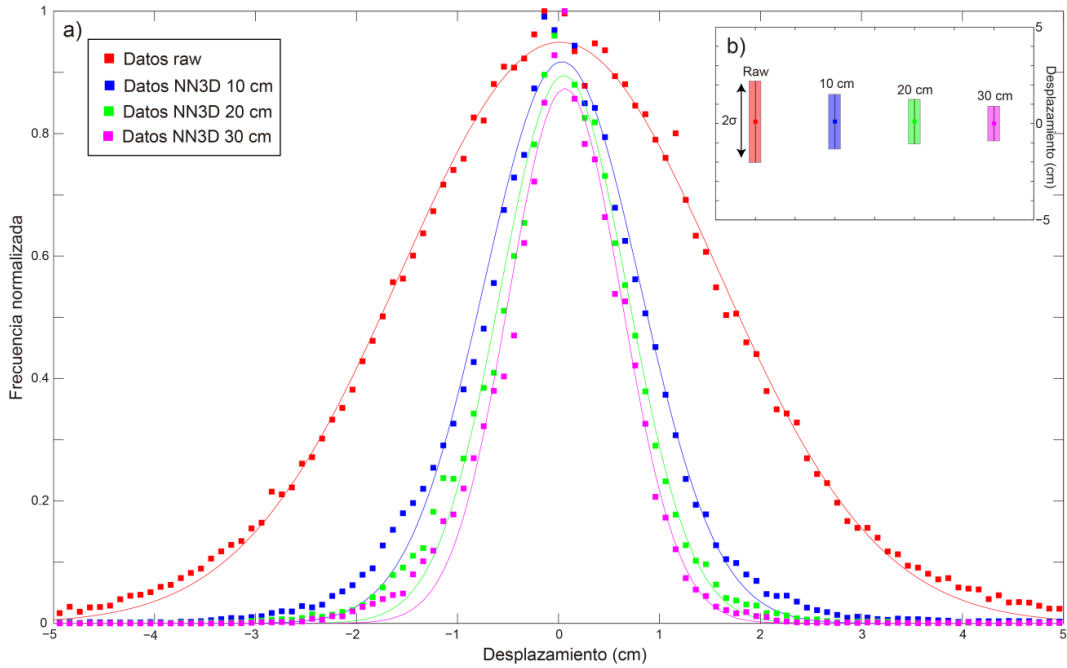


**Figura 2.8.** Esquema de la metodología NN-3D basado en esferas. Se representan una selección de puntos del área de estudio de Puigcercós y tres esferas de radio igual a 10, 20 y 30 cm con los puntos coloreados que se situarían dentro de cada una y que se utilizarían para el proceso NN-3D.



**Figura 2.9.** Análisis de sensibilidad del proceso NN-3D cambiando el valor del radio de la esfera. a) Datos sin procesar. b) Resultado para  $R = 10$  cm. c) Resultado para  $R = 20$  cm. d) Resultado para  $R = 30$  cm. El área corresponde a una sección del área de estudio piloto de Puigcerçós y la escala de color representa la deformación detectada.





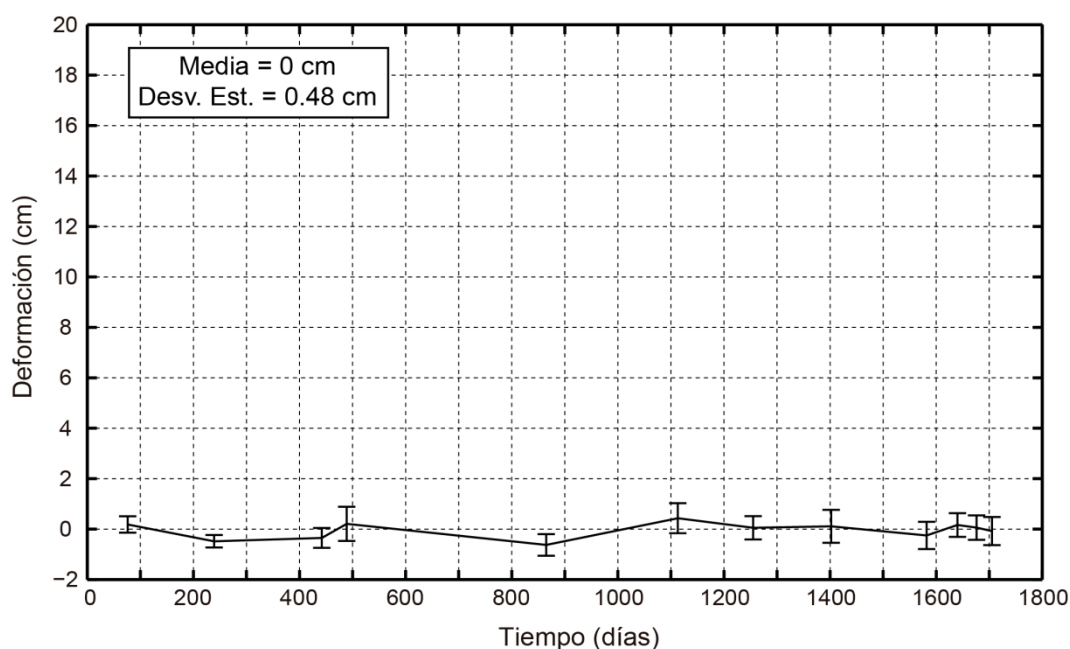
**Figura 2.10.** Análisis de sensibilidad cambiando el valor del radio de la esfera en el proceso NN-3D en un área estable. Distribución normalizada de los valores de deformación del área estable para datos sin procesar y para radio de la esfera igual a 10, 20 y 30 cm.

La diferencia básica entre el método NN y el NN-3D es el entorno de trabajo, 2D (**Figura 2.6**) o 3D (**Figura 2.9**). Al trabajar directamente en un entorno 3D, el filtrado del NN-3D facilita la visualización de las diferentes áreas afectadas por movimientos y los resultados no dependen de la dirección de interpolación empleada. Además puede ser aplicado previamente a cualquier otro proceso que tenga un objetivo diferente, como el procesado para la detección de desprendimientos que se ha expuesto en el apartado 2.3 de esta memoria.

### 2.4.3. Evolución temporal de la deformación

El análisis de la evolución temporal de la deformación se puede llevar a cabo con la selección de valores de deformación en una misma zona de la pared para todas las nubes de puntos adquiridas durante el tiempo de monitoreo. De esta manera se obtienen unos valores de deformación para cada periodo y se puede observar si para una misma zona estos valores han ido cambiando a lo largo del tiempo o no. Para hacerlo se utiliza la malla resultante del análisis NN o la interpolación en una malla de los datos filtrados del análisis NN-3D.

A modo de análisis de sensibilidad se han seleccionado los valores de diferencias de un área considerada estable en el área de estudio piloto de Puigcercós en los periodos de análisis comprendidos entre 2007.11 y 2012.07 (**Figura 2.11**). De esta manera se puede observar como la media de los valores a lo largo del tiempo se concentra alrededor del 0, lo que demuestra la estabilidad del área seleccionada para el análisis y la correcta interpretación de las áreas que muestran valores mayores de 0. Como sugiere Abellán et al. (2009), el mínimo valor detectable aplicando ésta metodología es el correspondiente a dos veces la desviación estándar de los valores de diferencias del área estable. La desviación estándar es de  $\sim 0.5$  cm (**Figura 2.11**) por lo que el valor mínimo detectable se puede definir como 1 cm.



**Figura 2.11.** Análisis temporal de la deformación en un área estable.

Para mejorar la precisión de los valores de deformación de las áreas consideradas inestables que se usarán en el análisis de la evolución temporal, así como para los cálculos de velocidades se aplica un proceso para eliminar ruido. Este proceso consiste principalmente en: (a) selección de los valores de deformación de una ventana determinada por el usuario. Hay que señalar que los valores incluidos en esta ventana deben ser lo más parecido posibles entre ellos. (b) Filtro de aquellos valores de deformación que se encuentren fuera del rango definido por la desviación estándar de la deformación de todos los valores seleccionados (outliers). (c) En el caso de que se quiera calcular la velocidad, se realiza el cálculo del mejor ajuste para la serie de datos

seleccionada, que en este caso suele ser una regresión exponencial. Y por último (d) cálculo de la velocidad para cada intervalo de tiempo con los valores derivados del ajuste anterior.

#### **2.4.4. Predicción temporal**

Un método clásicamente utilizado para estimar el posible momento temporal de la caída de zonas afectadas por movimientos es el análisis del inverso de la velocidad ( $1/v$ ) expuesto por Fukuzono (1985). Debido a la evolución exponencial de la deformación en la fase final de la rotura (fase terciaria), éste método relaciona la velocidad de esta con el tiempo de caída. Principalmente consiste en el ajuste de una línea recta en los valores de  $1/v$  a lo largo del tiempo. Este valor progresivamente se irá acercando a 0 y donde la proyección de la línea ajustada intercepta el eje del tiempo, es decir donde  $1/v = 0$ , se indica el momento estimado de la caída.

En este trabajo se han utilizado los valores de velocidad derivados del proceso de filtrado anterior para estimar una posible fecha de caída. Debido a que la fecha entre las diferentes adquisiciones de datos es variable y que por lo tanto los valores de velocidad corresponden a intervalos de tiempo más o menos extensos, el método de Fukuzono (1985) ha sido adaptado. Para ello se ha cambiado la posición de los valores de velocidad situándolos en el primer día, en el día intermedio y en el último día de cada intervalo. Así, el resultado del análisis es un intervalo de días en los que la caída es más probable. Los resultados de la aplicación de dicho método serán expuestos en el capítulo 6.





---

# **PARTE III:**

**Aplicación al  
área de estudio piloto  
de Puigcercós**

---



---

# Capítulo 3. Desprendimientos de rocas

---

En este capítulo en primer lugar se describen los contextos geográfico y geológico del área de estudio piloto de Puigcercós, así como la historia del deslizamiento que dio lugar al escarpe que hoy se estudia y los antecedentes a esta tesis. A continuación se describe la adquisición de los datos en el escarpe y las características de las nubes de puntos adquiridas. Por último se exponen todos los desprendimientos detectados en el escarpe de Puigcercós durante el periodo de monitoreo (2506 días). Dicha detección ha sido realizada mediante la detección de desprendimientos en 3D descrita en el apartado 2.3.2 del capítulo 2, obteniendo así tanto el número de desprendimientos ocurridos como el volumen de roca caído.

### 3.1. Contextos, antecedentes y datos

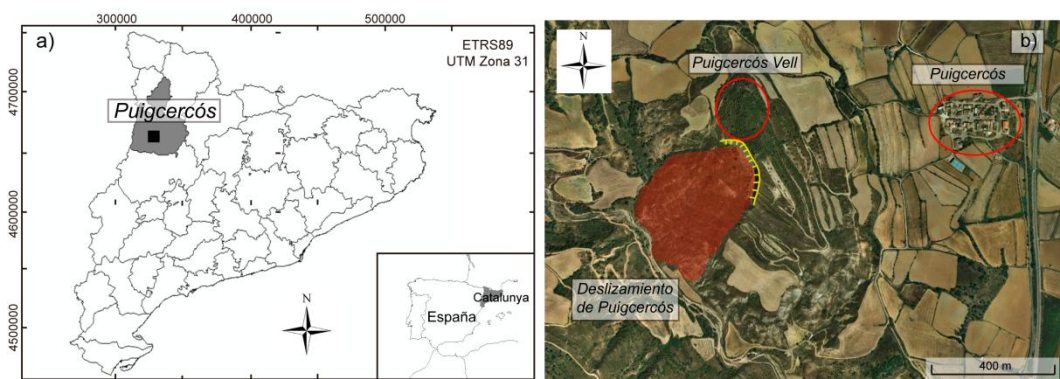
---

#### 3.1.1. Contexto geográfico e historia

La pequeña localidad de Puigcercós, de tan solo 52 habitantes censados, se localiza en la comarca catalana del Pallars Jussà (Lleida) (**Figura 3.1**), a 4 km al sur de la localidad de Tremp, a cuyo ayuntamiento pertenece su gestión. El actual núcleo urbano no se localiza en su situación original, ya que en base al testimonio descrito por Vidal (1881), en el año 1881 la localidad se trasladó 600 m al NE, junto a la carretera proveniente de Balaguer. El antiguo pueblo, conocido como Puigcercós Vell en la actualidad, se situaba en lo alto de un cerro (**Figura 3.1**) cuya ladera SW sufrió diferentes eventos de deslizamientos que obligaron al traslado de dicho núcleo. El deslizamiento más importante y que desencadenó el traslado final del pueblo fue el ocurrido la noche del 13 de Enero de 1881 y que Luis Mariano Vidal i Carreras describió así en la “Nota acerca de los hundimientos ocurridos en la Cuenca de Tremp (Lérida) en Enero de 1881” incluida en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España (Vidal, 1881): *“En la noche del 13 de Enero último despertó sobresaltada a la población un fuerte estruendo, acompañado de una violenta sacudida del suelo, que estremeció los edificios, cuarteó muchas paredes y trajo a la mente de los atribulados vecinos la idea de una acción volcánica, idea que por lo demás no estaba enteramente fuera de lugar, puesto que se había esparcido por la atmósfera un pronunciado olor sulfuroso. Los que recordaban que veintitrés años atrás (3 de Mayo de 1857) habíase producido un acontecimiento semejante en el mismo pueblo, descubrieron pronto con espanto que frente a la unión de los dos barrancos, es decir, al suroeste del pueblo, una parte considerable del cerro en que este se encuentra se había desprendido, quedando en su lugar un tajo de gran elevación y mucha longitud, casi lindando con las primeras casas.”*. En otros fragmentos se dan más detalles del evento: *“(…) la porción del cerro comprendida entre él (el escarpe) y el barranco de Vilamolar, que mide aproximadamente una superficie de una 9 hectáreas, (...) se encuentra removida, apareciendo desplomada y hundida en su proximidad al tajo, como si por un movimiento de charnela hubiese descendido desde su primitiva posición. (...) siguió al fenómeno un efecto de traslación de las margas térreas, obedeciendo como pudiera haberlo hecho una pequeña corriente de lava al declive natural de la colina. (...) y desde este montón de detritus hacia el barranco, presenta la masa removida una serie de resaltos o escalones más y más bajos, en los cuales la estratificación inclina del lado de la fractura, lo cual hace comprender que al hundirse el terreno debió quebrarse en varios puntos paralelamente a la fractura principal.”*. También se describe la posible causa: *“(…) porque no tienen unos y otros (el evento de Puigcercós y otros*

ocurridos el mismo año en la cuenca de Tremp) *más explicación que la persistencia de las lluvias. (...) para combatir estos efectos que solo ha podido ocasionar la larga e inusitada duración de la estación lluviosa*". Por último aconseja abandonar el asentamiento y trasladarlo junto al camino que une Balaguer y Tremp: "*(...) no es prudente conservar habitada una población cuyo suelo resquebrajado amenaza de un momento a otro seguir el camino de los fragmentos que cada día se desprenden de las paredes del corte: debe abandonarse la situación actual ante los avisos recibidos (...) En cuanto a la elección de sitio para fundar el nuevo pueblo no es dudosa, debiendo separarse todo lo posible del lugar que escogieron los antiguos, y comprendiendo el término municipal de Puigcercós por su parte meridional una llanura que atraviesa el camino de Balaguer a Tremp (...)*". Existen también otros textos que se refieren al deslizamiento de Puigcercós, como el realizado por Corsini (1881) y en el que, además de describir el evento y sus posibles causas, aparecen también diversos mapas topográficos del deslizamiento junto a sus respectivos perfiles que proporcionan una información muy valiosa sobre dicho evento.

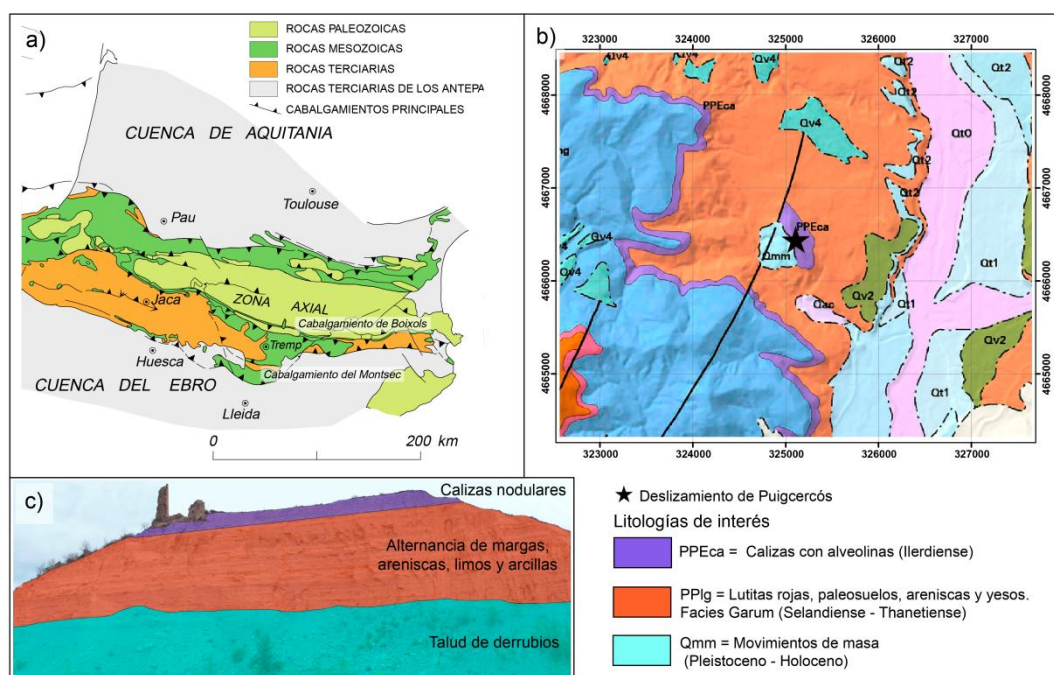
De todas estas narraciones se puede interpretar que el mecanismo del movimiento del deslizamiento ocurrido dicha noche fue rotacional y traslacional, como también fue señalado en Corominas y Alonso (1984). Dicha hipótesis es también confirmada en un trabajo mucho más reciente realizado por López (2015) en el que se combina la recopilación bibliográfica de textos antiguos, la geomorfología de dicha área y datos geofísicos actuales del depósito del deslizamiento para caracterizar el evento e intentar esclarecer sus desencadenantes y su evolución.



**Figura 3.1.** a) Mapa con la localización geográfica de Puigcercós dentro de Catalunya. b) Foto aérea del deslizamiento de Puigcercós. Con círculos rojos se señalan la localización del antiguo pueblo de Puigcercós (Puigcercós Vell) y la situación del actual pueblo (Puigcercós).

### 3.1.2. Contexto geológico y antecedentes

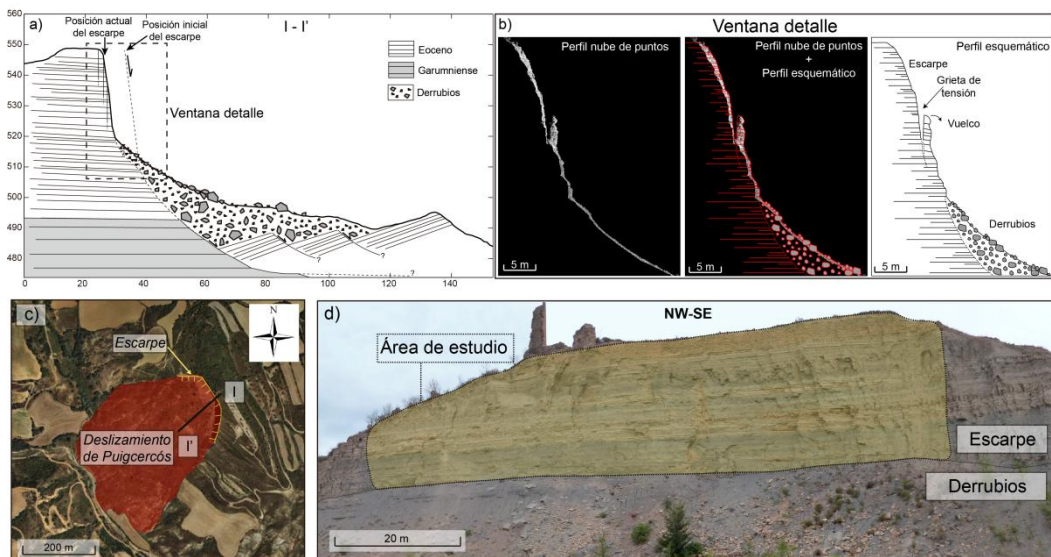
Desde un punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra dentro de la Cuenca de Graus-Tremp (**Figura 3.2**) que forma parte de la Cuenca de Antepaís Surpirenaica. La Cuenca de Tremp queda limitada al norte por el cabalgamiento de Boixols y al sur por el cabalgamiento del Montsec (**Figura 3.2**). Está constituida por materiales de sedimentación terrígena de facies continentales y marinas poco profundas de origen fluvio-deltaico, con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Oligoceno (Cuevas, 1992; Pujalte and Schmitz, 2005). Más concretamente, el deslizamiento de Puigcercós se sitúa en materiales de las conocidas Facies Garum (Cretácico superior - Paleógeno inferior). En el escarpe de coronación de dicho deslizamiento aflora una alternancia de margas grises, areniscas, limos y arcillas con intercalaciones de yesos pertenecientes a la parte superior del Grupo Tremp (Facies Garum). En el último metro de dicho escarpe y a techo de las Facies Garum se observan calizas nodulares de la Formación Cadí-Àger (Ilerdiense) (**Figura 3.2**).



**Figura 3.2.** a) Esquema geológico de los Pirineos con señalización de los cabalgamientos del Montsec y de Boixols (modificado de Teixell (2000)). b) Cartografía geológica del área de Puigcercós (modificado de ICGC (2007)). c) Foto del escarpe con señalización de las litologías que afloran.

Actualmente el deslizamiento de Puigcercós se encuentra en una situación de estabilidad relativa o meta-estabilidad. El escarpe principal de coronación que ocasionó el deslizamiento de 1881 ha ido sufriendo un progresivo retroceso fruto de los desprendimientos de rocas que con tanta frecuencia ocurren. Así, se puede determinar que la dinámica que predomina actualmente en la mencionada área es la de las caídas de rocas y que por lo tanto el poco riesgo existente vendría derivado de la peligrosidad ocasionada por dichos eventos.

Este fenómeno será la base de los análisis realizados en este trabajo. A partir del monitoreo LiDAR realizado desde Noviembre de 2007, en el mencionado escarpe, se han detectado miles de caídas de rocas que abarcan volúmenes desde  $0.001 \text{ m}^3$  hasta los  $1093 \text{ m}^3$  del mayor evento detectado el 3 de Diciembre de 2013. Los grandes eventos se caracterizan por un mecanismo de caída tipo vuelco, como ya apuntó Abellán et al. (2010) en los primeros estudios realizados en dicho escarpe. En la **Figura 3.3a** y b se han representado perfiles esquemáticos del comportamiento de las grandes caídas, que se ven condicionadas por la presencia de grietas de tensión que provocan el vuelco de grandes masas rocosas. Además en la **Figura 3.3d** se muestra la parte de escarpe que ha sido analizada en este trabajo.



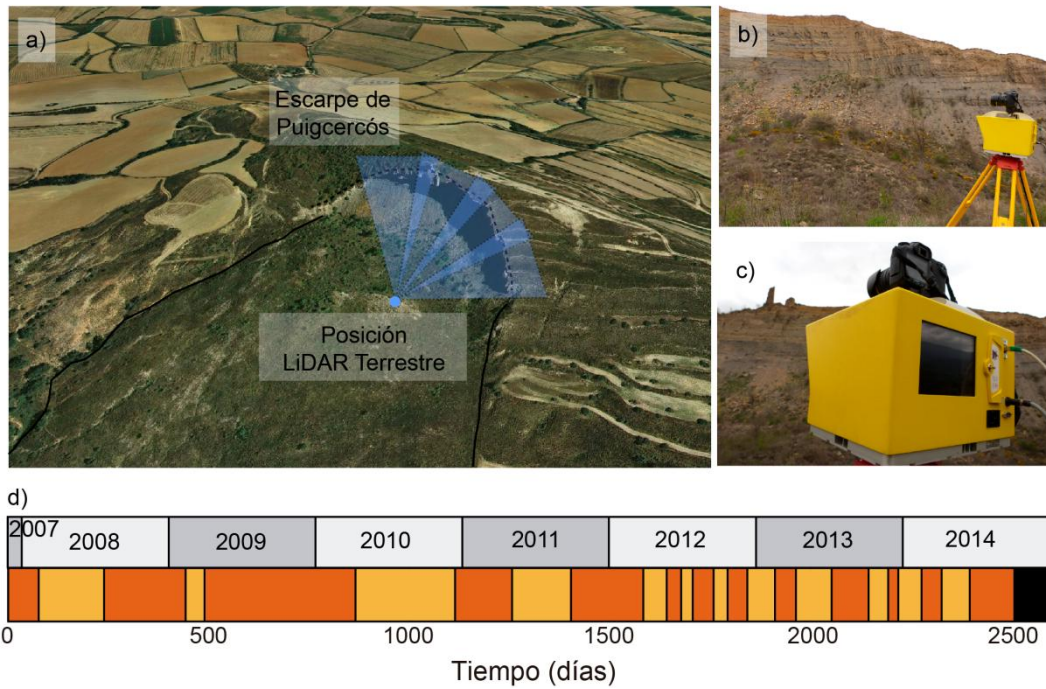
**Figura 3.3.** a) Perfil esquemático I - I' del escarpe de Puigcercós. b) Perfil detalle de la nube de puntos del escarpe de Puigcercós y perfil interpretado. c) Foto aérea del deslizamiento de Puigcercós y señalización del perfil I - I'. d) Foto del escarpe y señalización del área de estudio.



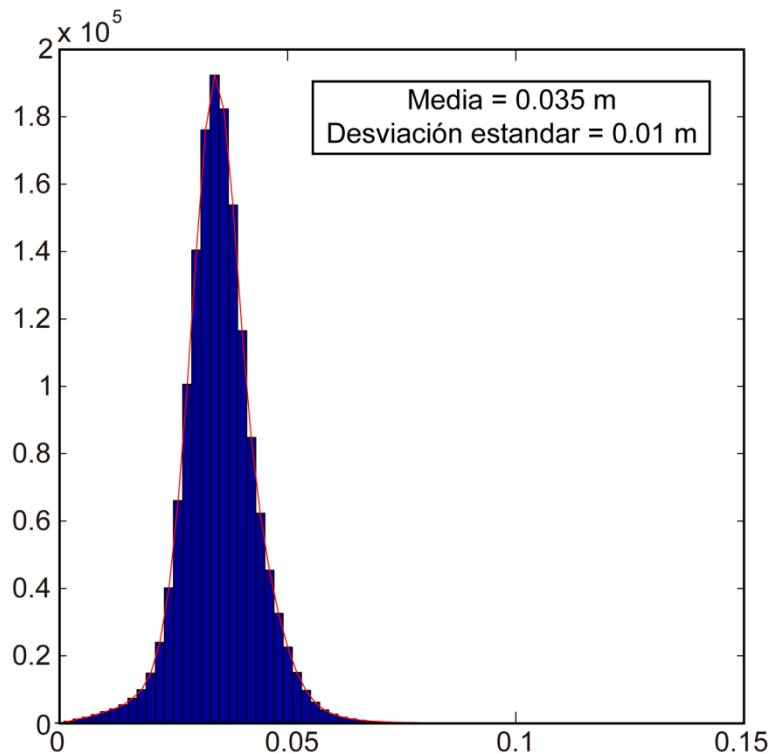
En trabajos previos, como los llevados a cabo por Blanchard et al. (2008), Rodríguez et al. (2009) y sobre todo Abellán (2009) y Abellán et al. (2010), se describen las primeras etapas del monitoreo entre Noviembre de 2007 y Julio de 2008. Durante este tiempo se analizaron 3 periodos correspondientes a 4 adquisiciones de datos. En total se detectaron 42 desprendimientos con volúmenes comprendidos entre 0.01 m<sup>3</sup> y 87 m<sup>3</sup>. Entre ellos, cinco eventos principales definidos como A - E por Abellán et al. (2010), siendo el mayor el evento A. Además se detectó una relación directa entre los periodos con mayor cantidad de lluvia y los periodos con mayor frecuencia de caídas de rocas. Por otra parte también se detectó deformación precursora en el evento B y en una nueva área denominada F. Esto permitió a Abellán et al. (2010) predecir espacialmente dichas caídas.

### 3.1.3. Adquisición de datos LiDAR

En el escarpe de Puigcercós, en cada campaña, se adquieren hasta cuatro nubes de puntos con una superposición aproximada del 30% desde una única estación de escaneo (ver situación en **Figura 3.4a, b y c**) para obtener los datos LiDAR de todo el escarpe. Dicha estación se encuentra a una distancia media de 112 m del escarpe. La primera adquisición de datos se realizó el 27 de Noviembre de 2007 y le siguieron 26 adquisiciones más hasta el 7 de Octubre de 2014 (**Figura 3.4d**). El periodo total de monitoreo alcanza los 2506 días, casi 7 años. Hay que resaltar que los datos comprendidos entre el año 2007 y el año 2010 no fueron adquiridos como parte de esta tesis, pero si el resto de los datos hasta el año 2014. El histograma de la distancia entre puntos de las nubes de puntos y los datos estadísticos más relevantes se muestran en la **Figura 3.5**. Se observa como la distancia media entre puntos es de 3.5 cm.



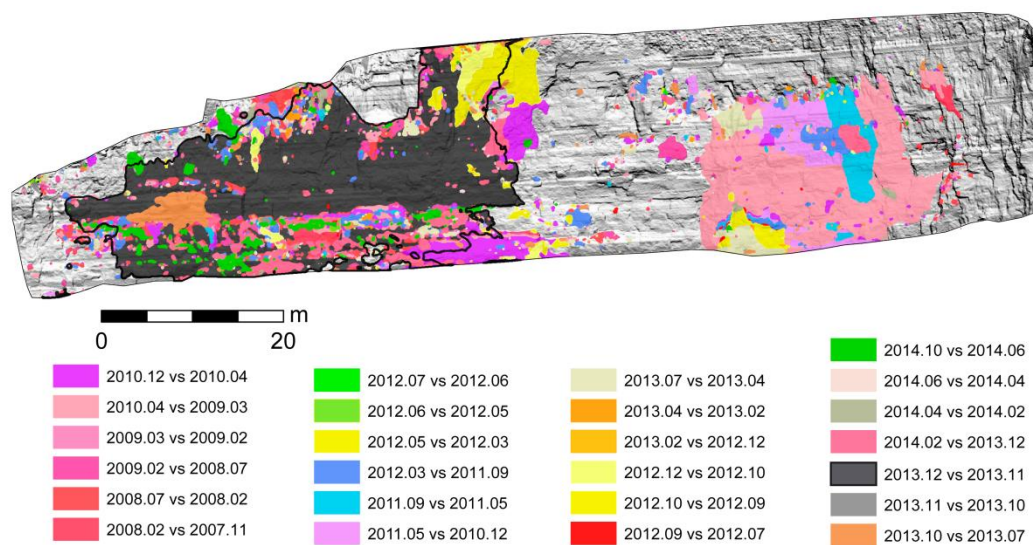
**Figura 3.4.** a) Foto aérea del escarpe de Puigercós con la señalización de la estación de adquisición de datos y de la orientación de los datos adquiridos. b) y c) Fotos del instrumento LiDAR Terrestre en el escarpe de Puigercós. d) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Noviembre de 2007 hasta Octubre de 2014).



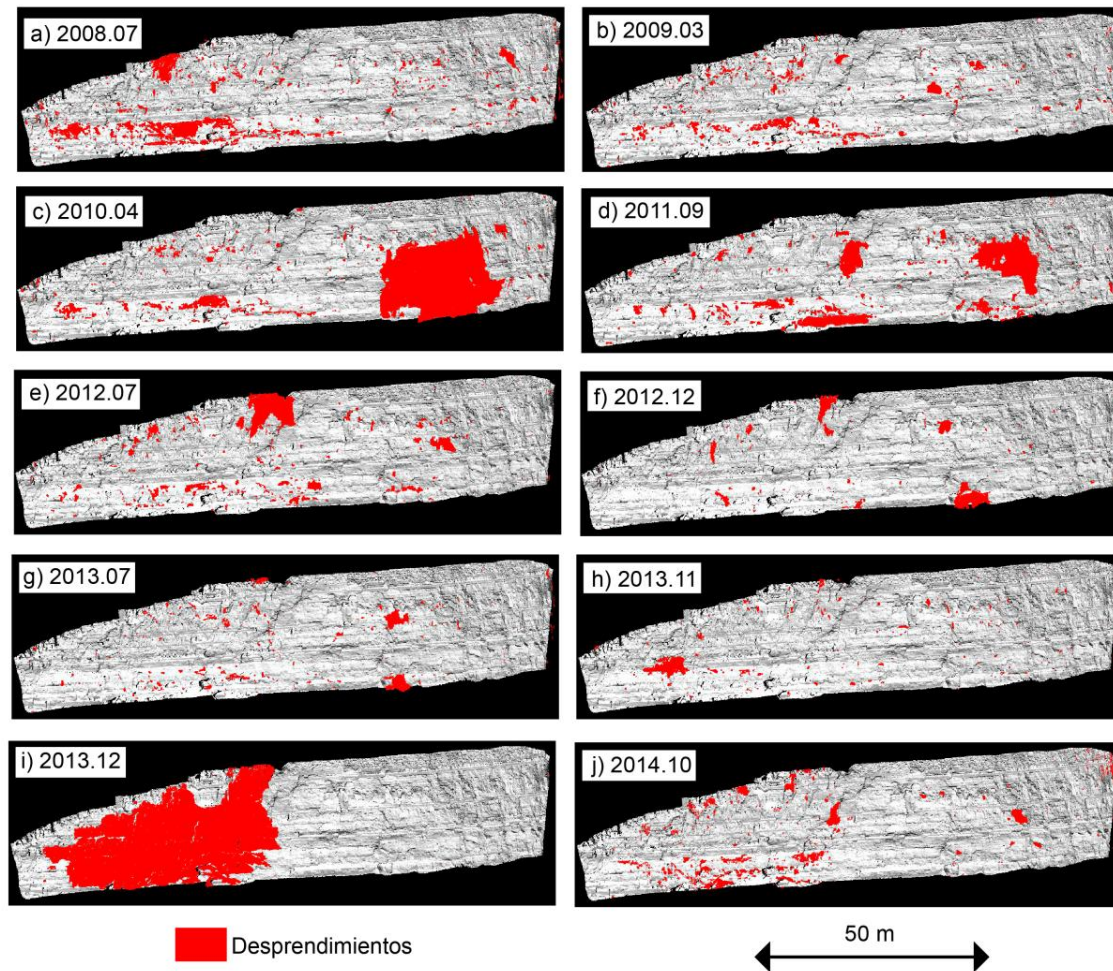
**Figura 3.5.** Histograma de la distancia mínima entre puntos de las nubes de puntos adquiridas en el escarpe de Puigercós.

### 3.2. Distribución espacio-temporal de los desprendimientos

En la **Figura 3.6** se muestran todos los desprendimientos ocurridos en el escarpe de Puigcercós después de 2506 días de monitoreo. Además, con el fin de observar mejor la evolución de ocurrencia de estos eventos, en la **Figura 3.7** se muestran los desprendimientos ocurridos distribuidos en los 10 periodos de análisis considerados más representativos en la evolución del escarpe. De una forma general se puede observar como los mayores eventos se detectaron en 2010.04, 2011.09, 2012.07 y 2013.12. En el resto de los periodos se observan desprendimientos de una magnitud media - pequeña. Más en detalle en la **Tabla 3.1** y en la **Figura 3.8a** se muestra el número de desprendimientos ocurridos en todos los periodos entre adquisiciones de datos del escarpe de Puigcercós, y que no se muestran gráficamente en la **Figura 3.7** por razones de espacio.



**Figura 3.6.** Desprendimientos ocurridos en el área de estudio piloto de Puigcercós. Cada color indica los desprendimientos ocurridos en los distintos periodos de análisis.



**Figura 3.7.** Evolución de los desprendimientos de rocas ocurridos en el escarpe de Puigercós. Desde a) hasta j) los periodos de estudio más significativos.

El número total de eventos detectados es 3096 y los periodos con mayor número de eventos son 2008.07, 2009.02 y 2010.04 con un total 597, 400 y 251 desprendimientos respectivamente. En los dos primeros todos los eventos son de media-pequeña magnitud como puede observarse en la **Figura 3.7a** y b, pero en el periodo 2010.04 también se detectó un gran desprendimiento (**Figura 3.7c**) correspondiente a las áreas 1 y 2 del análisis de deformación precursora (ver capítulo 4). Como la duración de los periodos no es siempre la misma y por tanto el número de desprendimientos acumulado en cada periodo puede no ser indicativo de la actividad real, se ha calculado una tasa de actividad en eventos por día (**Tabla 3.1** y **Figura 3.8b**) obtenida a partir de la división del número de eventos de cada periodo entre la duración en días del periodo correspondiente. Así se observa como el periodo más activo sigue siendo 2008.07 con 3.66 eventos/día. Sin embargo en segundo lugar, se encuentra el periodo 2014.02 con 2.45 eventos/día, desplazando al periodo 2009.02 al tercer lugar de periodos más activos, con 1.97 eventos/día. Otros periodos destacables son 2013.07 y 2013.10 con 1.82 y 1.78 eventos/día respectivamente. Un aspecto a resaltar en la distribución general de las tasas de desprendimientos por día en cada periodo es el aumento de este valor en los periodos anteriores a la ocurrencia de los dos mayores eventos detectados en el escarpe de Puigcercós; el primero detectado a los 865 días de monitoreo con 399 m<sup>3</sup> de volumen, y el segundo detectado a los 2217 días de monitoreo con un volumen implicado de 1093 m<sup>3</sup>. Esta tendencia se ha reflejado en la **Figura 3.8b** con dos ajustes de distribución gaussianos que reflejan claramente que el pico de dichos ajustes se sitúa antes de la ocurrencia de los dos grandes eventos, marcados en la **Figura 3.8b** con líneas discontinuas.

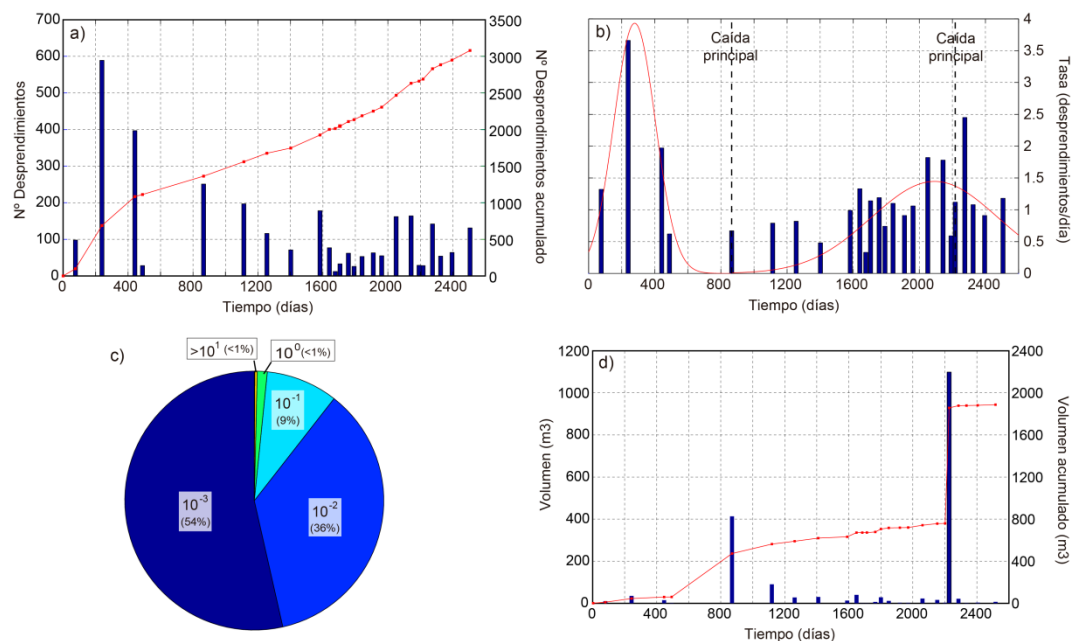
En cuanto al volumen de roca caído, en la **Figura 3.8c** se observa la distribución de los volúmenes de los desprendimientos en relación a su orden de magnitud. Como era esperable, la mayoría de los eventos detectados son de pequeña magnitud, siendo el 54% de ellos de una magnitud 10<sup>-3</sup> (de 0.001 a 0.009 m<sup>3</sup>), y el 36% de una magnitud 10<sup>-2</sup> (de 0.010 a 0.099 m<sup>3</sup>), abarcando entre estas dos magnitudes el 90% del total. De los restantes, el 9% son de un orden de magnitud 10<sup>-1</sup> (de 0.100 a 0.999 m<sup>3</sup>) y solo el 1% son eventos con volumen mayor de 1 m<sup>3</sup> (>10<sup>0</sup>). El volumen total de roca caído es de 1890 m<sup>3</sup> y su distribución en los distintos periodos se observa en la **Figura 3.8d**. El volumen caído por periodo está muy controlado por la ocurrencia de eventos de gran magnitud, así claramente los periodos con mayor volumen caído son 2010.04 y 2013.12 donde se

detectó la caída de los dos mayores eventos ocurridos hasta el final del monitoreo. El volumen total caído en los demás periodos es el reflejo de lo observado en la **Figura 3.8c**, donde a pesar de la gran cantidad de desprendimientos detectados, el 90% de estos poseen volúmenes menores a 0.099 m<sup>3</sup>. Como resultado general de la evolución geomorfológica del escarpe de Puigcerçós después de los casi 7 años de monitoreo se ha calculado un retroceso medio del escarpe de 71.7 cm, lo que hace una tasa de retroceso de 10.4 cm/año.

**Tabla 3.1.** Número de desprendimientos detectados por periodo y tasa de desprendimientos por día en cada periodo. En la última fila se muestran los datos totales de los 2506 días de monitoreo.

Periodo	Nº días periodo	Nº eventos	Tasa (eventos/día)
2007.11 - 2008.02	76	100	1.32
2008.02 - 2008.07	163	597	3.66
2008.07 - 2009.02	203	400	1.97
2009.02 - 2009.03	47	29	0.62
2009.03 - 2010.04	376	251	0.67
2010.04 - 2010.12	248	197	0.79
2010.12 - 2011.05	142	117	0.82
2011.05 - 2011.09	147	71	0.48
2011.09 - 2012.03	180	178	0.99
2012.03 - 2012.05	58	77	1.33
2012.05 - 2012.06	36	12	0.33
2012.06 - 2012.07	29	33	1.14
2012.07 - 2012.09	52	62	1.19
2012.09 - 2012.10	35	26	0.74
2012.10 - 2012.12	49	54	1.10
2012.12 - 2013.02	69	63	0.91
2013.02 - 2013.04	52	55	1.06
2013.04 - 2013.07	89	162	1.82
2013.07 - 2013.10	92	164	1.78
2013.10 - 2013.11	49	29	0.59
2013.11 - 2013.12	25	28	1.12
2013.12 - 2014.02	58	142	2.45
2014.02 - 2014.04	50	54	1.08
2014.04 - 2014.06	70	64	0.91
2014.06 - 2014.10	111	131	1.18
<b>Periodo total</b>	<b>2506</b>	<b>3096</b>	<b>1.24</b>





**Figura 3.8.** a) Número de desprendimientos detectados y número de desprendimientos acumulado respecto al tiempo. b) Tasa de desprendimientos por día respecto al tiempo. c) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados, agrupados según su orden de magnitud. d) Volumen de los desprendimientos y volumen acumulado respecto al tiempo.

### 3.3. Relación Magnitud - Frecuencia

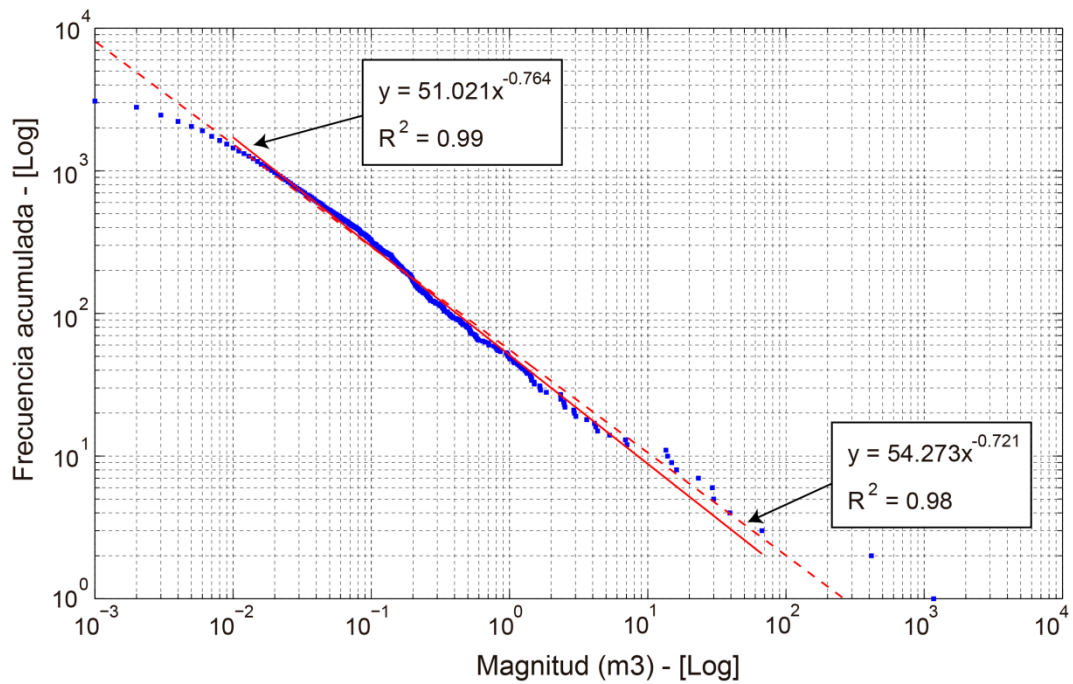
A partir de todos los desprendimientos detectados y descritos en el apartado anterior, se ha realizado el análisis de la relación Magnitud-Frecuencia para el escarpe de Puigcerçós (**Figura 3.9**). Hay que destacar que es un análisis extremadamente detallado ya que se posee información de eventos con magnitudes que abarcan desde  $1 \cdot 10^{-3}$  hasta  $1 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>, es decir seis órdenes de magnitud de diferencia entre el menor evento y el mayor. La distribución de los datos con volúmenes comprendidos entre  $1 \cdot 10^{-2}$  y  $1 \cdot 10^2$  ajusta en una ley potencial negativa mediante la siguiente ecuación:

$$F = 51.021 \cdot V^{-0.764}$$

Mientras que el ajuste para toda la serie de datos proporciona la siguiente ecuación:

$$F = 54.273 \cdot V^{-0.721}$$

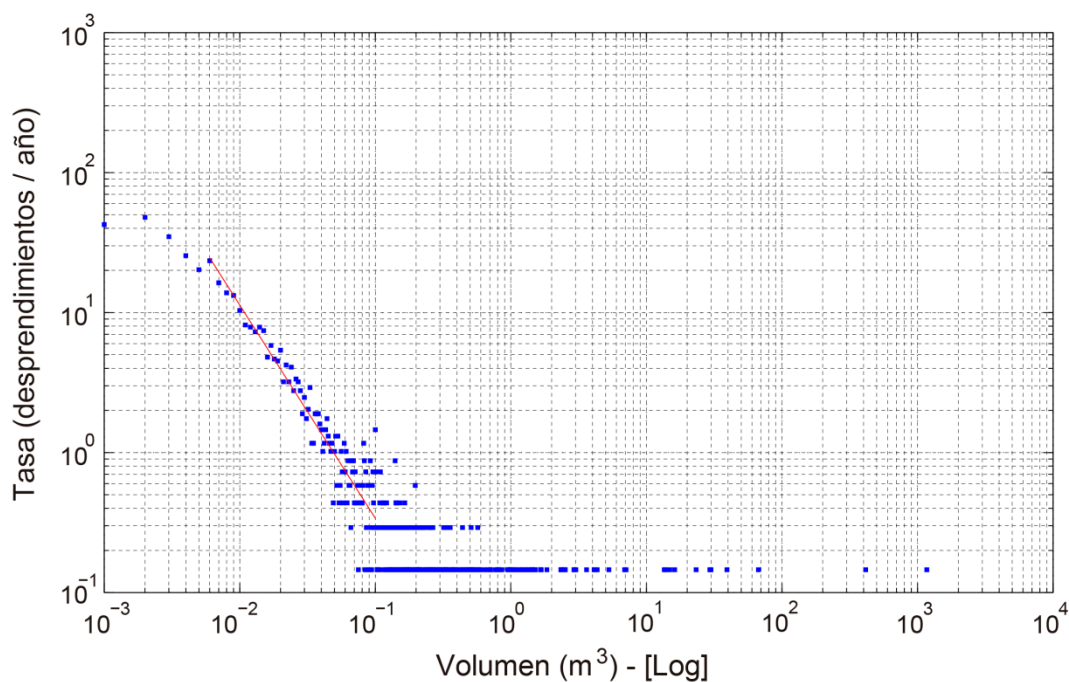
Donde F es la frecuencia acumulada y V el volumen en m<sup>3</sup>.



**Figura 3.9.** Relación M-F de los desprendimientos de rocas detectados en el escarpe de Puigcercós. Con línea discontinua roja se representa el ajuste de todos los datos; mientras que con línea continua roja se representa el ajuste de los datos entre  $1 \cdot 10^{-2}$  y  $1 \cdot 10^2$ .

Por otra parte para tener una visión temporal de los desprendimientos detectados se ha realizado el análisis del número de eventos de cada rango de volumen ocurridos por año (**Figura 3.10**). Este análisis ha sido realizado dividiendo el número de desprendimientos de cada rango de volúmenes entre el tiempo total de monitoreo en años (6.87 años). Así en la **Figura 3.10** se observa una alineación de los eventos con volúmenes entre  $6 \cdot 10^{-3}$  y  $1 \cdot 10^{-1}$  m<sup>3</sup>. El valor más alto observado corresponde a los eventos con volúmenes entre  $2 \cdot 10^{-3}$  y  $3 \cdot 10^{-3}$  m<sup>3</sup>, alcanzando los casi 50 desprendimientos por año. La serie de datos se dispersa para aquellos volúmenes en los que la frecuencia de eventos ha sido mucho menor en los casi 7 años de monitoreo.





**Figura 3.10.** Tasa del número de desprendimientos por año respecto al volumen de los desprendimientos detectados en Puigcercós.

### 3.4. Resumen de resultados y discusión

Durante los 2506 días de monitoreo del escarpe de Puigcercós se han detectado 3096 desprendimientos de rocas con volúmenes entre  $1 \cdot 10^{-3}$  y  $1 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>. Esto hace una diferencia de seis órdenes de magnitud entre el menor y el mayor evento detectado mostrando así la gran variabilidad volumétrica de los desprendimientos ocurridos en Puigcercós. Hay que señalar que el límite inferior de volumen detectado viene determinado por la metodología utilizada en el análisis, así que cabría esperar la ocurrencia de desprendimientos de menor volumen que no han podido ser detectados en este estudio. En cuanto a la magnitud de los desprendimientos detectados, el 90% poseen un volumen menor de 0.1 m<sup>3</sup>. Este hecho hace resaltar la gran actividad en el escarpe de eventos menores, pero que a su vez se combina con la caída poco frecuente de eventos de mayor magnitud. Estos eventos mayores son los que determinan el gran volumen de rocas acumulado caído en el escarpe (1890 m<sup>3</sup>). En cuanto a la evolución del número de desprendimientos respecto al tiempo se puede apreciar como la tasa de desprendimientos por día proporciona mayor información debido a que el monitoreo no es periódicamente continuo. Así a partir de esta tasa se pueden determinar los periodos más activos en el escarpe (**Figura 3.8b**) y comparándolos con el volumen caído por

periodo se observa la clara influencia de los desprendimientos de menor magnitud en la mayoría de los periodos. No existe una relación directa entre el alto número de desprendimientos detectados y el volumen total de roca caída, ya que los dos periodos con mayor volumen de roca desprendido no coinciden con los de mayor número de desprendimientos por día. Esta falta de relación entre el número de eventos ocurridos y la mayor cantidad de volumen caído muestra claramente que este último está muy determinado por la existencia de eventos extraordinarios que movilizan un alto volumen de roca. Todo esto se puede interpretar como una evolución geomorfológica del escarpe caracterizada por dos dinámicas diferentes: (a) desprendimientos muy frecuentes de volúmenes menores (90% menor de 0.1 m<sup>3</sup>) que condicionan la actividad general del escarpe, y (b) colapso de grandes áreas inestables de volúmenes mayores (hasta 1000 m<sup>3</sup>) con poca frecuencia. La **Figura 3.8b** sugiere que entre estas dos dinámicas puede existir una relación, ya que se observa un cierto ciclo en la actividad de desprendimientos menores. Se observa como la tasa de desprendimientos por día aumenta previa a las caídas de mayor magnitud. Esta relación podría ser utilizada como indicador precursor de la ocurrencia de eventos de gran magnitud. Este posible uso será analizado con mayor detalle en el capítulo 5 de la presente tesis.

En cuanto a la tasa de retroceso obtenida a partir del análisis del escarpe de Puigcercós, ésta es indicativa de la alta erosión que sufren este tipo de escarpes verticales Eocenos compuestos por alternancias de materiales relativamente plásticos. De este modo, los resultados obtenidos en este capítulo podrían ser extrapolables a los distintos escarpes Eocenos que se localizan dentro de la Cuenca de Tresp, dotando a las tasas erosivas de un valor más regional y no tan solo local. Esta afirmación debería ser verificada a partir del análisis de otros escarpes de características similares de la misma Cuenca de Tresp.

En este trabajo no se ha creído conveniente la relación de la actividad de desprendimientos con los posibles factores meteorológicos relacionados. Esto es debido tanto a la falta de resolución temporal del monitoreo, que abarca periodos de días más o menos extensos, como a la falta de una serie continua de datos meteorológicos para la zona de estudio.

En cuanto a la relación M-F obtenida en el escarpe de Puigcercós, ésta se encuentra en concordancia con las relaciones M-F existentes en la bibliografía para estudios elaborados a partir de inventarios de desprendimientos de rocas (Dai and Lee, 2001;

Dussauge et al., 2003; Dussauge-Peisser et al., 2002; Hungr et al., 1999). El valor absoluto del exponente de la ley potencial obtenido en los mencionados estudios varía entre 0.41 y 1 (Dai and Lee, 2001; Dussauge et al., 2003; Dussauge-Peisser et al., 2002; Hungr et al., 1999), encontrándose la mayoría por debajo de 0.5. Así los valores absolutos calculados de dicho exponente para el escarpe de Puigcercós, para volúmenes entre  $1 \cdot 10^{-2}$  y  $1 \cdot 10^2$  m<sup>3</sup> (0.764) y para toda la serie (0.721), se situarían entre los valores definidos en la bibliografía, pero por encima de la mayoría de ellos. Según Van Den Eeckhaut et al. (2007) cuanto más pequeño es el valor absoluto de dicho exponente mayor es la influencia de los eventos de gran magnitud. Así, se puede apreciar como en el escarpe de Puigcercós los eventos de gran magnitud tienen poca influencia en el análisis, lo que concuerda con el hecho de que el 90% de los desprendimientos posean un volumen menor de 0.1 m<sup>3</sup> y la existencia de tan solo un evento de más de 1000 m<sup>3</sup>.

En la relación M-F para los datos menores de  $1 \cdot 10^{-2}$  se observa un cambio de tendencia, conocido en la bibliografía como “*rollover*” (Van Den Eeckhaut et al., 2007; Malamud et al., 2004). Este cambio de tendencia, en el caso del escarpe de Puigcercós, probablemente es debido a la falta de detección de eventos menores por problemas de superposición. Es decir, debido a la falta de una mayor resolución temporal en el monitoreo, se detectan eventos con un volumen mayor del esperado, ya que en realidad están compuestos por varios eventos de volúmenes menores.

### 3.5. Conclusiones

---

Después de 2506 días de monitoreo (6.87 años) se han detectado un total de 3096 desprendimientos con volúmenes comprendidos entre  $1 \cdot 10^{-3}$  y 1093 m<sup>3</sup>. El número de desprendimientos medio por año es de más de 450. Analizando la tasa de desprendimientos por día, la mayor frecuencia se dio en el periodo 2008.07 con 3.66 eventos/día. De todos los desprendimientos, el 90% poseen volúmenes menores a  $1 \cdot 10^{-1}$  m<sup>3</sup>, el 9% son desprendimientos de volúmenes entre  $1 \cdot 10^{-1}$  y  $9 \cdot 10^{-1}$  m<sup>3</sup>, y el 1% de desprendimientos mayores de  $1 \cdot 10^0$  m<sup>3</sup>. El volumen total de roca caído fue de 1890 m<sup>3</sup>, lo que determina una tasa de retroceso de 10.4 cm/año. A partir de estos datos se ha podido interpretar la existencia de dos dinámicas en el escarpe, una caracterizada por frecuentes desprendimientos de pequeña magnitud ( $< 1 \cdot 10^{-1}$  m<sup>3</sup>) y otra caracterizada por la poco frecuente caída de grandes bloques del escarpe.

Por otra parte se ha podido determinar la relación M-F de los desprendimientos en Puigcercós, ajustando ésta a una función potencial negativa. De esta relación se ha interpretado la poca frecuencia de ocurrencia de eventos de gran magnitud, hecho que concuerda con las dos dinámicas mencionadas anteriormente. Por último, a partir de la determinación de la tasa de desprendimientos por año, se ha podido determinar que los eventos más frecuentes son los que poseen un volumen entre  $2 \cdot 10^{-3}$  y  $3 \cdot 10^{-3}$  m<sup>3</sup>, con casi 50 desprendimientos por año.



---

## **Capítulo 4. Deformación precursora**

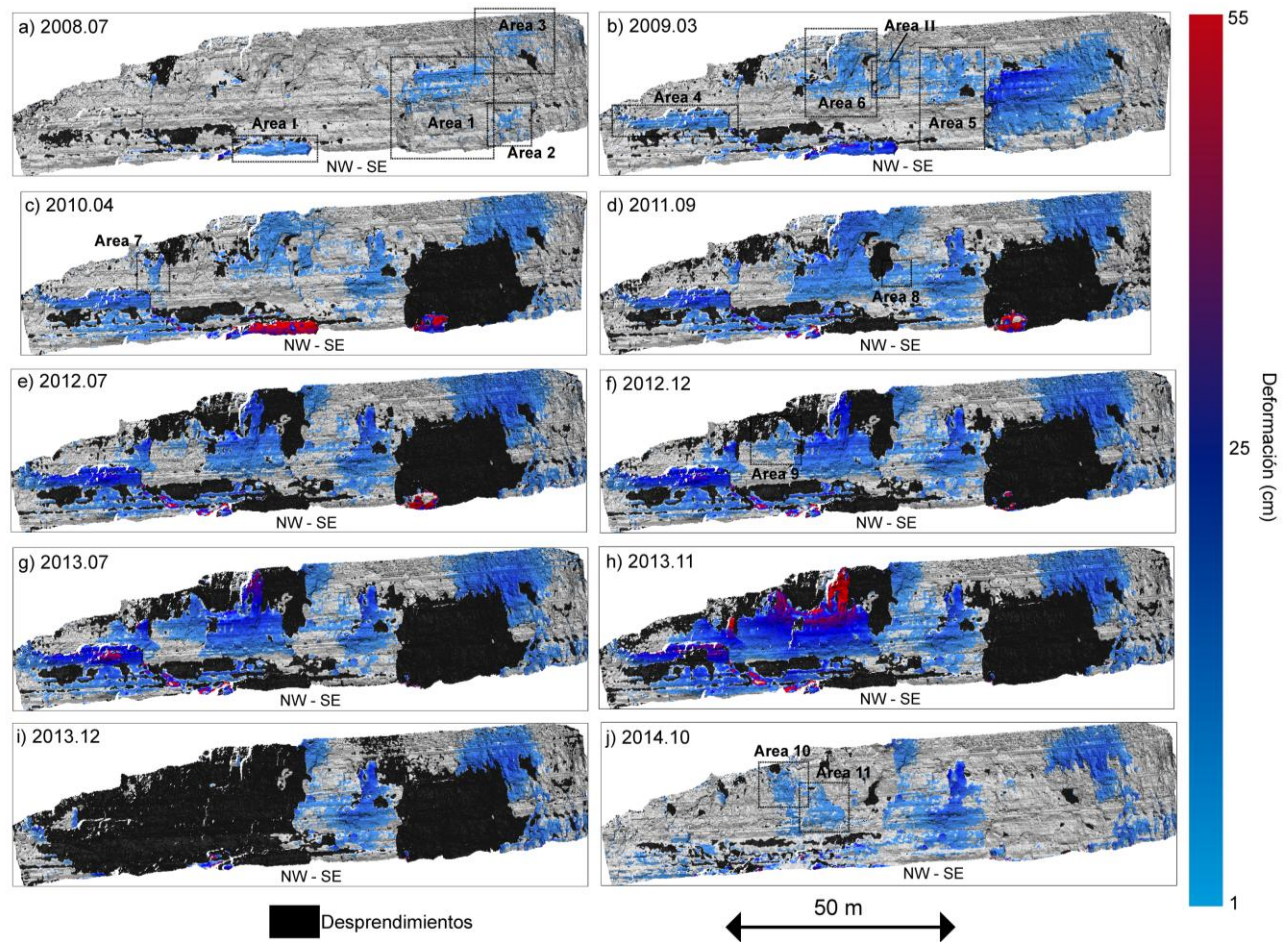
---

El siguiente capítulo se centra en los resultados obtenidos en cuanto a la detección y el análisis de la evolución de la deformación precursora. Éste ha permitido la predicción espacial de los desprendimientos de rocas en el área de estudio piloto de Puigcercós.

## 4.1. Evolución espacial de la deformación precursora

---

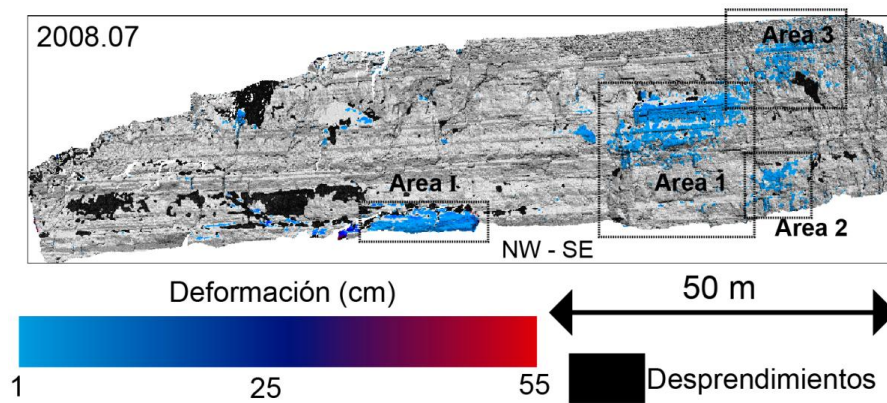
La predicción del área en el que tendrán lugar futuros desprendimientos de rocas, o predicción espacial, se ha conseguido gracias a la detección de movimientos previos a la caída de los bloques inestables, tal y como fue postulado en Abellán (2009). Estos movimientos se denominan deformación precursora y en el caso del escarpe de Puigcercós se han detectado en 13 áreas diferentes (**Figura 4.1**) desde el inicio del estudio. De entre todos los periodos de monitoreo llevados a cabo, se han elegido 10 para mostrar la evolución del escarpe con los cambios más significativos. A continuación se describirá la evolución de las áreas deformadas en los diferentes periodos de análisis adoptando la numeración utilizada en Royán et al. (2014) y aumentando esta numeración si fuera necesario, ya que en dicho trabajo aparecen datos del escarpe de Puigcercós hasta Julio de 2012. Hay que señalar también que existen dos áreas deformadas que no se tuvieron en cuenta en Royán et al. (2014) y que aquí serán numeradas usando números romanos. En la **Figura 4.1** se muestra la evolución de la deformación en el escarpe a lo largo del tiempo de monitoreo, y las diferentes áreas numeradas se encuentran señaladas con recuadros en el periodo en el que se detectan por primera vez.



**Figura 4.1.** Evolución espacio-temporal de la deformación precursora a lo largo de todo el periodo de monitoreo. Desde a) a j) se representan los diez periodos de análisis más representativos.

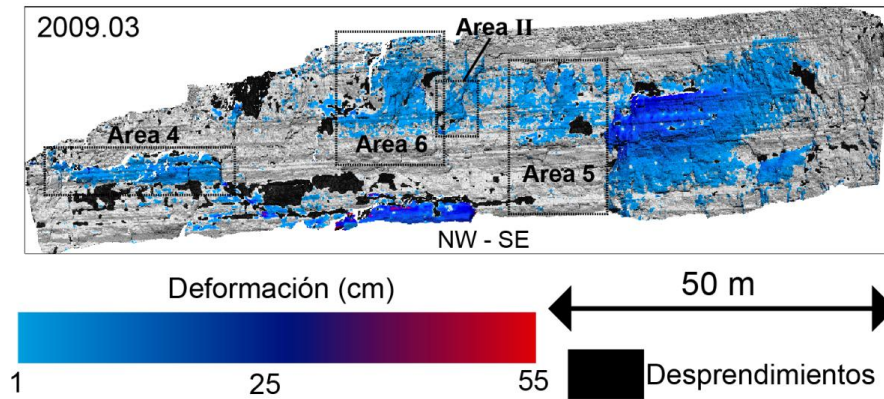


a) 2008.07 (239 días de monitoreo, **Figura 4.2**): En este primer periodo de análisis se detectaron hasta 4 áreas afectadas por deformación. Tres de ellas se sitúan en la parte SE de la pared (áreas 1, 2 y 3). La cuarta área deformada, denominada área I, se sitúa aproximadamente en la base de la parte central y es la que acumula valores más altos de deformación (hasta 5 cm). Las áreas 1, 2 y 3 se caracterizan por valores bajos de deformación (2 cm aproximadamente). Es posible que la deformación acumulada en todas estas áreas sea mayor que la detectada, ya que el movimiento en todas ellas comenzó un tiempo indeterminado antes que el inicio del monitoreo.



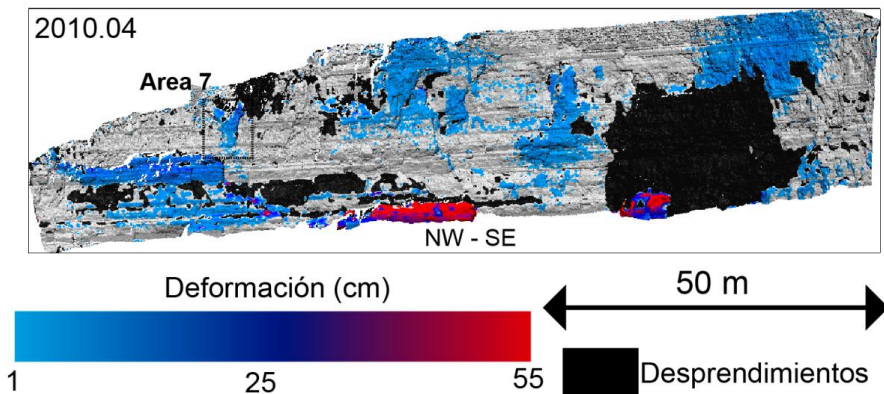
**Figura 4.2.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2008.07 (239 días) y desprendimientos ocurridos.

b) 2009.03 (489 días de monitoreo, **Figura 4.3**): Se detectó la expansión y el aumento de la deformación en las áreas 1, 2 y 3, alcanzando los 13 cm, los 6 cm y los 3 cm respectivamente. El movimiento del área I también aumentó llegando a los 20 cm. Por otra parte se detectó el inicio de la deformación de cuatro nuevas áreas, las áreas 4, 5, 6 y II.



**Figura 4.3.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2009.03 (489 días) y desprendimientos ocurridos.

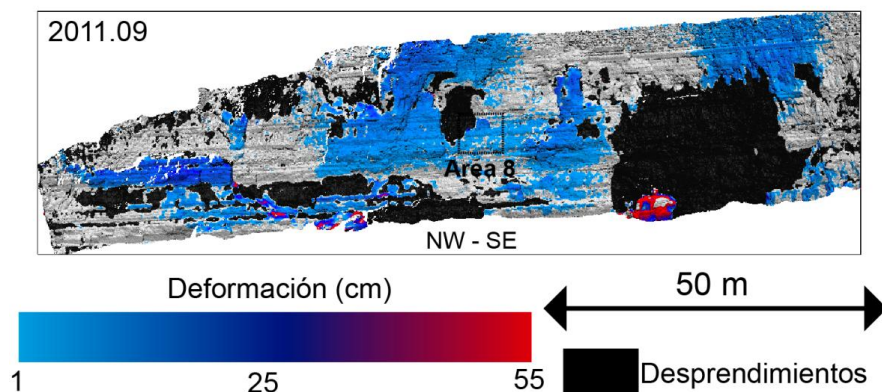
c) 2010.04 (865 días de monitoreo, **Figura 4.4**): En este periodo se detectó la caída de las áreas 1 y 2 (383 y 16 m<sup>3</sup> respectivamente). La deformación del área 3 aumentó probablemente debido a su proximidad con el área 1. Las áreas I y 4 sufrieron un incremento significativo de la deformación, alcanzando los 30 cm y 6 cm respectivamente. En cuanto a las áreas 5 y 6 la deformación se expandió afectando a más zonas, y en el área II la deformación alcanzó un máximo de 3 cm. Por último se detectó el comienzo de la deformación de la denominada área 7.



**Figura 4.4.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2010.04 (865 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída de las áreas 1 y 2.

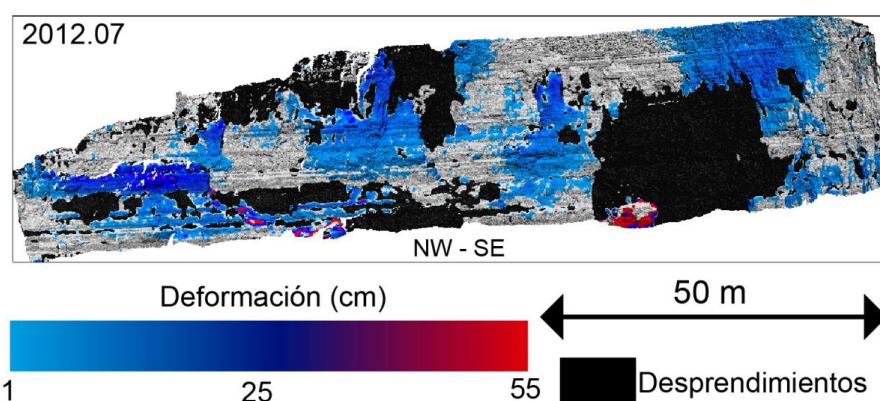
d) 2011.09 (1402 días de monitoreo, **Figura 4.5**): El cambio más significativo en este periodo es la caída de las denominadas áreas I y II (67 m<sup>3</sup> y 13.5 m<sup>3</sup> respectivamente). También se observó un gran incremento en la deformación de las áreas 4, 5 y 6

alcanzando máximos de 13 cm en el área 4, 7 cm en el área 5 y 8 cm en el área 6. En cambio el área 3 permaneció inmóvil por lo que se puede interpretar que se encuentra en una posición meta-estable. En cuanto al área 7, se produjo la caída de su parte alta y en el resto se detecta un máximo de deformación de 10 cm. Por último se detectó una nueva área de mucho menor tamaño denominada área 8.



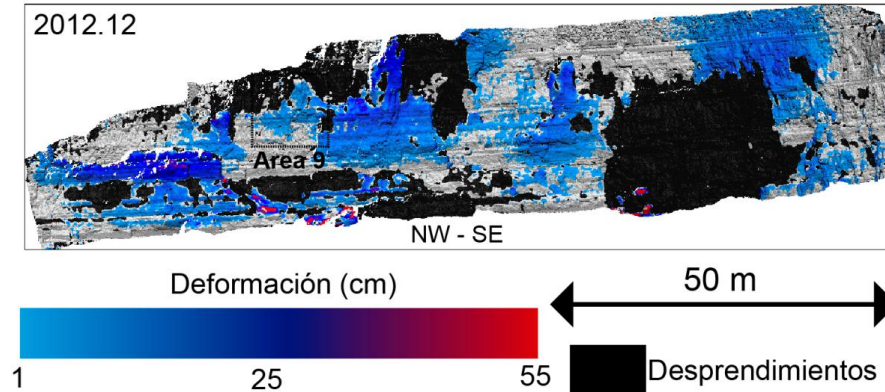
**Figura 4.5.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2011.09 (1402 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída del área I.

e) 2012.07 (1705 días de monitoreo, **Figura 4.6**): Se detectó el desprendimiento de la parte alta del área 6 (32 m<sup>3</sup>) que era la parte que alcanzaba los 8 cm de desplazamiento en el periodo anterior. Por otra parte la deformación alcanzó los 15 cm en el área 4, los 9 cm en el área 5 y los 14 cm en el área 7. Finalmente, las áreas 3 y 8 permanecen estables.



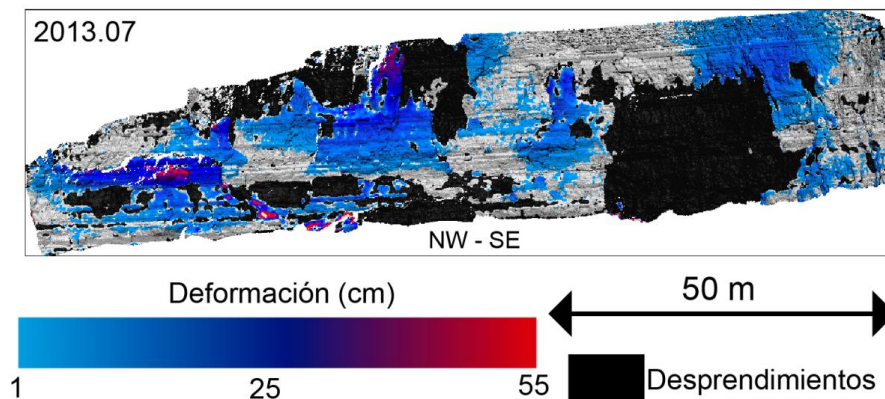
**Figura 4.6.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2012.07 (1705 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída de parte del área 6.

f) 2012.12 (1841 días de monitoreo, **Figura 4.7**): Se detectó un nuevo desprendimiento dentro del área 7 (3 m<sup>3</sup>). En el resto de esta área 7 la deformación alcanza los 17 cm. En las demás áreas se registraron máximos de 24 cm en el área 4, 10 cm en el área 5, 18 cm en el área 6 y 6 cm en el área 8. El área 3 permanece estable y se detectó movimiento en una nueva área, denominada área 9.



**Figura 4.7.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2012.12 (1841 días) y desprendimientos ocurridos.

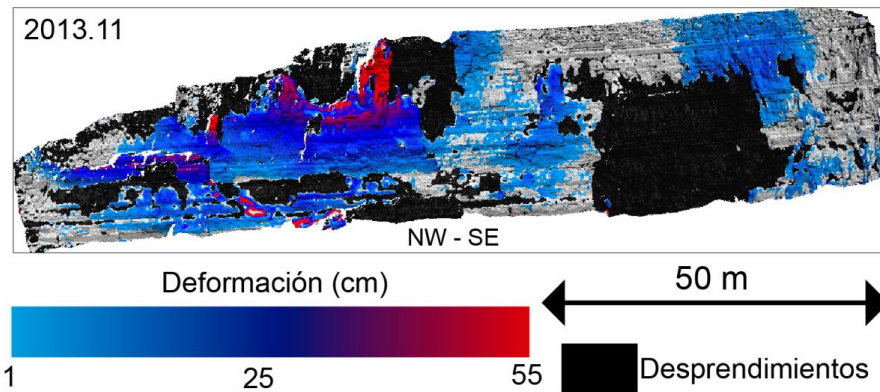
g) 2013.07 (2051 días de monitoreo, **Figura 4.8**): En este periodo la deformación en las distintas áreas alcanzó máximos de 3 cm en el área 4, 26 cm en el área 6, 24 cm en el área 7 y 8 cm en el área 9. Además las área 6 y 9 se observan unidas debido a la expansión de la zona desplazada. Por último, las áreas 8 y 5 parecen frenar el aumento de su movimiento y el área 3 permanece estable.



**Figura 4.8.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.07 (2051 días) y desprendimientos ocurridos.

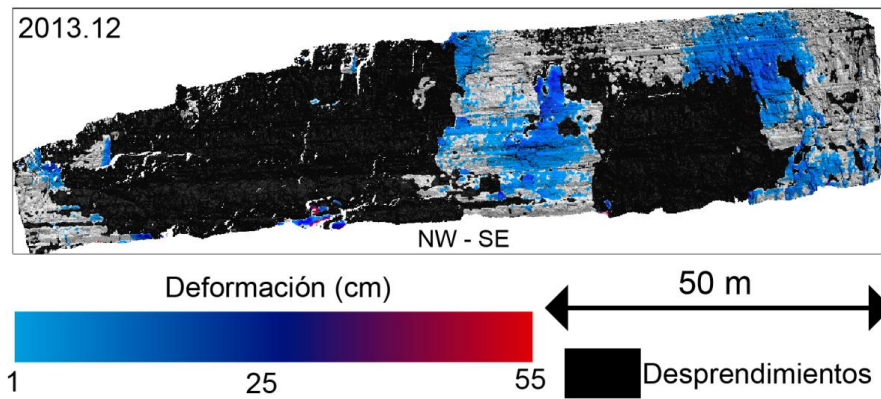


h) 2013.11 (2192 días de monitoreo, **Figura 4.9**): En este periodo se detectó nuevamente el desprendimiento de una parte del área 7 (0.4 m<sup>3</sup>) y de parte del área 4 (14 m<sup>3</sup>) que había alcanzado los 30 cm en el periodo anterior. Además la deformación se expandió tanto que se unieron las áreas 6, 7 y 9, alcanzando máximos de 4 cm en el área 6, 29 cm en el área 7 y 23 cm en el área 9. Mientras las áreas 3, 5 y 8 permanecen estables.



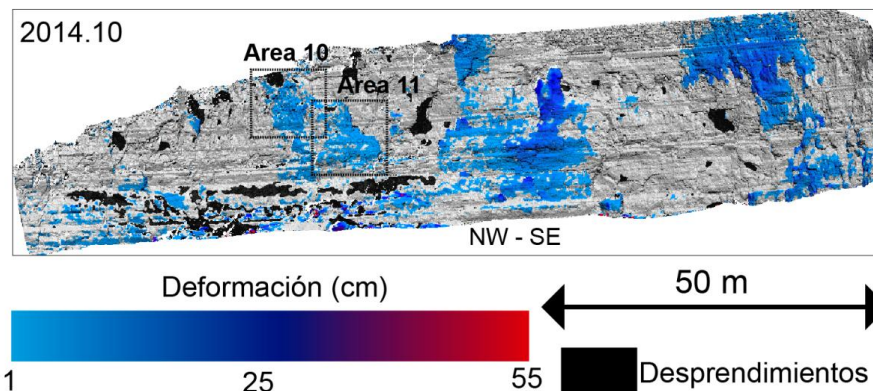
**Figura 4.9.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.11 (2192 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la deformación de las áreas 4, 6, 7 y 9.

i) 2013.12 (2217 días de monitoreo, **Figura 4.10**): En este periodo se detectó el mayor desprendimiento de todos los ocurridos en el escarpe de Puigcercós (1093 m<sup>3</sup>) y afectó a las áreas 4, 6, 7 y 9. Estas cuatro áreas poseían los mayores valores de deformación de todas las áreas afectadas por movimientos. Un análisis detallado de la evolución de esta deformación previa a la caída será presentado en el capítulo 6. Después de este desprendimiento el 68% de la pared ya se había visto afectada por desprendimientos desde el inicio del monitoreo, es por eso que los análisis comparativos futuros se realizaron a partir de la toma de datos correspondientes a este periodo.



**Figura 4.10.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2013.12 (2217 días) y desprendimientos ocurridos. Cabe destacar la caída conjunta de las áreas 4, 6, 7 y 9 (1093 m<sup>3</sup>).

j) 2014.10 (2506 días de monitoreo, **Figura 4.11**): En el periodo final, y después de la caída ocurrida en el periodo anterior, se reinició la comparación entre datos para poder detectar los nuevos movimientos que ocurran en la zona afectada por dicho desprendimiento. A estos nuevos valores se les ha sumado los valores de deformación acumulados ya existentes en los periodos anteriores, como los de las áreas 3, 5 y 8. Así la deformación acumulada en estas áreas alcanzó los 7 cm en el área 3, 11 cm en el área 5 y 10 cm en el área 8. Por último se detectaron dos nuevas áreas en movimiento dentro de la zona afectada por el desprendimiento del periodo anterior, las denominadas áreas 10 y 11 con 2 cm y 4 cm de máximo respectivamente.



**Figura 4.11.** Deformación precursora acumulada hasta el periodo 2014.10 (2506 días). Los valores de deformación en la parte de la caída de las áreas 4, 6, 7 y 9 corresponden al periodo 2013.12 - 2014.10. Los desprendimientos ocurridos también corresponden al periodo 2013.12 - 2014.10.

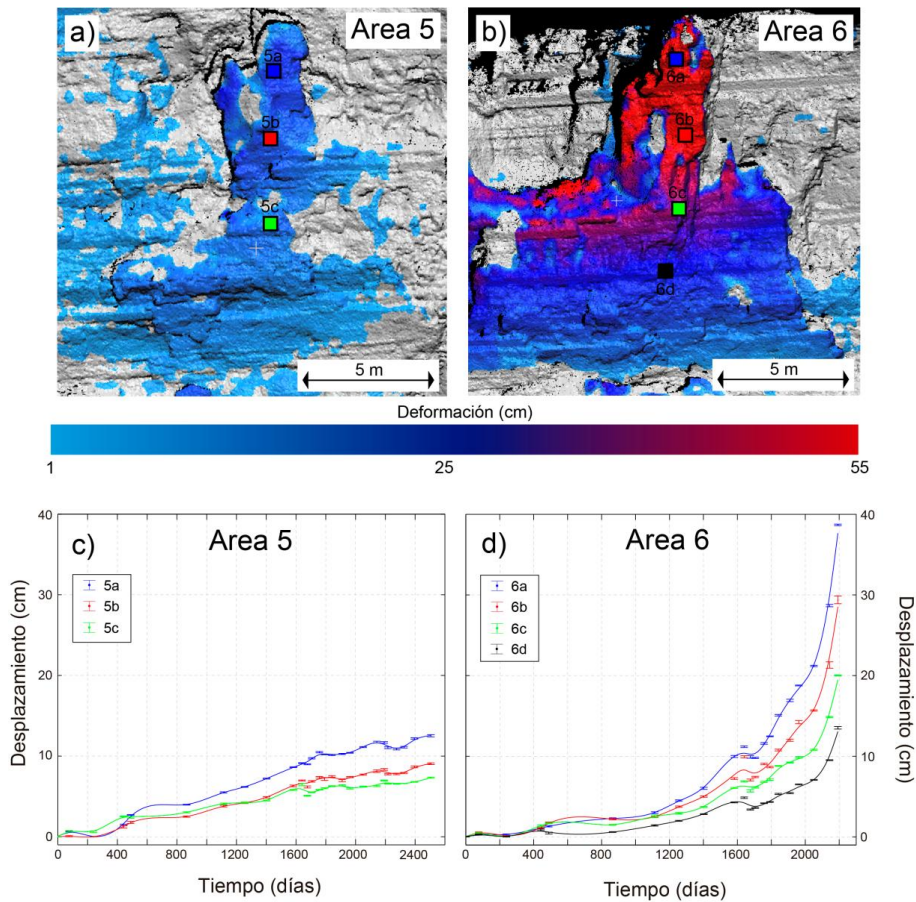
## 4.2. Evolución temporal de la deformación

---

El pronóstico de cuándo tendrá lugar la ocurrencia de un determinado desprendimiento, o predicción temporal, está basada en el análisis de la evolución temporal de los valores de deformación. Así se ha realizado dicho análisis para las áreas deformadas consideradas más importantes del apartado anterior, es decir, las de mayor área. Dichos valores de deformación se han seleccionado mediante ventanas, tal y como se expuso en el apartado 2.4.3 del capítulo 2 de esta memoria.

En un primer análisis, y con el fin de conocer la dinámica interna de las distintas áreas, se seleccionaron varias ventanas localizadas desde la parte baja a la parte alta en las áreas 5 y 6 (**Figura 4.12**). Con esta selección se observa como los valores de deformación son mayores en la parte alta y disminuyen progresivamente hacia abajo. Esta distribución de los desplazamientos es típica de los mecanismos de caída tipo vuelco en los que los bloques inestables rotan a partir de un eje situado en su parte baja (Goodman y Bray, 1976; Hoek y Bray, 1981).

Una vez conocida la distribución de la deformación dentro de las distintas áreas y para analizar la evolución de ésta respecto al tiempo, se eligieron las ventanas situadas en las partes altas de cada área, ya que son las que poseen el mayor valor de deformación. De forma general se observa una evolución de la deformación en las distintas áreas que sigue los tres “creeps” o fases definidos en el capítulo introductorio (**Figura 4.13h**). Esta teoría, divide la evolución de la deformación en las fases: primaria, secundaria y terciaria (**Figura 4.13h**). La fase primaria se caracteriza por un aumento súbito de la deformación respecto al tiempo; la fase secundaria o estacionaria se caracteriza por un aumento progresivo pero lento de la deformación respecto al tiempo; y la fase terciaria se caracteriza por una aceleración de la deformación que acaba con la caída del área afectada. En este estudio, y debido a que el mínimo valor de deformación detectable es 1 cm, se han podido detectar las fases secundaria y terciaria.



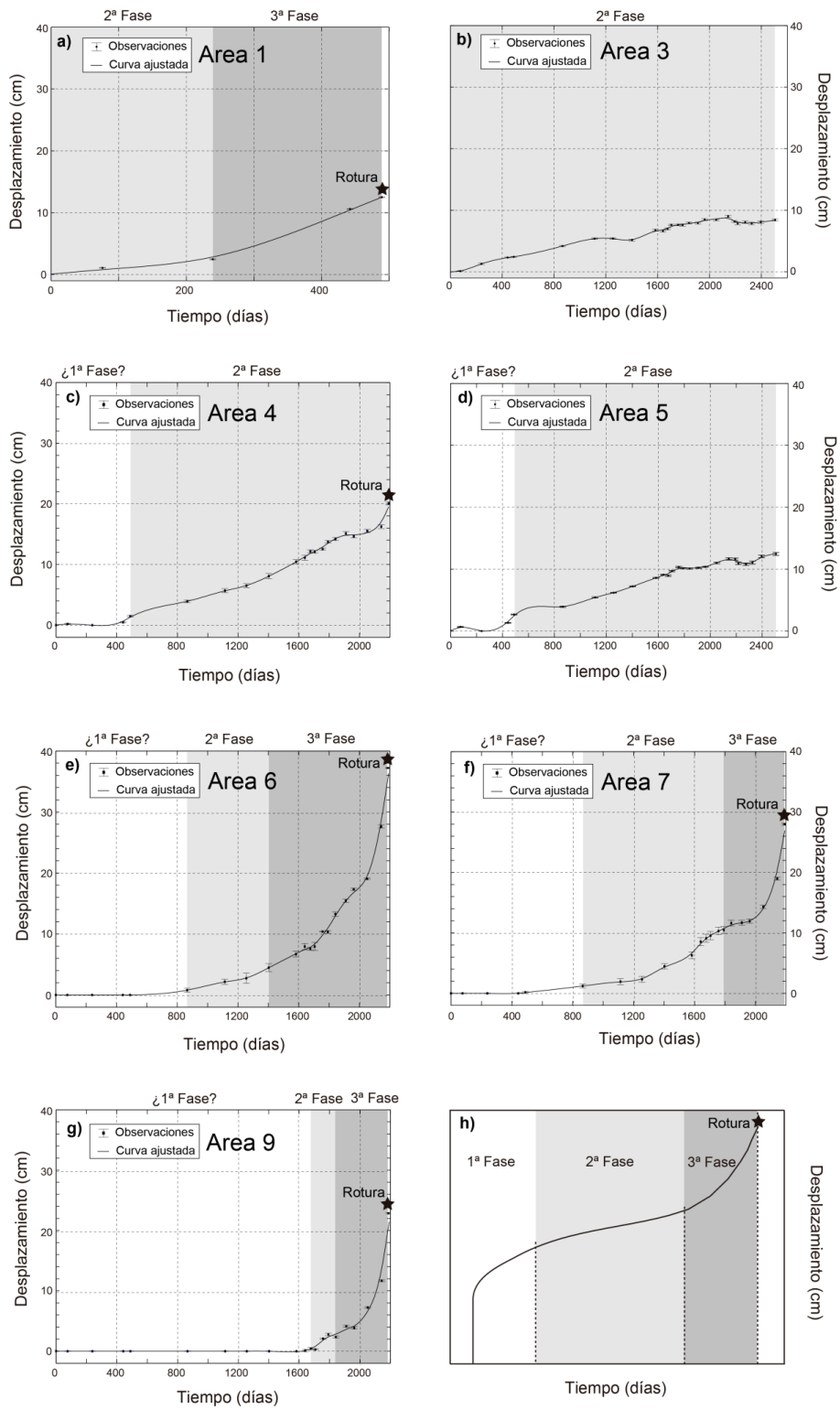
**Figura 4.12.** Distribución de la deformación precursora respecto al tiempo en las áreas 5 y 6. a) y b) Puntos de las áreas 5 y 6 donde se ha calculado la deformación. c) y d) Deformación respecto al tiempo en los distintos puntos señalados en a) y b).

A continuación se describirá con más detalle la evolución de la deformación en las áreas de mayor importancia de las detectadas mediante la predicción espacial:

**Área 1 (Figura 4.13a):** La deformación en esta área se detectó en el inicio del monitoreo, por lo que se puede deducir que había comenzado un tiempo indeterminado antes (Abellán et al., 2010). La deformación aumentó ligeramente (de 2 a 2.9 cm) hasta los 239 días de monitoreo. El cambio de fase secundaria a terciaria se detectó a los 442 días, donde se observó una aceleración de la deformación que alcanzó los 12 cm. A los 865 días se detectó la caída de esta área (383 m<sup>3</sup>).

**Área 3 (Figura 4.13b):** La evolución de la deformación en esta área fue constante y lenta durante todos los días de monitoreo, es decir, que se encuentra en la fase secundaria o estacionaria. El valor máximo de deformación alcanzado fue de 8.5 cm.





**Figura 4.13.** Evolución temporal de la deformación precursora. a) Evolución de la deformación en el área 1. b) Evolución de la deformación en el área 3. c) Evolución de la deformación en el área 4. d) Evolución de la deformación en el área 5. e) Evolución de la deformación en el área 6. f) Evolución de la deformación en el área 7. g) Evolución de la deformación en el área 9. h) Fases de la evolución teórica de la deformación precursora en las áreas inestables.

Área 4 (**Figura 4.13c**): La deformación en esta área se detectó a los 489 días. Desde el inicio y hasta los 2192 días la deformación aumentó progresivamente pero de una manera rápida alcanzando 20 cm. A los 2217 días se detectó la caída de dicha área. En este caso no se pudo detectar claramente el cambio de la fase estacionaria a la terciaria previo a la caída final.

Área 5 (**Figura 4.13d**): Las primeras evidencias de deformación en esta área se detectaron a los 489 días de monitoreo. Desde entonces y hasta el final del periodo de monitoreo la deformación progresó en la fase estacionaria, alcanzando los 12 cm.

Área 6 (**Figura 4.13e**): El movimiento en esta área se detectó por primera vez a los 489 días. Hasta los 1402 días la deformación aumentó de manera constante y a una velocidad baja, situándose en la fase secundaria. En ese momento se produjo el cambio a la fase terciaria alcanzando 40 cm a los 2192 días. Su caída se detectó a los 2217 días de monitoreo.

Área 7 (**Figura 4.13f**): En el caso de esta área, la deformación se detectó a los 865 días, aumentando en la fase secundaria hasta los 1792 días. En los siguientes periodos la deformación aumentó de forma rápida, entrando en la fase terciaria y alcanzando 30 cm a los 2192 días. Su caída se detectó a los 2217 días.

Área 9 (**Figura 4.13g**): El movimiento de esta área se detectó a los 1705 días de monitoreo. Esta deformación aumentó en la fase secundaria hasta los 1841 días, donde se produjo el cambio a la fase terciaria hasta alcanzar un valor máximo de 23 cm a los 2192 días. A los 2217 días se detectó su caída.

Del resto de las áreas, cabe destacar la detección de la fase terciaria en el área 2, que sigue un comportamiento paralelo al del área 1; y también en el área I que se encontraba ya en la fase terciaria en el momento de la detección, alcanzando un valor máximo de 48 cm antes de su caída a los 1113 días.

### **4.3. Resumen de resultados y discusión**

---

Se han podido detectar hasta 13 áreas inestables a través de la detección y análisis de las deformaciones precursoras mayores de 1 cm. Esto significa que se ha podido delimitar espacialmente la existencia de inestabilidad en 13 áreas diferentes. Este resultado es muy

relevante, sobre todo si se compara con otras técnicas de medida puntual, como estación total o extensómetros, que necesitan saber de antemano las áreas inestables para proceder a las instalaciones que requieren. Éstas pueden alterar la evolución natural del fenómeno, además de conllevar asociado un riesgo derivado del trabajo “*in-situ*” en áreas inestables. Por otra parte, al usar estas técnicas no se puede tener la certeza de que no existan otras áreas inestables que no estén siendo monitoreadas.

En cuanto a la distribución de la deformación dentro de las distintas áreas, se ha podido apreciar que el valor de los desplazamientos aumenta de abajo a arriba (**Figura 4.12**) lo cual es consistente con la interpretación de mecanismos de caída de tipo vuelco. Estas observaciones concuerdan perfectamente con las afirmaciones realizadas en el apartado 3.1.2 y con la existencia de las grietas de tensión como principal factor condicionante de las caídas de mayor magnitud.

Por otra parte, la evolución de la deformación a lo largo del tiempo en todas las áreas sigue un patrón exponencial característico de las fases secundaria y terciaria. Entre las 13 áreas afectadas por deformación, en 6 de ellas (46%) se detectó la fase final de su evolución mediante la detección de la fase terciaria, y en 8 (62%) se detectó su caída. Más concretamente, las áreas 1, 2, 3 y I fueron detectadas desde el principio del monitoreo, lo que sugiere que su movimiento ya había comenzado previamente al inicio de este estudio. Aun así, en los periodos en los que se detectó la deformación anterior a su caída, pudo ser distinguida la última fase de la evolución en las áreas 1, 2 y I. Esta fase terciaria fue también detectada en las áreas 6, 7 y 9 cuya caída se detectó simultáneamente a los 2217 días. Un análisis más detallado de la evolución de dichas áreas junto a la del área 4 será presentado en el capítulo 6.

En este apartado se demuestra la capacidad del LiDAR Terrestre para la detección y seguimiento de deformaciones precursoras de desprendimientos de rocas de volúmenes mayores a 3 m<sup>3</sup>, como ya demostrara en trabajos previos Abellán (2009). Además, conecta la predicción espacial, conseguida mediante la detección de las diferentes zonas en movimiento, con la predicción temporal, basada en el patrón de evolución de dichos movimientos a lo largo del tiempo. La predicción temporal será descrita más detalladamente en el capítulo 6.

Los movimientos precursores no han sido detectados previos a la ocurrencia de todos los desprendimientos detectados, como se puede apreciar en la **Figura 4.1**. Aquellos a los

que se les detectó deformación previa a su caída fueron los que poseían volúmenes mayores a 3 m<sup>3</sup>. Como ya describiera Abellán et al. (2010), existen tres explicaciones para la imposibilidad de detección de estos movimientos previos: a) existió movimiento precursor pero con una magnitud inferior al umbral de detección (1 cm); b) existió movimiento previo pero que temporalmente duró menos que el tiempo existente entre las diferentes adquisiciones de datos; y c) no existió movimiento previo a la caída de estos desprendimientos de pequeña magnitud (en este caso menores de 3 m<sup>3</sup>).

#### **4.4. Conclusiones**

---

En el área de estudio piloto de Puigcercós se detectaron 13 áreas afectadas por movimientos precursores después de 2506 días de monitoreo (casi 7 años). De estas 13, en 8 se detectó su caída demostrando la relación directa existente entre deformación precursora y ocurrencia de desprendimientos, y permitiendo la predicción espacial de éstos. Esta predicción espacial también está siendo realizada para las 5 áreas restantes que siguen en movimiento y que previsiblemente sufrirán un desprendimiento en el futuro próximo. En cuanto a la evolución temporal de dicha deformación, el análisis de los datos LiDAR ha permitido la diferenciación de las fases secundaria y terciaria abriendo la puerta a la predicción temporal de los desprendimientos, cuestión que será descrita con mayor detalle en el capítulo 6.



---

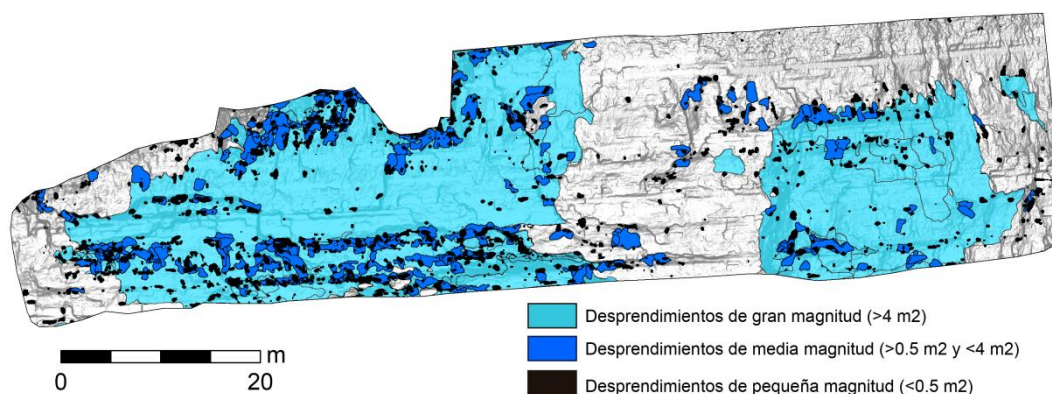
# Capítulo 5. Desprendimientos precursores

---

En el siguiente capítulo se exponen los avances conseguidos en la presente tesis en cuanto al uso de los denominados desprendimientos precursores para la predicción espacial y temporal de los desprendimientos de roca de gran magnitud en el área de estudio piloto de Puigcercós. Para ello se ha utilizado la metodología de detección y extracción 2D de los desprendimientos de rocas descrita en el apartado 2.3.1 del capítulo 2. Con la aplicación de esta metodología se ha conseguido el inventario en 2D de los desprendimientos ocurridos y el cálculo del área de cada uno de ellos.

## 5.1. Análisis espacial

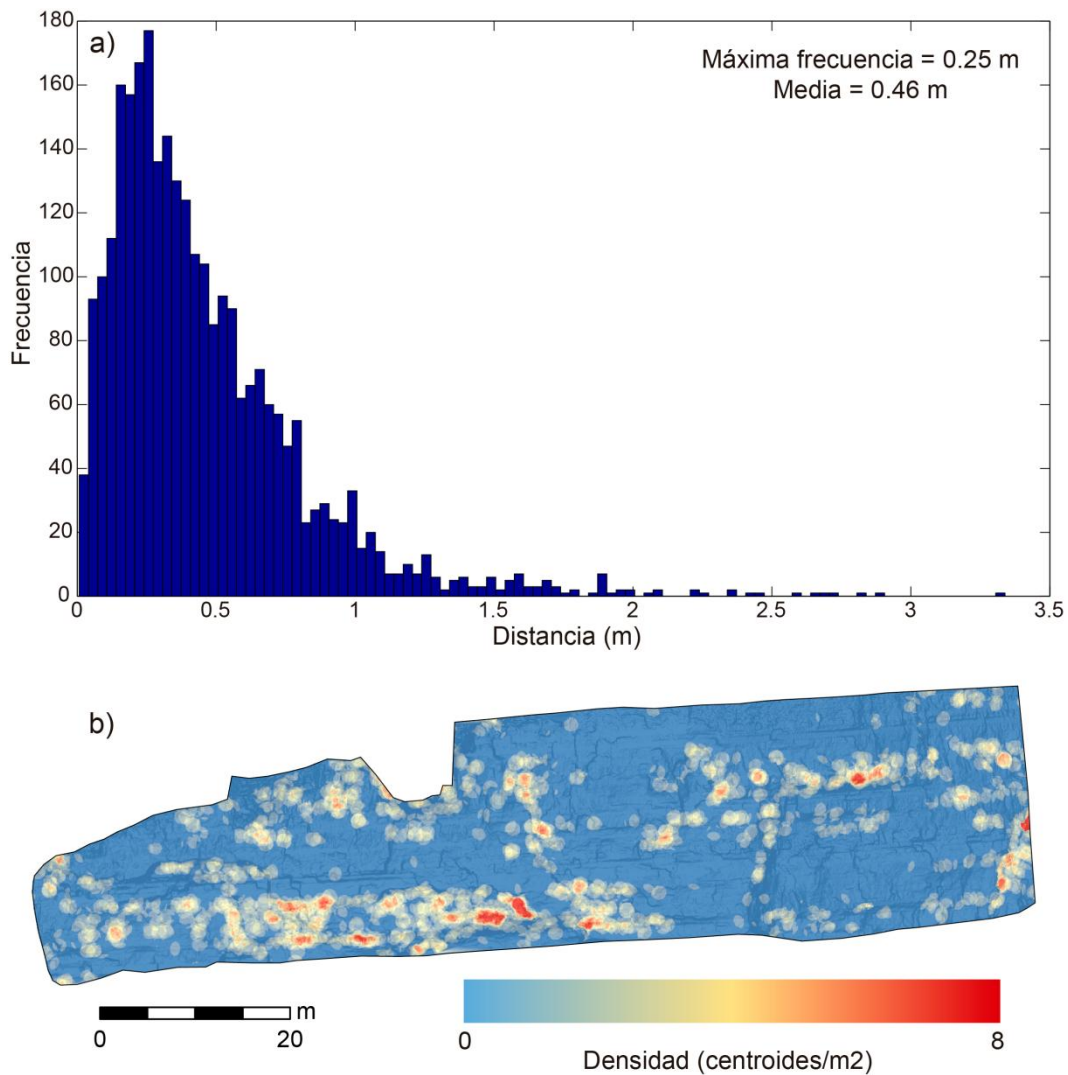
Para la realización del análisis de la distribución espacial de los desprendimientos precursores, primero se han definido cuáles de todos los desprendimientos son considerados indicadores precursores. Así, se ha realizado una clasificación de todos los eventos en función de su área (**Figura 5.1**). El área mínima detectable a partir de esta metodología es  $0.01 \text{ m}^2$ , así (a) el primer grupo serían los eventos de menor magnitud, con áreas entre  $0.01$  y  $0.5 \text{ m}^2$ . Estos pequeños eventos son los susceptibles de ser indicadores precursores de los eventos mayores. (b) El segundo grupo serían los eventos de media magnitud. En este grupo se situarían los desprendimientos con valores de áreas comprendidos entre  $0.5 \text{ m}^2$  y  $4 \text{ m}^2$ . Éstos no han sido utilizados en el análisis por no considerarse susceptibles de ser predichos mediante el uso de desprendimientos precursores. Por último, (c) el tercer grupo correspondería a los eventos de mayor magnitud, y susceptibles de ser predichos mediante el uso de los desprendimientos precursores. En este último grupo se situarían los eventos con áreas mayores a  $4 \text{ m}^2$ .



**Figura 5.1.** MDE del área de estudio piloto de Puigcercós con los polígonos de los desprendimientos ocurridos durante todo el periodo de monitoreo (2007.11 - 2014.10). Los diferentes eventos están clasificados según el valor de su área siguiendo la clasificación descrita en el texto (pequeña magnitud, media magnitud y gran magnitud).

Para la observación de la distribución espacial de los eventos precursores, se ha realizado un mapa de densidad de desprendimientos a partir de los centroides de los eventos correspondientes al primer grupo de la clasificación, es decir, de los de menor magnitud ( $< 0.5 \text{ m}^2$ ) y que son susceptibles de ser indicadores de inestabilidades mayores. Para la realización de este mapa de densidad, que está basado en la búsqueda de los centroides de desprendimientos alrededor de cada punto de la pared en una

distancia máxima definida por el usuario, primero se realizó el análisis de las distancias mínimas entre los centroides (**Figura 5.2a**). Así se observa como la distribución de estas distancias es asimétrica, con un máximo en 25 cm y con una media de 46 cm. La distancia máxima de búsqueda de los centroides vecinos para la realización del mapa de densidad quedó fijada en el valor de la media de las distancias mínimas entre centroides (46 cm). En dicho mapa se observan claramente las zonas preferentes de desprendimientos y por lo tanto las zonas más activas de ocurrencia de eventos con áreas menores a 0.5 m<sup>2</sup> (**Figura 5.2**).



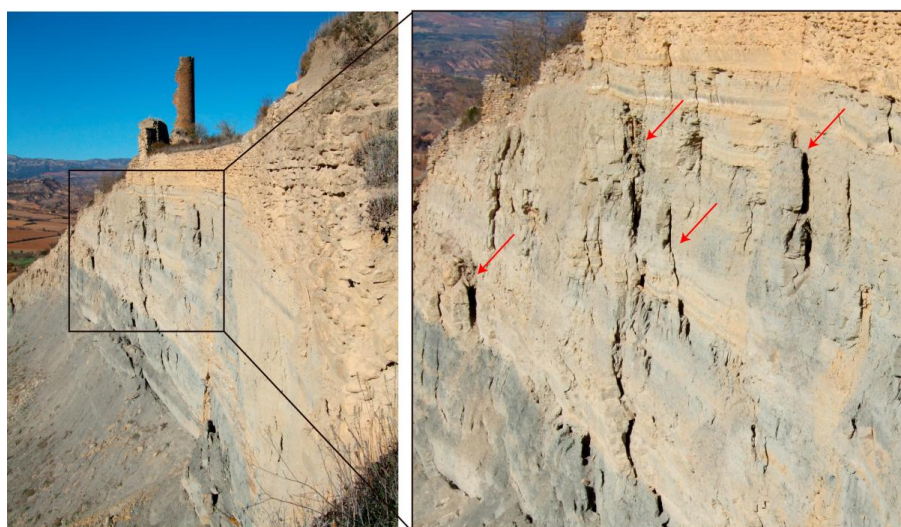
**Figura 5.2.** a) Histograma de la distancia mínima entre los centroides de los desprendimientos del grupo de pequeña magnitud. b) Mapa densidad de centroides de los desprendimientos de pequeña magnitud (< 0.5 m<sup>2</sup>).



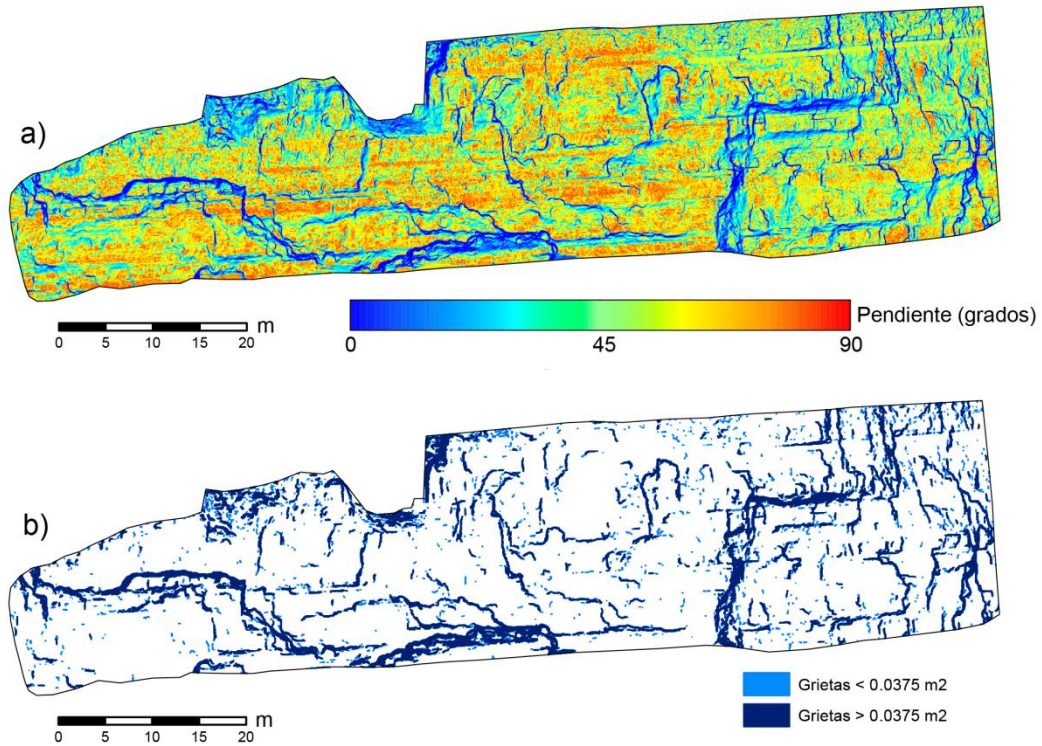
## 5.2. Relación con grietas

---

La hipótesis de partida del análisis que se realizará a continuación es que los desprendimientos de menor magnitud que actúan como indicadores precursores se localizan en las grietas de tensión que delimitan las áreas inestables (**Figura 5.3**). Así, con el fin de relacionar los desprendimientos precursores con las grietas de tensión existentes en el escarpe de Puigcercós, se ha realizado la extracción de dichas discontinuidades a partir del Modelo Digital del Escarpe (MDE) elaborado a partir de los datos LiDAR proyectados en un plano perpendicular al eje Y. Geométricamente, las grietas se observan como zonas casi horizontales en el mapa de pendientes del MDE, lo que ha permitido su extracción automática. Para ello se ha llevado un cabo un proceso que consta de los siguientes pasos: 1) elaboración del MDE a partir de la interpolación de las nubes de puntos LiDAR en una malla cuadrada de 5 cm. 2) Cálculo de los ángulos de pendiente. 3) Filtro de los valores de pendientes mayor a  $40^\circ$  y vectorización en polígonos de las zonas correspondientes a las grietas (pendiente  $<40^\circ$ ). 4) Cálculo del área de los polígonos correspondientes a pendientes y filtro en base al 3<sup>er</sup> cuartil (polígonos con área  $<0.0375$  m<sup>2</sup> fueron eliminados). En la **Figura 5.4** se muestra el modelo de pendientes y las grietas extraídas para el MDE de los datos de 2007.11. El proceso descrito anteriormente debe ser aplicado a los datos de todos los periodos ya que la configuración de las grietas va cambiando en base a los grandes desprendimientos ocurridos. Todo este proceso ha sido realizado en el programa ArcGIS.



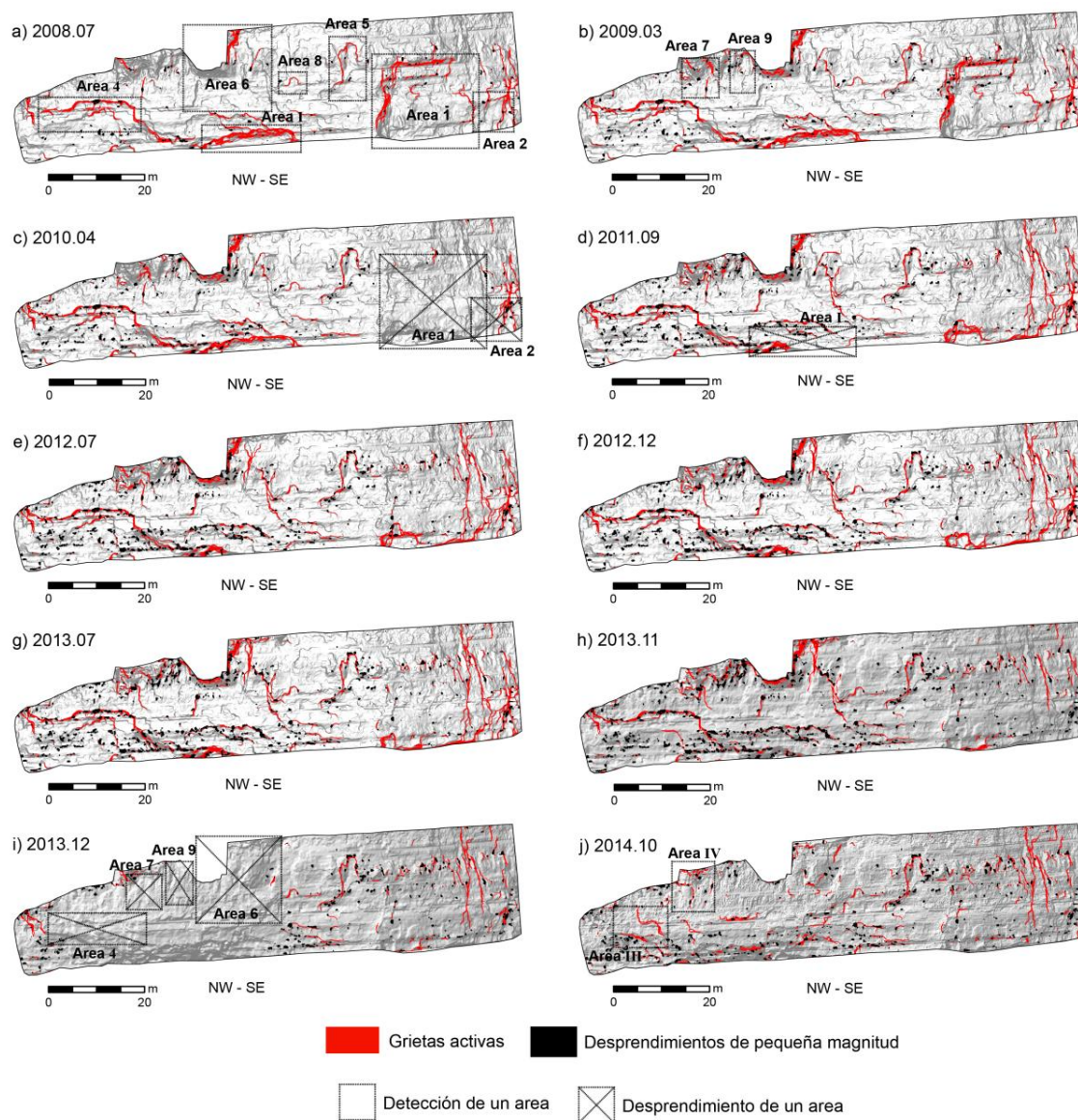
**Figura 5.3.** Fotografía oblicua del escarpe de Puigcercós donde se distinguen las grietas de tensión (flechas rojas) que delimitan las áreas inestables.



**Figura 5.4.** a) Mapa de pendientes del escarpe de Puigercós realizado a partir del MDE. b) Grietas del escarpe extraídas a partir del mapa de pendientes anterior. Las grietas están clasificadas según su dimensión (área).

Con el fin de determinar que grietas son activas y delimitar las áreas inestables, se ha realizado el análisis de la ocurrencia de desprendimientos precursores a lo largo de éstas. Una grieta fue considerada activa cuando se localizaba un pequeño desprendimiento sobre ella o a una distancia menor de 25 cm. Así, el área que delimitaba dicha grieta activa fue considerada como área inestable. Además, los desprendimientos que se asocian a las grietas activas son considerados desprendimientos precursores. En la **Figura 5.5** se muestran las grietas activas detectadas de manera automática para los mismos periodos usados en los análisis anteriores de Puigercós, y los pequeños desprendimientos utilizados en el análisis. De manera general se observa que la distribución de las grietas activas va cambiando a lo largo del tiempo debido a la ocurrencia de grandes desprendimientos o a la ocurrencia de nuevos desprendimientos precursores que activan nuevas grietas. La numeración de las áreas inestables que se utilizará a continuación será la misma utilizada en el análisis de deformación precursora realizado en el capítulo 4.





**Figura 5.5.** Análisis espacial y temporal de la evolución de las grietas activas en el escarpe de Puigcercós. Desde a) hasta j) los diez periodos de análisis más significativos. También se muestran los desprendimientos de pequeña magnitud.

En la **Figura 5.5** se puede observar como mediante este método se han detectado 11 áreas inestables delimitadas por grietas activas. Estas áreas inestables corresponden a las áreas 1, I, 2, 4, 5, 6, 7, 8 y 9 previamente detectadas mediante la deformación, y dos áreas más no detectadas anteriormente (III y IV). No se han detectado claramente las áreas inestables II, 3, 10 y 11, y además la fecha de detección de las áreas inestables entre los dos métodos es diferente. En esta cuestión se hará más énfasis en el apartado 5.4. Los cambios más significativos en la **Figura 5.5** son la caída de las áreas 1 y 2 en el periodo 2010.04 y previamente predichas en el periodo 2008.07 (**Figura 5.5a** y c), la caída del área

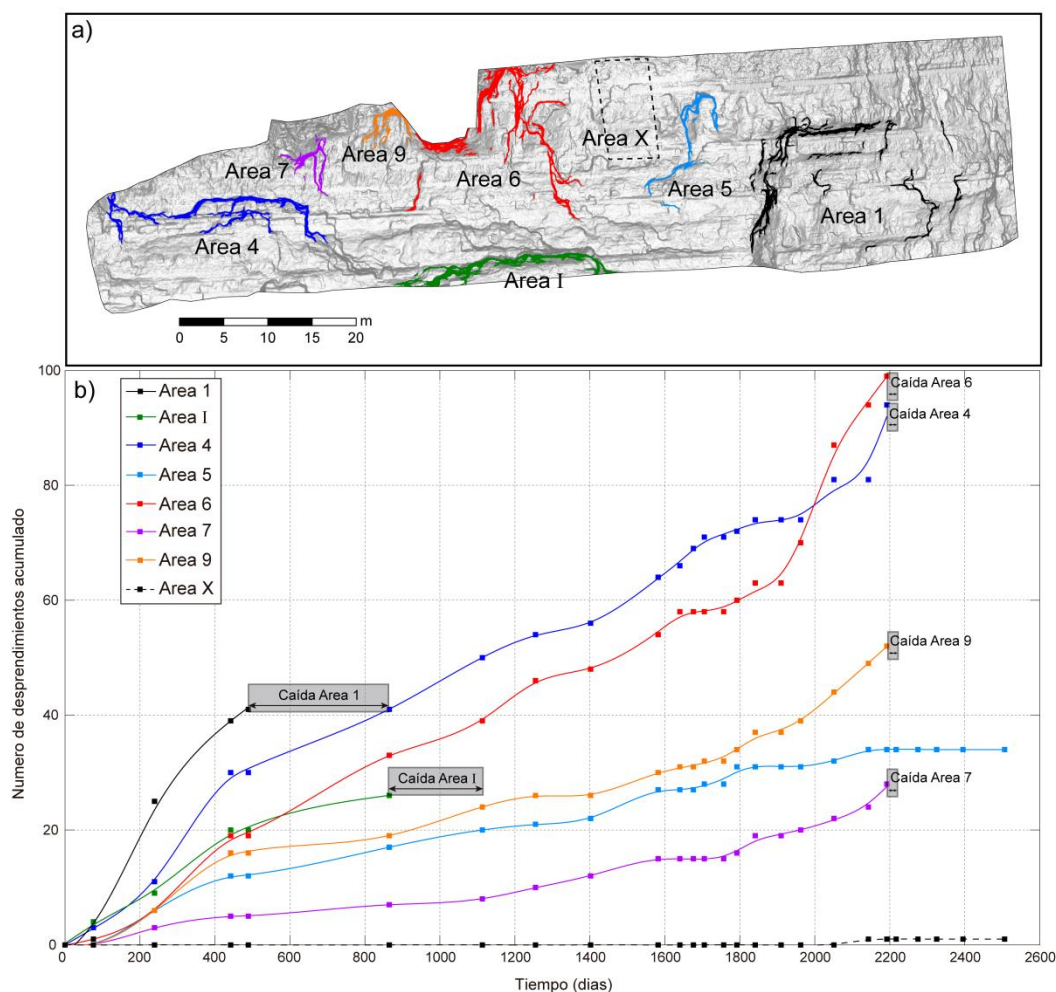
I en el periodo 2011.09 cuya inestabilidad fue predicha en el periodo 2008.07 (**Figura 5.5a** y d) y la caída conjunta de las áreas 4, 6, 7 y 9 en el periodo 2013.12 que fueron predichas en los periodos 2008.07 y 2009.03 (**Figura 5.5a, b e i**). Así, al final del análisis solo permanecen sin caer las áreas inestables 5 y 8. Además de éstas, se podrían definir otras no detectadas mediante la deformación y que deberán ser posteriormente validadas, como serían las grietas activas de las áreas III y IV situadas en la zona afectada por el gran evento detectado en el periodo 2013.12.

### 5.3. Análisis temporal

---

En la **Figura 5.6** se muestra el número acumulado de desprendimientos precursores en las áreas inestables más importantes de las predichas en el apartado anterior. Para ello se han seleccionado aquellos desprendimientos que se situaban a una distancia máxima de 25 cm de las grietas analizadas, es decir, la misma distancia a la que una grieta debía tener un pequeño desprendimiento para ser considerada activa. Además también se ha calculado el número de desprendimientos para un área considerada estable y denominada área X (**Figura 5.6**).

La primera observación importante es la casi nula ocurrencia de pequeños desprendimientos en el área de control (área X), donde se detectaron únicamente 2 eventos en los más de 2500 días de monitoreo (**Figura 5.6**). Este hecho, junto a la alta cantidad de eventos detectados alrededor de las grietas analizadas (**Figura 5.6**), refleja la ocurrencia preferente de estos desprendimientos en dichas fracturas. El área 6 es el área con un mayor número de eventos detectados, un total de 99, seguida por las áreas 4 y 9 con 94 y 52 eventos respectivamente. Hay que señalar que la evolución de la inestabilidad de las áreas 1 e I ya se encontraba muy avanzada cuando se comenzó el estudio, por lo que cabría esperar que el número de desprendimientos asociados a dichas áreas fuera sensiblemente mayor. Analizando más en detalle la evolución temporal del número de eventos en cada una de las grietas, se puede observar un aumento continuo de este número en todas las áreas analizadas. Además se puede distinguir un patrón de aceleración en los periodos justo anteriores a las caídas de las áreas 4, 6 y 9, pero no en el caso de las áreas 1, I y 7. En el área 5 se observa un patrón de baja actividad o de estabilidad transitoria.

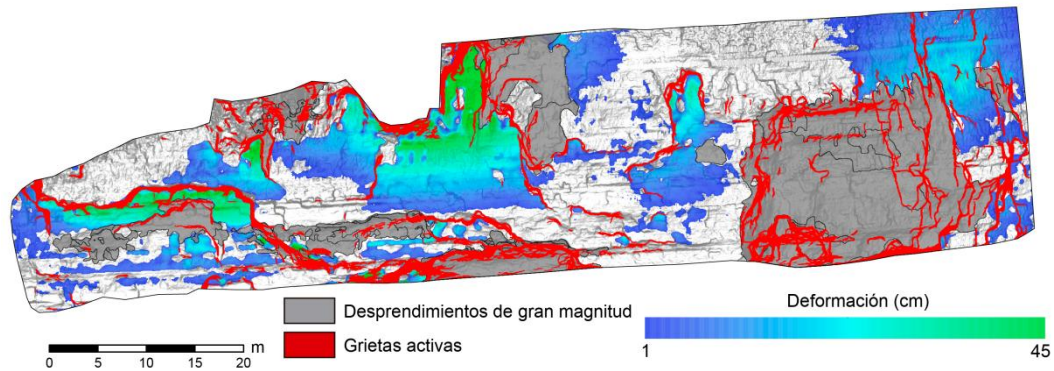


**Figura 5.6.** a) Definición de las diferentes áreas inestables con el contorno de las grietas y del área considerada estable (área X). b) Número de desprendimientos precursores acumulados en cada una de las áreas inestables y en la considerada estable.

## 5.4. Validación: Relación con áreas de deformación

Para validar la predicción de áreas inestables conseguida a partir de la detección de desprendimientos precursores a lo largo de las grietas, se ha realizado una comparación de dichas áreas con las áreas que sufrían movimientos precursores hasta el periodo 2013.11, expuestas en el capítulo 4, y con los grandes desprendimientos (>4 m<sup>2</sup>) ocurridos también hasta el periodo 2013.11. Se ha elegido realizar la validación hasta este periodo para representar la deformación que existía en las áreas 4, 6, 7 y 9 antes de su caída en el periodo 2013.12. Este hecho no modifica los resultados del análisis de validación. Así en la **Figura 5.7** se puede observar como el 70% (9 de 13) de las áreas con deformación han sido predichas espacialmente por las grietas activas. Además, el 78% (26 de 33) de los grandes desprendimientos estaban perfectamente delimitados por las

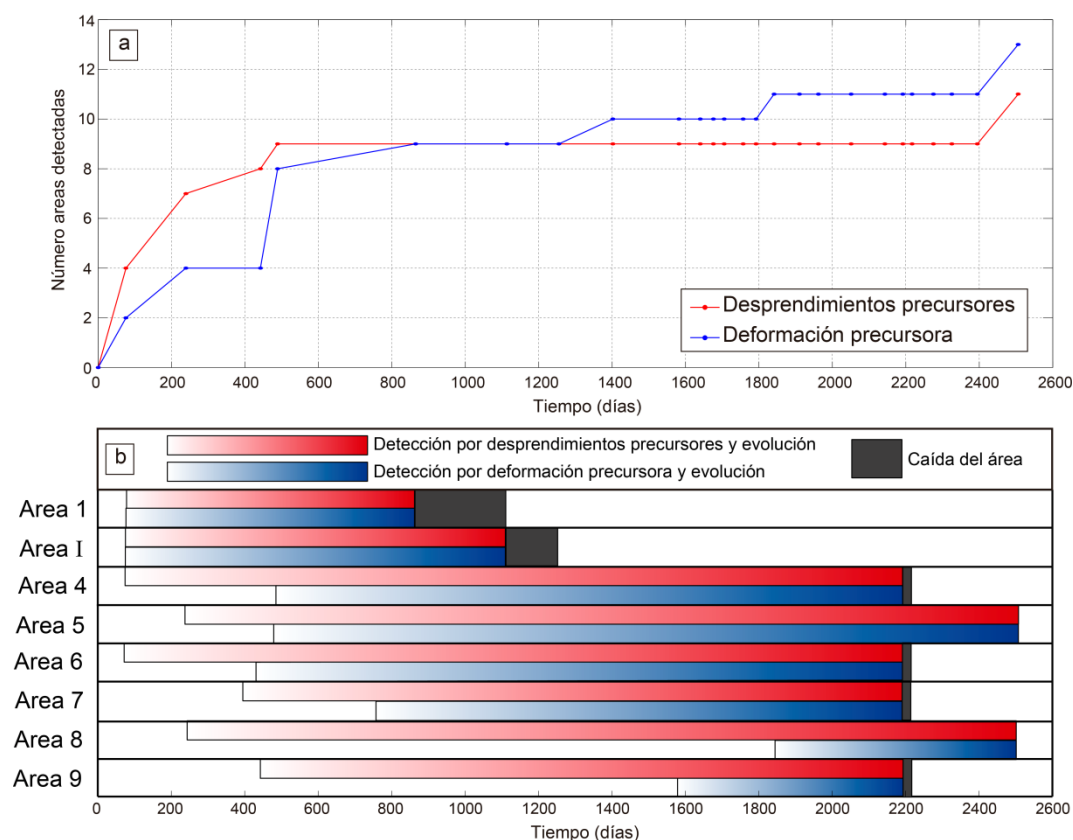
grietas activas. En cambio, las áreas en las que no se detectó ninguna grieta activa coinciden con las áreas en las que tampoco se detectó deformación precursora ni la existencia de ningún gran desprendimiento. Mediante esta validación queda comprobado el potencial de la detección de los desprendimientos precursores a lo largo de las grietas como método para predecir espacialmente las inestabilidades.



**Figura 5.7.** Test de validación en el que se representan las: grietas activas detectadas en este análisis, la deformación precursora detectada en apartados anteriores (hasta 2013.10) y los desprendimientos de gran magnitud ocurridos.

Por otra parte, también se ha realizado la comparación de las fechas de detección de las áreas inestables más importantes, tanto por deformación como a partir de desprendimientos precursores. Esta comparación se ha realizado para las áreas 1, I, 4, 5, 6, 7, 8 y 9 para evaluar el tiempo de respuesta de los dos métodos en cuanto a la predicción espacial temprana de las áreas inestables. Así en la **Figura 5.8** se puede observar el número de áreas inestables detectadas a lo largo del tiempo por cada indicador precursor. En la **Figura 5.8a** se puede distinguir como en el periodo 2009.03 (489 días) mediante los desprendimientos precursores ya se habían detectado 9 de las 11 áreas inestables, mientras que con deformación se había detectado una menos (8). Además, mediante la detección con deformación se detectarían 2 áreas inestables más de las detectadas con los desprendimientos precursores. También hay que señalar que existen dos inestabilidades detectadas con los desprendimientos precursores que no han sido detectadas con la deformación (áreas III y IV del último periodo). De igual manera existen cuatro áreas inestables no detectadas con los desprendimientos menores (áreas 3, II, 10 y 11).





**Figura 5.8.** a) Número acumulado de áreas inestables detectadas respecto al tiempo usando los desprendimientos precursores y la deformación precursora. b). Fecha de detección de las áreas inestables más significativas a partir de cada uno de los indicadores precursores (deformación o pequeños desprendimientos).

Más en detalle, en la **Figura 5.8b** se puede observar que las áreas inestables 4, 5, 6, 7, 8 y 9 se detectaron antes con desprendimientos precursores que con deformación. Son reseñables las áreas 8 y 9, que poseen más de 1000 días de diferencia entre las detecciones con ambos métodos. En el caso de las áreas 1 e I, la detección con ambos métodos fue simultánea.

Los resultados de la comparación de los dos indicadores precursores demuestran como la metodología introducida aquí, es decir, la de los desprendimientos precursores, es más eficiente temporalmente en la predicción espacial de áreas inestables que la metodología que envuelve a la deformación precursora. Ésta diferencia en la eficiencia temporal puede estar relacionada con la limitación existente cuando se utiliza la tecnología LiDAR para la detección de movimientos precursores. Esta limitación no es otra que el umbral de detección de deformación, que en este trabajo es de 1 cm. Se puede interpretar que en las primeras etapas de la inestabilidad, cuando existen deformaciones

milimétricas no detectadas, se producen ya pequeños desprendimientos en estas áreas que pueden ser detectados mediante la metodología expuesta en este apartado, y utilizados para predecir dichas inestabilidades.

## 5.5. Resumen de resultados y discusión

---

El resultado más importante de este apartado es la predicción espacial de inestabilidades en el escarpe de Puigcercós mediante la combinación de dos parámetros: a) los desprendimientos precursores y b) las grietas de tensión. Las grietas detectadas como activas delimitan exactamente las áreas afectadas por deformación o áreas en las que ocurrió un gran desprendimiento. Los trabajos existentes en la bibliografía respecto a los desprendimientos precursores (Rosser and Petley, 2008; Rosser et al., 2007) están basados en "*back-analysis*", mientras que la metodología expuesta aquí está basada en un "*forward-analysis*" y proporciona una herramienta muy útil para la predicción de grandes desprendimientos, como alternativa a la metodología más conocida basada en las deformaciones precursoras.

En cuanto a la clasificación de los desprendimientos de rocas por área, ésta fue realizada para diferenciar aquellos eventos que pueden actuar como indicador precursor y aquellos que son lo suficientemente grandes como para ser susceptibles de ser predichos mediante esta metodología. Los pequeños desprendimientos (área <0.5 m<sup>2</sup>) fueron considerados como indicadores precursores si se situaban a una distancia igual o inferior a 25 cm de una grieta de tensión. Esta distancia depende de las condiciones locales de cada área de estudio en la que se aplique dicha metodología. De la misma manera, el mínimo número de pequeños desprendimientos que debía tener una grieta para ser considerada activa era de solamente uno, valor que también depende del área de estudio. Así, queda claro que esta metodología proporciona buenos resultados en el escarpe de Puigcercós, pero los valores de ambos parámetros deberán ser adaptados a las demás áreas de estudio, sobre todo dependiendo de la configuración lito-estructural y de la dinámica de los desprendimientos.

La predicción espacial realizada aquí ha permitido la detección de 11 áreas inestables, pero observando la **Figura 5.7** se puede determinar que ésta predicción no ha sido realizada para todos los grandes desprendimientos detectados. Se proponen dos posibles



causas para la falta de esta predicción: 1) el mecanismo de caída de estos desprendimientos no predichos fue diferente a el vuelco. La metodología presentada aquí muestra buenos resultados para caídas del tipo vuelco en áreas delimitadas por las grietas de tensión, configuración que es la más común en el escarpe de Puigcercós. Pero existen algunos casos en los que los grandes desprendimientos han sido producto de la caída de un bloque inferior, lo que dificulta su predicción. Ésta es la gran limitación del método expuesto en este apartado. Y 2) la baja resolución temporal de los datos LiDAR. En ocasiones el tiempo transcurrido entre dos adquisiciones de datos ha podido no ser suficiente para predecir la inestabilidad en áreas con una rápida evolución.

Por otra parte, en la misma **Figura 5.7**, en la parte SE del área de estudio (parte derecha de la figura), también se observan detecciones de falsas grietas activas. Estas pueden ser debidas a la existencia de una familia vertical de discontinuidades que intersecta con el escarpe de manera perpendicular, y que fueron extraídas como grietas de tensión. La extracción de estas discontinuidades como grietas es debido a la sombra producida en las nubes de puntos por la posición no perpendicular del LiDAR Terrestre respecto a este sector del escarpe. Esta limitación puede ser fácilmente subsanada realizando adquisiciones desde otra estación para cubrir dichas zonas de sombra.

En cuanto al análisis de la evolución temporal del número de desprendimientos en las principales áreas inestables detectadas, el resultado más significativo y con mayores implicaciones futuras es la detección de un patrón de aceleración en el número de eventos previo a la caída de las diferentes áreas, como ya introdujera Rosser et al. (2007) en un estudio previo en acantilados costeros. Este patrón es un claro reflejo de la fase terciaria de la evolución de las áreas inestables. Estas fases ya fueron descritas en el apartado 4.2 donde fueron detectadas a partir de la deformación, pero su reconocimiento a partir de desprendimientos precursores es realmente novedoso. Este hecho está en concordancia con las afirmaciones de Rosser et al. (2007) y Rosser y Petley (2008), en las que describen que esta relación entre fase terciaria y aumento del número de desprendimientos es producto de la liberación de los esfuerzos acumulados en la fase final de la inestabilidad.

Se ha mostrado la existencia en el escarpe de Puigcercós de caídas progresivas del tipo vuelco en las cuales la acumulación de esfuerzos induce la aparición, propagación y apertura de grietas de tensión. Esta apertura de las grietas junto al progresivo vuelco

permite la detección de deformación precursora, pero como también se ha demostrado en este apartado, permite la detección de desprendimientos precursores a lo largo de las grietas. Además, se ha detectado el reflejo de la fase terciaria de las inestabilidades mediante una aceleración del número acumulado de desprendimientos en dichas áreas. Este hecho puede tener importantes implicaciones en la predicción temporal de los desprendimientos de rocas y en su posible implementación en sistemas de alerta temprana de desprendimientos.

## **5.6. Conclusiones**

---

En este apartado se ha demostrado que la ocurrencia y concentración de pequeños desprendimientos a lo largo de las grietas de tensión existentes en el escarpe de Puigcercós pueden ser utilizadas para la predicción espacial de áreas inestables, abriendo un nuevo método para la predicción de grandes desprendimientos de rocas. Además, el patrón de aceleración observado en la acumulación del número de desprendimientos precursores sobre las grietas sugiere la posibilidad de usar dicho indicador para la predicción temporal de las grandes caídas.

Con el uso del instrumento LiDAR Terrestre, se ha demostrado la alta eficacia temporal de la predicción espacial de las áreas inestables mediante el uso de los desprendimientos precursores sobre las grietas.



---

## **Capítulo 6. Análisis de caso: evento extraordinario de Diciembre de 2013**

---

En este capítulo se presenta el análisis detallado de la evolución del gran desprendimiento ocurrido en el escarpe de Puigcercós el día 3 de Diciembre de 2013 (1093 m<sup>3</sup>). Éste engloba el tratamiento de los datos LiDAR con el fin de conseguir la predicción espacial y temporal de dicho evento, así como la interpretación del mecanismo de caída y de sus posibles desencadenantes.

## 6.1. Predicción espacial

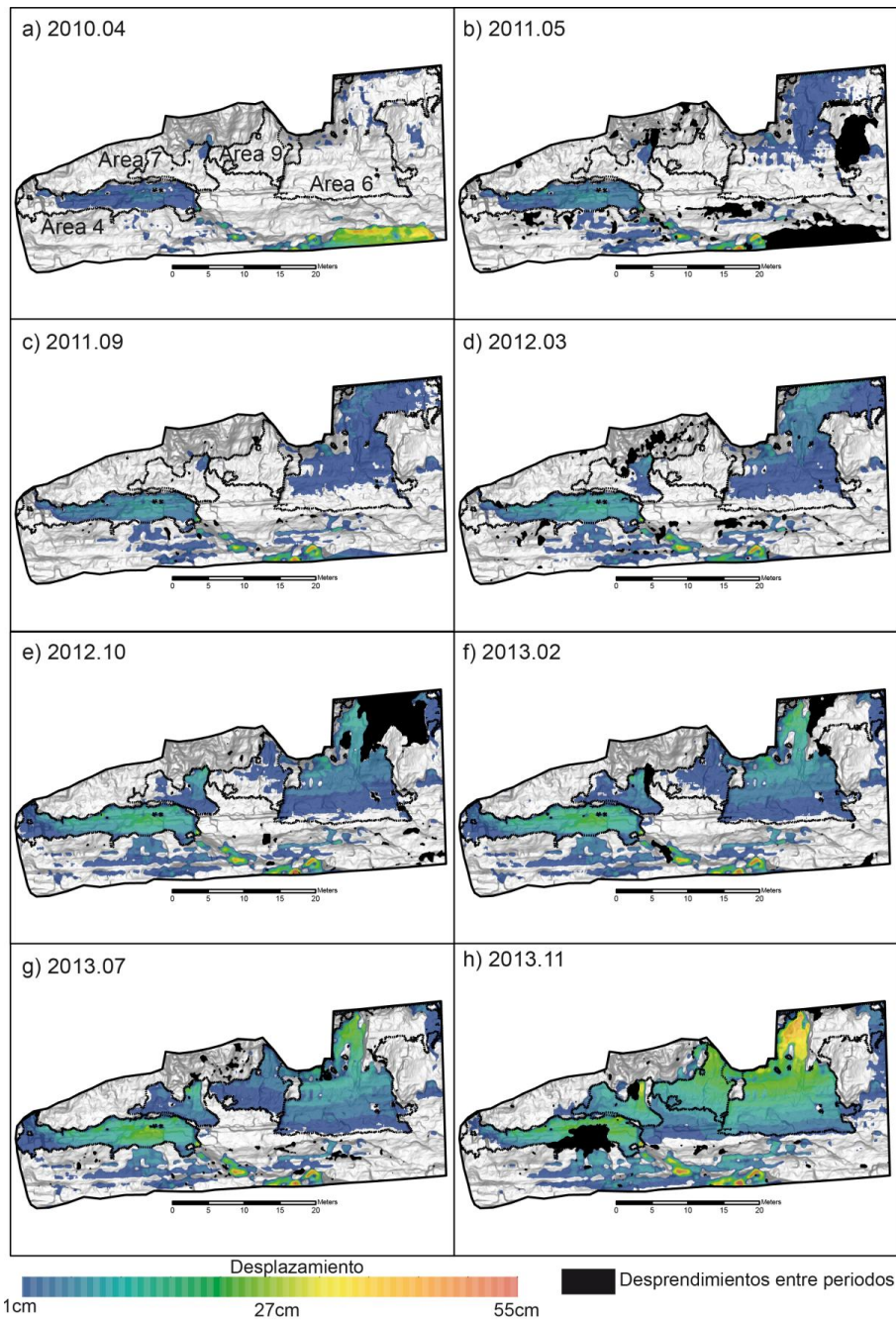
---

La predicción espacial del evento del 3 de Diciembre de 2013 está basada en la detección de la deformación precursora mediante la aplicación de la metodología NN descrita en el apartado 2.4.1 del capítulo 2. Dicha deformación fue observada en 4 áreas diferentes que luego se vieron afectadas por el mismo evento. Como ya se describió en el capítulo 4, dichas áreas fueron definidas como áreas 4, 6, 7 y 9 y su evolución detallada se observa en la **Figura 6.1**. En las mismas áreas afectadas por movimientos también se detectó la ocurrencia de desprendimientos menores como se puede observar en la misma **Figura 6.1**. Hay que señalar que la **Figura 6.1** correspondería a la mitad izquierda (NW) del escarpe de Puigcercós mostrado en la **Figura 4.1**.

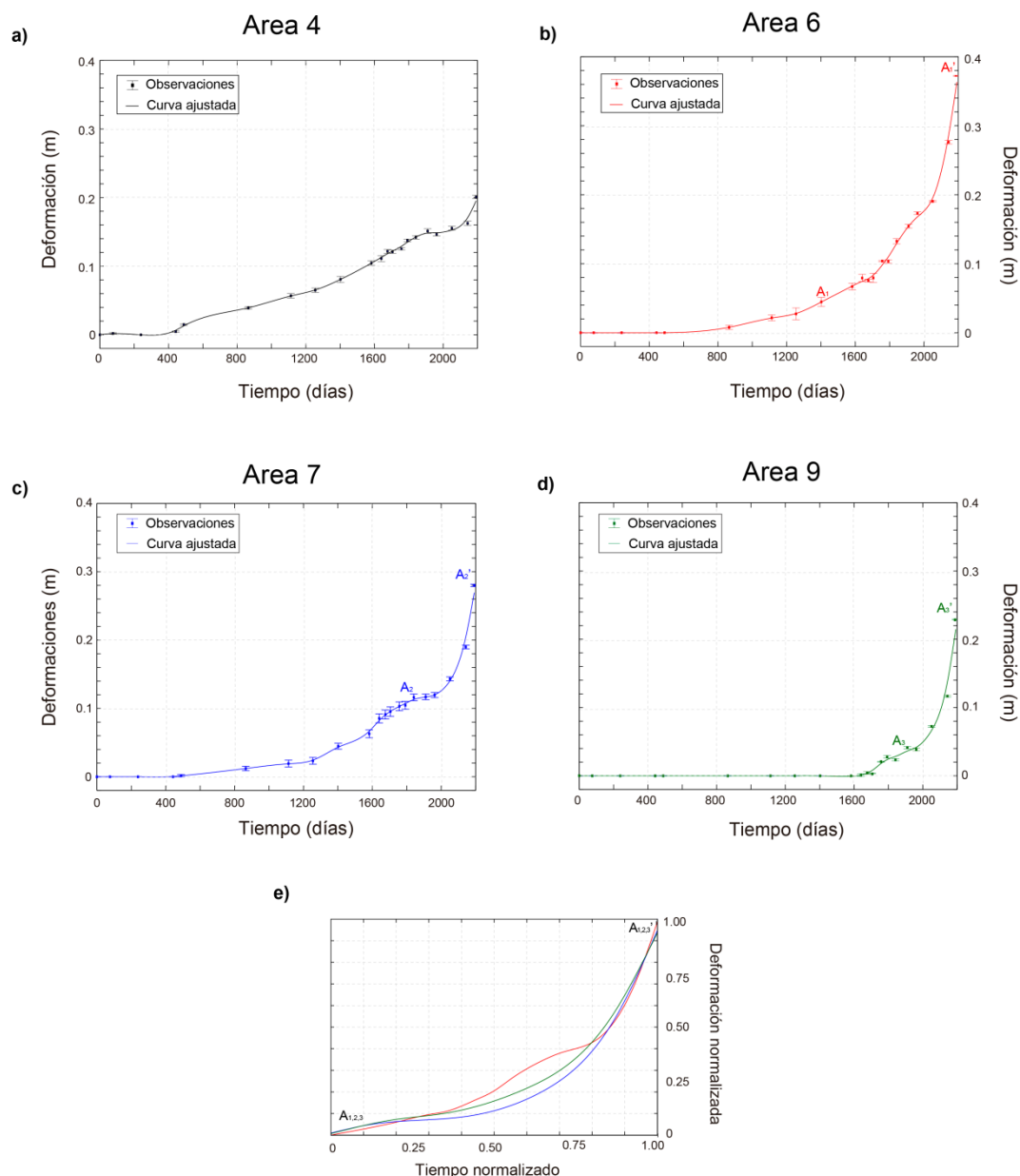
## 6.2. Predicción temporal

---

Para el análisis de la evolución temporal (**Figura 6.2**) de las áreas deformadas, se seleccionó una ventana localizada en la parte con valores más altos de desplazamiento en cada una de las áreas (para saber más detalles sobre este proceso ver apartado 2.4.3 del capítulo 2). Este análisis reveló un patrón exponencial en el aumento de los desplazamientos de todas las áreas, además de una fuerte aceleración previa a la caída en las áreas 6, 7 y 9 (**Figura 6.2b, c y d**). Esta aceleración es interpretada como la fase terciaria de la inestabilidad. La normalización de los valores de deformación comprendidos en la fase terciaria de las áreas 6, 7 y 9 demuestra el comportamiento casi idéntico de dichas áreas cuando esta fase final comenzó (**Figura 6.2e**).



**Figura 6.1.** Evolución de la deformación precursora acumulada en el área de estudio de Puigcercós. Desde a) hasta h) los ocho periodos de análisis más significativos. Se muestran también los desprendimientos ocurridos entre los distintos periodos considerados.



**Figura 6.2.** Evolución temporal de la deformación precursora en las distintas áreas inestables detectadas. a) Deformación del área 4. b) Deformación del área 6. c) Deformación del área 7. d) Deformación del área 9. e) Curva normalizada de la deformación respecto al tiempo de las áreas 6, 7 y 9 en la fase terciaria.

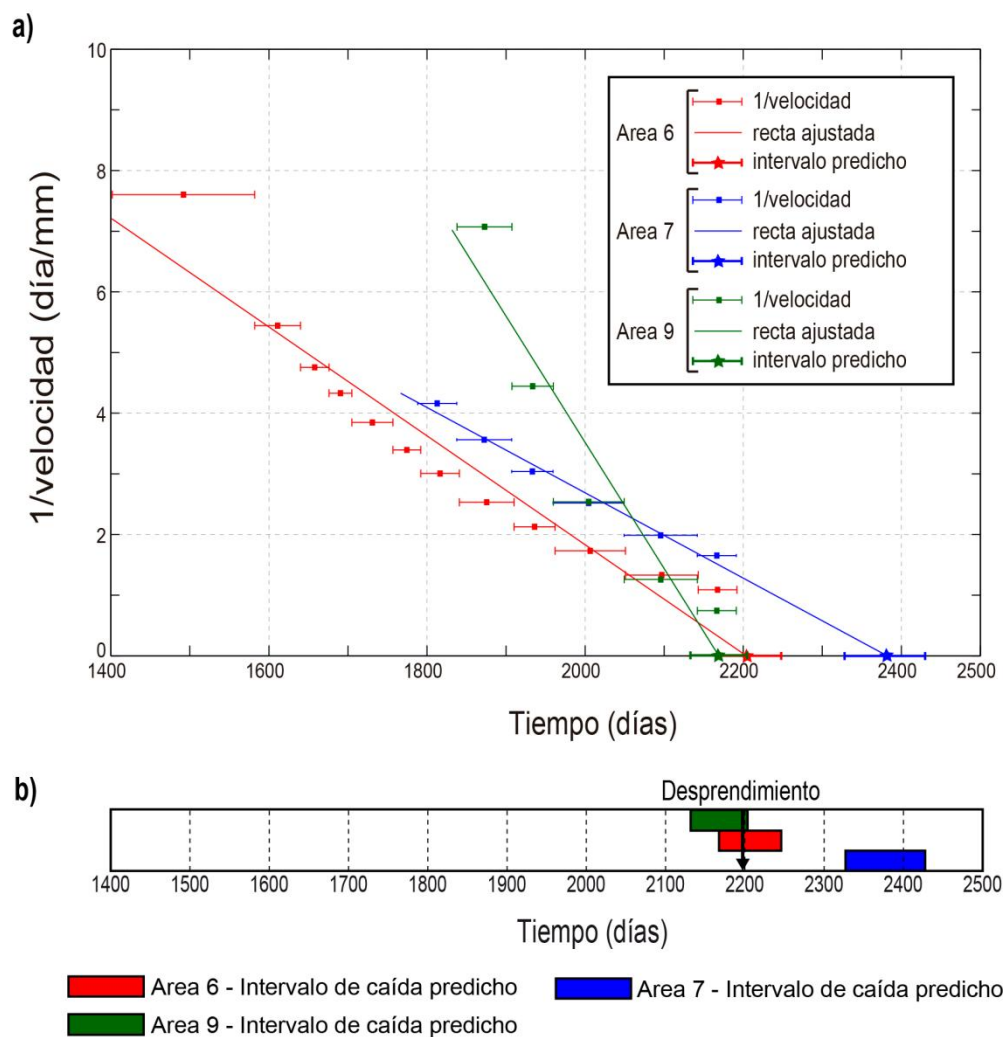
En las áreas en las que se detectó la fase terciaria se realizó el análisis  $1/v$  (ver más en apartado 2.4.4 del capítulo 2) descrito por Fukuzono (1985) y que determinan un intervalo probable de días de caída. Así dicho análisis fue realizado para las áreas 6, 7 y 9 (**Figura 6.3**). Los intervalos de días seleccionados para el análisis son los correspondientes a la fase terciaria y se pueden consultar en la **Tabla 6.1**. En ésta también se puede observar el tamaño de la ventana de datos elegida para el análisis en

número de píxeles. El intervalo de días predicho de caída para cada área analizada es (**Figura 6.3**): para el área 6 entre los días 2166 y 2250, para el área 7 entre los días 2327 y 2432, y para el área 9 entre los días 2134 y 2205. La caída de dichas áreas, junto a la del área 4 fue el día 2197 (obtenido mediante monitoreo fotográfico, ver más en el capítulo 7) así que se ha podido predecir temporalmente la caída de las áreas 6 y 9, pero no la de las áreas 4 y 7. Este hecho será discutido más adelante en el apartado de discusión.

**Tabla 6.1.** Parámetros considerados para el análisis 1/V.

	Nº pixels	Rango de datos	R <sup>2</sup> media de la regresión lineal
Área 6	24	Desde 2011/09/29 (día 1402) hasta 2013/11/27 (día 2192)	0.9156
Área 7	28	Desde 2012/10/23 (día 1792) hasta 2013/11/27 (día 2192)	0.9791
Área 9	20	Desde 2012/12/11 (día 1841) hasta 2013/11/27 (día 2192)	0.9069





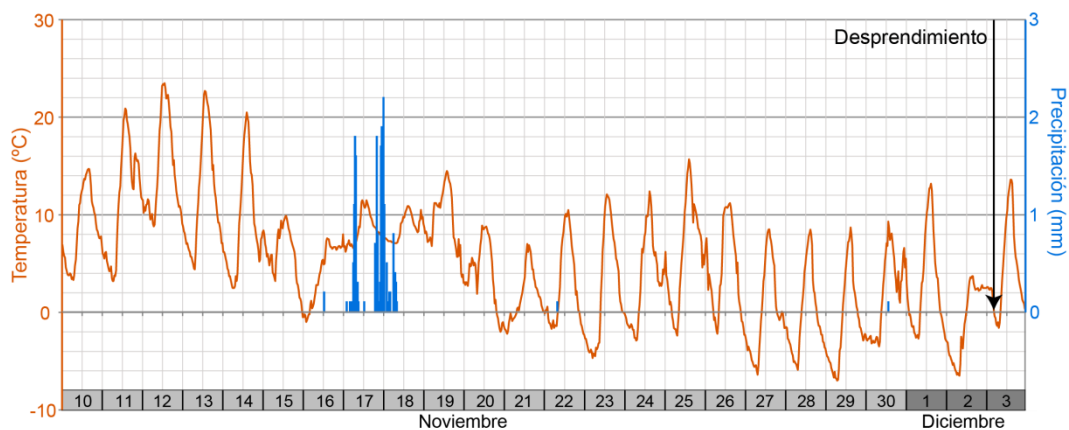
**Figura 6.3.** a) Análisis  $1/v$  para las áreas 6, 7 y 9 para el periodo de tiempo que corresponde a la fase terciaria (ver **Figura 6.2** y **Tabla 6.1**). b) Predicción del intervalo de días para la ocurrencia del desprendimiento de las áreas 6, 7 y 9. El día de la caída está indicado con una flecha negra.

### 6.3. Factores desencadenantes

Este análisis está basado en la búsqueda de los posibles factores que en última instancia provocaran la caída. Entre estos posibles factores, que en la fase final pudieran desencadenar la caída, se han considerado dos: los factores meteorológicos (precipitación y lluvia) y la actividad sísmica (terremotos). De manera precisa, y como resultado del monitoreo fotográfico que se expondrá en el capítulo 7, se sabe que el desprendimiento ocurrió entre las 16:15h del 2 de Diciembre y las 08:15h del 3 de Diciembre. En cuanto a los terremotos, en la base de datos del “*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*” se registraron dos eventos locales entre las horas en las que ocurrió el desprendimiento. Ninguno de los dos puede ser considerado factor desencadenante, ya que ambos poseen

bajas magnitudes (1.8 y 1.9) y los epicentros se localizaron a bastante distancia del escarpe de Puigcercós (en el mar Mediterráneo, a 188 y 190 km aproximadamente).

En cuanto a los factores meteorológicos, se consideraron las temperaturas y las precipitaciones hasta 3 semanas antes de que ocurriera el evento. Dichos datos fueron obtenidos del “*Servei Meteorològic de Catalunya*” y corresponden a la estación automática más cercana al escarpe de Puigcercós, situada en la localidad de Tremp a 4,5 km del escarpe. Los datos analizados tienen una frecuencia de 30 minutos. Así en la **Figura 6.4** se puede observar que se registraron 22 mm de precipitación acumulada entre los días 16 y 18 de Noviembre (17 y 15 días antes del evento). Además, entre el día 20 de Noviembre y el 3 de Diciembre se registraron 13 noches consecutivas con temperaturas por debajo de 0°C, alcanzando los -6.9°C el 29 de Noviembre. La amplitud térmica de un mismo día también fue pronunciada, alcanzando una diferencia de 18.1°C el 25 de Noviembre, favoreciendo así los ciclos hielo-deshielo.



**Figura 6.4.** Valores de precipitación y temperatura registradas los días previos a la ocurrencia del desprendimiento (desde el 10 de Noviembre hasta el 3 de Diciembre de 2013). El día de ocurrencia del desprendimiento está señalado con una flecha negra.

Aunque se puede interpretar que la temperatura, es decir los ciclos hielo-deshielo, de los días previos a la caída tuvieron mucha influencia, ninguno de los posibles factores considerados para el desencadenamiento del desprendimiento del 3 de Diciembre se observa como claro factor desencadenante. Ni los terremotos ocurridos, ni las precipitaciones que ocurrieron 15 días antes del evento, ni la mencionada temperatura, que precisamente en la noche de la ocurrencia del evento (3 de Diciembre) no fue tan baja como las noches anteriores, se muestran como claro factor externo que en último término hiciera que las áreas inestables 4, 6, 7 y 9 cayeran.

## 6.4. Discusión

---

En este apartado de la tesis se ha conseguido la predicción tanto espacial como temporal del mayor evento ocurrido en el área de estudio de Puigcercós en los casi 7 años de monitoreo. Este hecho demuestra la capacidad del LiDAR Terrestre para monitorear de una manera efectiva áreas extensas, sin tener que centrarse en puntos específicos, como sí lo hacen otros métodos clásicamente utilizados (extensómetros, estación total, etc.).

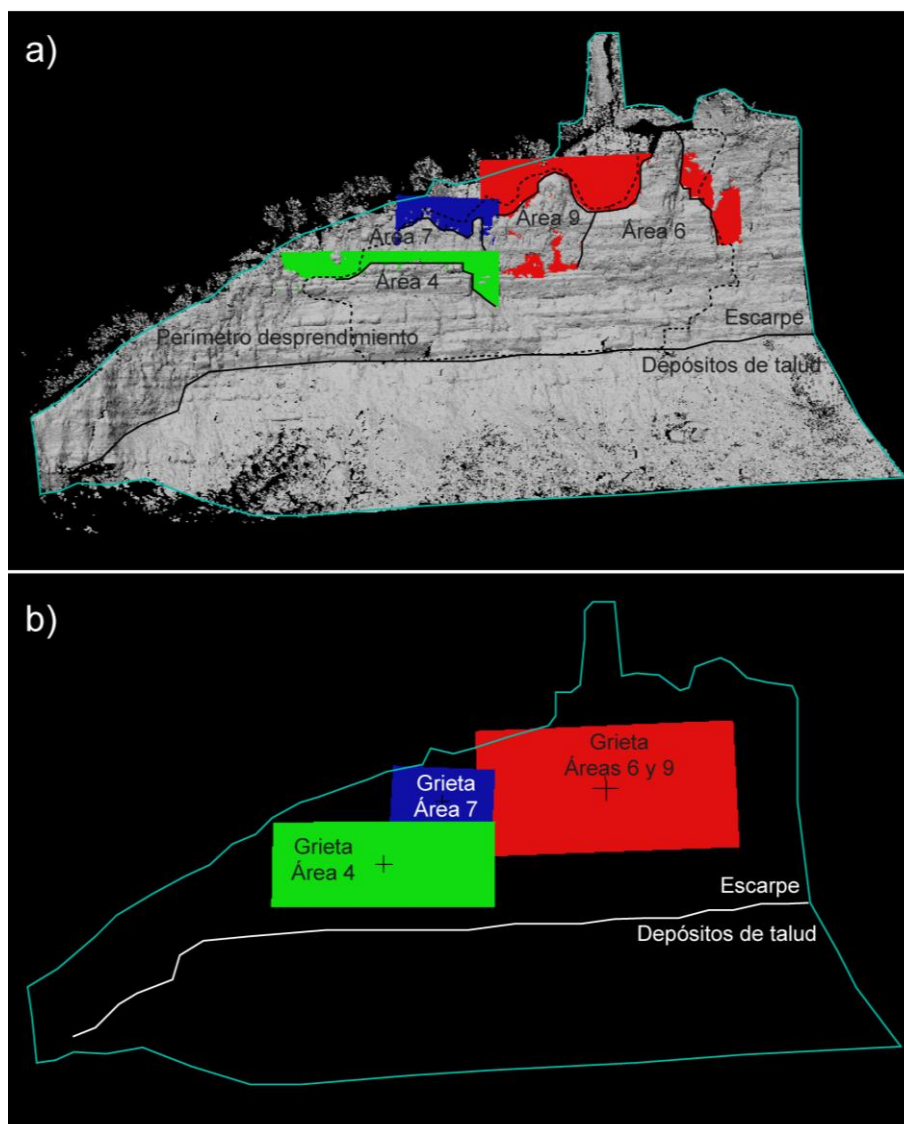
Se detectaron 4 áreas diferentes afectadas por deformación en los periodos anteriores a la caída ocurrida el 3 de Diciembre de 2013. Las cuatro áreas se caracterizaban por un mecanismo de caída del tipo vuelco, que es el mecanismo que determina las caídas de mayor magnitud en el escarpe de Puigcercós (Abellán et al., 2010; Royán et al., 2014). En tres (6, 7 y 9) de las cuatro áreas se detectó la fase terciaria de la evolución de la inestabilidad, por lo que se les aplicó el análisis  $1/v$  (Fukuzono, 1985) para determinar los días más probables de su caída. De acuerdo con el mismo Fukuzono (1985) y con otros autores que han empleado el método antes, como Zvelebill y Moser (2001) y Crosta y Agliardi (2003), para obtener el mejor ajuste en este análisis se debe aplicar solo a las áreas en las que se detectó la fase de aceleración, y solo con aquella parte de la serie de datos correspondiente a dicha aceleración. Así la correcta selección de la parte de la serie de datos correspondiente a la fase terciaria es un factor importante para obtener una correcta predicción temporal. En el diagrama normalizado de la **Figura 6.2e** se observa el comportamiento casi idéntico de la serie de datos utilizada en las tres áreas, lo que indica una correcta selección de la fase terciaria.

Una vez realizado el análisis  $1/v$  se obtiene un periodo de tiempo en el que la caída es más probable. El día exacto de la caída no puede ser predicho debido a la baja resolución temporal de las adquisiciones con el LiDAR Terrestre (una media de 105 días entre adquisiciones). El número de días de cada intervalo predicho está en concordancia con la media de días entre adquisiciones (84 días para el área 6, 105 días para el área 7 y 71 días para el área 9). Para una predicción temporal más precisa se debería aumentar la frecuencia de las adquisiciones de datos. Como el método  $1/v$  solo se aplica a la parte afectada por la fase terciaria, bastaría con aumentar la frecuencia a diaria cuando esta fase se ha detectado, y obtener así el día de caída más probable.

De los intervalos de días predichos, y que pueden ser consultados en el apartado anterior, dos de ellos (áreas 6 y 9) coinciden con el día de caída final, mientras que para

el área 7 el análisis predecía un intervalo de tiempo posterior y para el área 4 no se realizó el análisis por carecer de la fase terciaria. Con el fin de entender mejor el mecanismo que llevó a la caída conjunta de estas cuatro áreas, se realizó un análisis detallado de las grietas que las delimitaban. Para ello se realizó una reconstrucción 3D de dichas grietas, representándolas como planos principales calculados a partir de la regresión planar de estas fracturas (**Figura 6.5**). Este análisis permitió reconocer que la grieta que delimitaba las áreas 6 y 9 era la misma y que esta se superponía de manera semi-paralela a las grietas que delimitaban las áreas 4 y 7. Así, observando la posición relativa de las grietas y los resultados de la predicción temporal se propone la ocurrencia de un único evento caracterizado por un efecto dominó, es decir, la caída de las áreas 6 y 9, delimitadas por la misma grieta y predichas temporalmente, desencadenó la caída de las áreas 4 y 7.

En cuanto a los factores desencadenantes, ninguno de los considerados pudo ser claramente el factor que en última instancia desencadenara la caída. Aunque como ya se ha mencionado antes, los ciclos hielo-deshielo pudieran tener mucha influencia en la preparación de la caída final. En un estudio reciente, Blanch (2015) analiza la distribución del número de desprendimientos detectados en el escarpe de Puigcercós en las distintas estaciones meteorológicas, sin que este análisis permita correlacionar con claridad el mayor número de caídas con alguna estación del año concreta. Este hecho resalta entonces que la esperable relación directa de los factores meteorológicos (precipitación y temperatura principalmente) y la ocurrencia de desprendimientos en el escarpe de Puigcercós no se cumple, apoyando así la hipótesis de que la temperatura no fue el desencadenante del gran desprendimiento del 3 de Diciembre. De este modo, a partir de la evolución de los desplazamientos precursores se puede interpretar que la razón de la rotura final estaba relacionada solo con la estabilidad de la masa rocosa que se encontraba en movimiento.



**Figura 6.5.** a) Imagen LiDAR del escarpe de Puigcercós. Se señalan los planos ajustados a los puntos correspondientes a las grietas de tensión que condicionaron el desprendimiento del 3 de Diciembre. También se señalan el perímetro del desprendimiento (línea discontinua) y de las diferentes áreas inestables definidas en el texto. b) Planos generados a partir de las grietas de tensión.

El incremento continuo de la deformación en las áreas 6 y 9 creó un estado crítico de estabilidad que finalmente provocó su caída sin ningún claro factor externo asociado. Esta afirmación esta en concordancia con la hipótesis expuesta en Rosser et al. (2007), en la que se afirma que cuando una inestabilidad se encuentra en su última fase (fase terciaria) las fuerzas externas tienen muy poca influencia en su evolución, y por lo tanto en su desencadenamiento.

## 6.5. Conclusiones

---

En el presente análisis se ha conseguido la predicción espacio-temporal de la mayor caída registrada (1093 m<sup>3</sup>) en el escarpe de Puigcercós durante el periodo de monitoreo. La deformación precursora detectada durante 2217 días permitió la predicción espacial de cuatro áreas inestables. Además, su evolución a lo largo del tiempo permitió la detección de la fase terciaria en tres de estas áreas y la estimación del intervalo de días más probable de la ocurrencia de su caída.

La evolución de la deformación precursora, junto con el hecho de que no se detectara ningún factor desencadenante claro y la disposición de las grietas de cada una de las áreas, ha permitido la afirmación de la ocurrencia de un único evento el día 3 de Diciembre de 2013 caracterizado por un efecto dominó y en el que la degradación gradual del factor de seguridad fue la causa principal de su caída final.



---

## Capítulo 7. Monitoreo fotográfico

---

En el área de estudio piloto de Puigcercós se ha procedido a la instalación de un sistema de monitoreo permanente compuesto por una estación fotográfica que recoge datos multi-horarios del estado del escarpe. Dicho sistema se propone para aumentar la resolución temporal de las detecciones de desprendimientos de rocas, es decir, para conocer el día exacto de caída de los desprendimientos ocurridos. Además, este sistema de vigilancia propuesto es de bajo coste y de relativa fácil instalación.

Así, en este capítulo se exponen tanto las tareas realizadas para la instalación y la puesta en funcionamiento del nuevo sistema de monitoreo fotográfico, como el proceso interactivo desarrollado para extraer la información de cambios ocurridos en la pared a partir de las fotos obtenidas mediante este sistema.



## 7.1. Componentes del sistema

---

El primer paso para la instalación del sistema fue la búsqueda de los componentes idóneos que permitieran adquirir una imagen completa del escarpe y con suficiente resolución para una detección detallada de los cambios ocurridos. La elección final fue una cámara Canon EOS 600D (**Figura 7.1a**) con un sensor CMOS de 18 megapíxeles de resolución (para ver más especificaciones visitar la página web del fabricante: [http://www.canon.es/for\\_home/product\\_finder/cameras/digital\\_slr/eos\\_600d/](http://www.canon.es/for_home/product_finder/cameras/digital_slr/eos_600d/)) y un objetivo de 18-55 mm. Tras diversas pruebas, la configuración óptima elegida para la correcta toma de datos fue la definición de un valor bastante cerrado del parámetro de apertura del diafragma ( $f/10$ ) para obtener mayor profundidad de campo, y un valor variable de tiempo de exposición dependiente de la cantidad de luz y definido automáticamente por el instrumento. En cuanto a la distancia focal, ésta se fijó en 18 mm con el fin de adquirir la mayor parte del escarpe con una sola toma. Los datos adquiridos se guardan tanto en el formato RAW de Canon (cr2) como en un formato estándar de imagen (jpg).



**Figura 7.1.** Componentes principales del sistema de monitoreo fotográfico. a) Canon EOS 600D. b) Intervalómetro TWIN1 ISR (Seculine).

Para la adquisición automática de las fotografías se utiliza un intervalómetro modelo TWIN1 ISR de Seculine (**Figura 7.1b**) que conectado a la cámara actúa como disparador automático y permite la toma de hasta 9999 imágenes con un intervalo de tiempo que establece el usuario. En este caso, dicho disparador se configuró para la toma del máximo número de fotos (9999), con una frecuencia de 4 horas, es decir, 6 fotos diarias. Para almacenar estas fotos se instaló una tarjeta de memoria SD de 16 GB en la cámara,

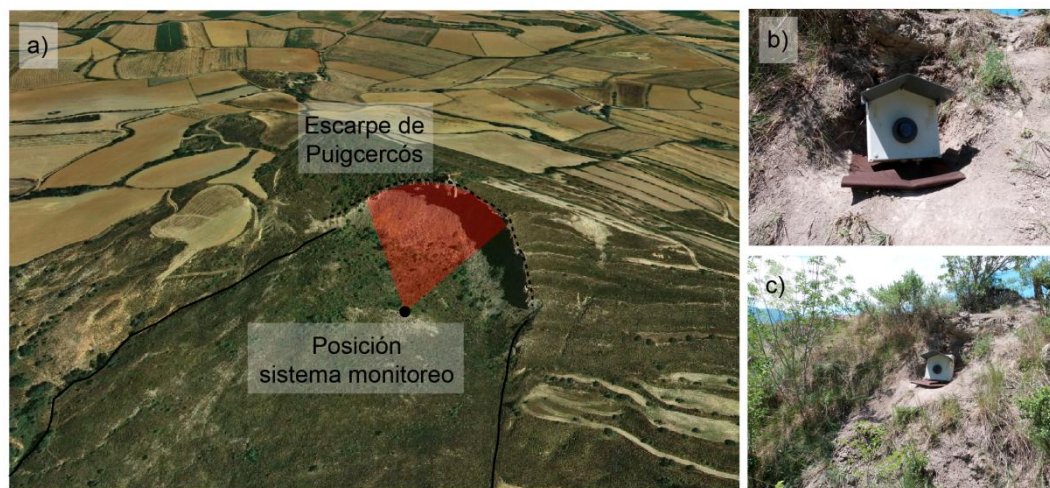
capacidad que fue elegida para almacenar un mínimo de 360 fotos (6 fotos diarias por 60 días).

En cuanto a la elección de la fuente de energía que pudiera alimentar el sistema (cámara e intervalómetro) unos 60 días como mínimo, se hicieron pruebas de la duración tanto de la batería de la cámara como de las pilas tipo CR2032 que alimentan por defecto al intervalómetro. Estas pruebas demostraron que, definiendo en la cámara unos parámetros de bajo consumo de energía (enfoque manual, estabilizador de imagen desactivado, pantalla desactivada y activación del estado de hibernación después de 30 segundos), ésta duraba más de 60 días. Por otra parte, las pruebas de consumo que se hicieron para el intervalómetro fueron negativas para 60 días así que para aumentar la duración del funcionamiento de dicho aparato se decidió instalar un adaptador de dos pilas tipo AA, con las cuales el resultado fue positivo.

## **7.2. Instalación y puesta a punto del sistema**

---

La segunda parte del proyecto fue el diseño del montaje e instalación del sistema en el escarpe de Puigcercós. Para el montaje del sistema se diseñó una envoltura estanca de PVC, recubierta internamente por poliestireno expandido para aislar el sistema de las temperaturas exteriores extremas y con una apertura circular para permitir la salida del objetivo (**Figura 7.2**). La cámara se fija a la caja a través de la rótula de un trípode en la parte interna de ésta. En cuanto a su instalación en el área de Puigcercós, dicho sistema se ancla al suelo mediante un tubo fijado con mortero en la posición elegida frente al escarpe (**Figura 7.2**). Para la elección del posicionamiento del sistema se tuvieron en cuenta los siguientes factores: 1) posición lo más perpendicular posible a la pared y que a su vez permitiera adquirir la mayor parte de su longitud; 2) localización parecida a la de la estación de toma de datos LiDAR, para poder comparar ambos resultados; y 3) lugar lo menos expuesto posible tanto a las inclemencias del tiempo como al tránsito de personas que puedan causar desperfectos en el sistema. Una vez puesto en funcionamiento el sistema basta con descargar los datos y cambiar las pilas y baterías aproximadamente cada dos meses.



**Figura 7.2.** a) localización en el área de estudio de Puigcercós del sistema de monitoreo fotográfico. b) y c) fotografías del sistema instalado en frente del escarpe.

### 7.3. Tratamiento de datos

---

Con el fin de poder detectar los cambios en la pared, interpretados como desprendimientos de rocas, a partir de la comparación de pares de fotos se ha desarrollado un proceso interactivo de comparación de los distintos canales que las componen: Red, Green y Blue (RGB). Los datos de partida de dicho proceso deben ser dos fotos de diferente fecha y con unas características de iluminación parecidas. Este último factor es importante para poder detectar los verdaderos cambios en la pared y no los cambios debidos a la iluminación. Una vez elegido el par de fotos se puede proceder a iniciar el proceso desarrollado para esta tesis y programado en lenguaje MATLAB, que consiste en los siguientes pasos (**Figura 7.3**):

a) Primero se tiene que verificar si es necesaria una alineación de las fotos, ya que éstas pueden estar ligeramente desplazadas entre sí debido a factores meteorológicos (viento sobre todo) que hayan afectado al sistema instalado en el área de estudio. Si se determina que la alineación es necesaria, ésta se lleva a cabo mediante un proceso iterativo basado en la intensidad de las fotos. Como imagen referencia se selecciona la más antigua y como imagen a alinear la más reciente. La función de MATLAB utilizada para este proceso se denomina “imregister” y pertenece a las herramientas de procesado de imágenes (Image Processing Toolbox - (Gonzalez et al., 2004)). Para el óptimo funcionamiento de la función, el usuario debe definir dos parámetros: el número de iteraciones (siendo el mínimo 100) y un factor de escala por el que se divide el radio

inicial de búsqueda para la alineación (mínimo 1 y normalmente 3). Como resultado se obtiene una matriz de roto-traslación que se aplica a los tres canales de la fotografía considerada para alinear.

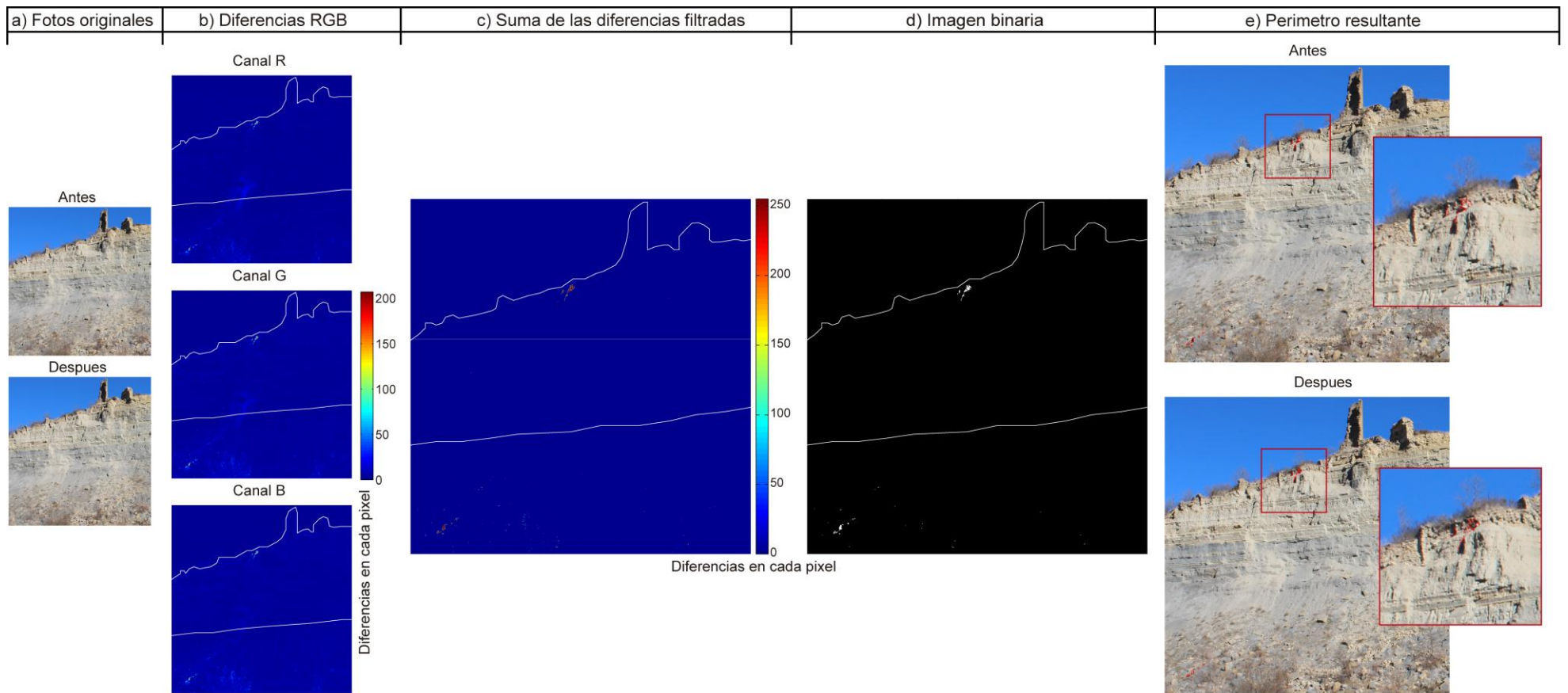
b) A continuación se calculan las diferencias entre las dos fotos en cada canal. Hay que señalar que cada uno de ellos es tratado como una matriz con valores comprendidos entre 0 y 255. Las diferencias observables entre los canales de las fotos deben pertenecer a los cambios en la pared. Así, se procede al filtrado de los valores pequeños de diferencias en cada canal que se atribuyen a ruido. Los umbrales de filtrado en cada canal los define el usuario mediante la observación de sus diferencias.

c) Una vez filtrados los primeros valores de ruido se procede a la suma de los valores resultantes de los tres canales para poder realizar un segundo filtrado de ruido también definido por el usuario. Con este segundo filtrado se eliminan aquellos cambios que solo se observaban en uno o dos canales, manteniendo aquellos que realmente se encontraban en los tres y que son interpretados como los verdaderos cambios o desprendimientos de rocas.

d) Una vez ya filtrado todo el ruido considerado por el usuario se procede a la creación de una imagen binaria donde cada pixel es de color blanco o negro dependiendo de si se ha detectado cambio (blanco) o no (negro). Dicha imagen se realiza con la función "im2bw" de MATLAB (Gonzalez et al., 2004).

e) A partir de la imagen binaria creada en el paso anterior, el usuario define un valor mínimo de píxeles agrupados por debajo del cual los cambios no se consideran desprendimientos. Este filtro por valor mínimo de píxeles se realiza con la función "bwareaopen" de MATLAB (Gonzalez et al., 2004).

f) Por último se individualizan y se vectorizan las áreas definidas por los diferentes píxeles agrupados resultantes del paso anterior, mediante la función "bwboundaries" de MATLAB (Gonzalez et al., 2004). Estos polígonos vectorizados se representan sobre las fotografías originales de manera que permiten identificar y verificar los desprendimientos de rocas detectados, así como realizar una estimación del área de cada uno de ellos.



**Figura 7.3.** Flujo de trabajo del proceso desarrollado para la detección de cambios entre fotografías. Desde a) hasta e) los pasos más importantes de dicho proceso.

## 7.4. Problemas y limitaciones

---

El primer problema detectado, y luego solucionado, fue el de la corta duración de las pilas tipo CR2032 del intervalómetro. Este problema propició la incorrecta adquisición de las fotos en algunos periodos de tiempo desde el inicio del monitoreo, pero fue solucionado mediante la instalación de un adaptador para pilas del tipo AA que proporcionan suficiente autonomía al sistema. Otro de los problemas encontrados es la suciedad que se acumula en la pantalla situada en la apertura circular del objetivo de la cámara, problema que se agrava cuando existen lluvias abundantes. En este caso se está trabajando para resolver la problemática. Por otra parte también se ha detectado la acumulación de vaho en la misma pantalla en las fotografías correspondientes a las primeras horas de la mañana, aunque este problema se suele dar sobre todo en los meses de invierno debido a la diferencia de temperatura entre el día y la noche. Por último, una limitación del propio sistema es la incapacidad de adquirir imágenes nocturnas. Al no existir ningún tipo de sistema de iluminación artificial parte de las 6 imágenes diarias tienen que ser desechadas por la falta de luz. Al igual que con el problema anterior, este se agrava en los meses de invierno cuando las horas de sol disminuyen.

En cuanto a las limitaciones del procesado, la más importante es la necesidad de usar pares de fotos con una iluminación muy parecida, es decir, se deben comparar imágenes de días diferentes pero de la misma hora. Además, aún siendo de la misma hora deben ser días con una luz parecida, es decir, no se podrían comparar imágenes de la misma hora pero de días diferentes en los que las condiciones meteorológicas no fueran las mismas. Esta es una gran limitación del sistema que no tiene fácil solución con las cámaras fotográficas estándar.

Aun existiendo numerosas limitaciones, hay que resaltar que dicho sistema es capaz de detectar los desprendimientos de rocas ocurridos en el escarpe de Puigcercós, como se mostrará en los resultados preliminares del siguiente apartado. Este hecho supone una mejora significativa en la resolución temporal de las detecciones, sobre todo comparada con las conseguidas mediante el monitoreo con LiDAR Terrestre. De esta manera, este sistema supone un avance notable de la investigación realizada.

## 7.5. Resultados preliminares

A continuación se presentarán los resultados preliminares obtenidos mediante este nuevo sistema de monitoreo. En concreto se expondrán los resultados de la serie de datos comprendida entre el 6 de Octubre de 2013, día que se puso en funcionamiento el sistema, y el 3 de Diciembre de 2013, día de la ocurrencia del mayor evento detectado en el escarpe de Puigcercós (1093 m<sup>3</sup>). En total se detectaron 11 eventos menores (**Tabla 7.1**) además del gran evento entre las 16.15h (GMT) del 2 de Diciembre y las 08.15h (GMT) del 3 de Diciembre. Hay que señalar que el sistema falló entre los días 15 y 27 de Noviembre por los mencionados problemas con la energía del intervalómetro.

**Tabla 7.1.** Inventario de los desprendimientos detectados por el sistema de monitoreo fotográfico desde el 6 de Octubre hasta el 3 de Diciembre de 2013. El sistema falló entre los días 15 y 17 de Noviembre de 2013.

Número desprendimiento	Fecha de ocurrencia	Área estimada (m <sup>2</sup> )
1	2013/10/15	0.02
2	2013/10/25	0.06
3	2013/11/01	0.11
4	2013/11/02	0.9
5	2013/11/09	0.05
6	2013/11/10	0.6
7	2013/11/13	0.06
8	2013/11/15-27*	0.48
9	2013/11/15-27*	1.5
10	2013/11/28	0.9
11	2013/11/30	0.05

El rango de los eventos menores varía entre 0.02 m<sup>2</sup> del evento 1 y 1.5 m<sup>2</sup> del evento 9 de la **Tabla 7.1**. Un efecto detectado mediante este sistema de monitoreo, y que es uno de los problemas derivados del monitoreo por periodos del LiDAR Terrestre, es la superposición de eventos. En el mes de Noviembre se detectó la superposición de dos eventos (eventos 4 y 6 de la **Tabla 7.1**) en relación a la detección con los datos LiDAR. Además, previo a la gran caída del 3 de Diciembre se detectaron dos eventos menores (eventos 10 y 11 de la **Tabla 7.1**) que en los datos LiDAR se encuentran dentro del evento de gran magnitud. Un ejemplo de detección mediante este método se puede observar en la **Figura 7.3e**.

## 7.6. Conclusiones

---

El sistema de monitoreo fotográfico instalado en el área de estudio piloto de Puigcercós, aun teniendo algunas limitaciones, se ha mostrado como un sistema efectivo para la detección de la ocurrencia de desprendimientos, así como de su día de ocurrencia exacto. Esta sería la principal ventaja respecto al monitoreo realizado con LiDAR Terrestre. De los resultados preliminares se puede concluir: a) que el proceso interactivo desarrollado para la comparación de pares de imágenes funciona correctamente bajo determinadas condiciones iniciales, descritas en el apartado 7.4; y b) que dicho sistema ha permitido detectar el fenómeno de la superposición de eventos en los desprendimientos de rocas detectados con los datos LiDAR. Así, este sistema permanente permitirá una mayor precisión temporal de las detecciones, que conllevará asociado una correlación más detallada con los posibles factores desencadenantes (terremotos y meteorología), y una mejor estimación de la relación M-F una vez detectada las superposiciones de eventos.





---

# **PARTE IV:**

**Aplicación a un área con  
riesgo geológico**

---



---

# **Capítulo 8. Desprendimientos en la Montaña de Montserrat**

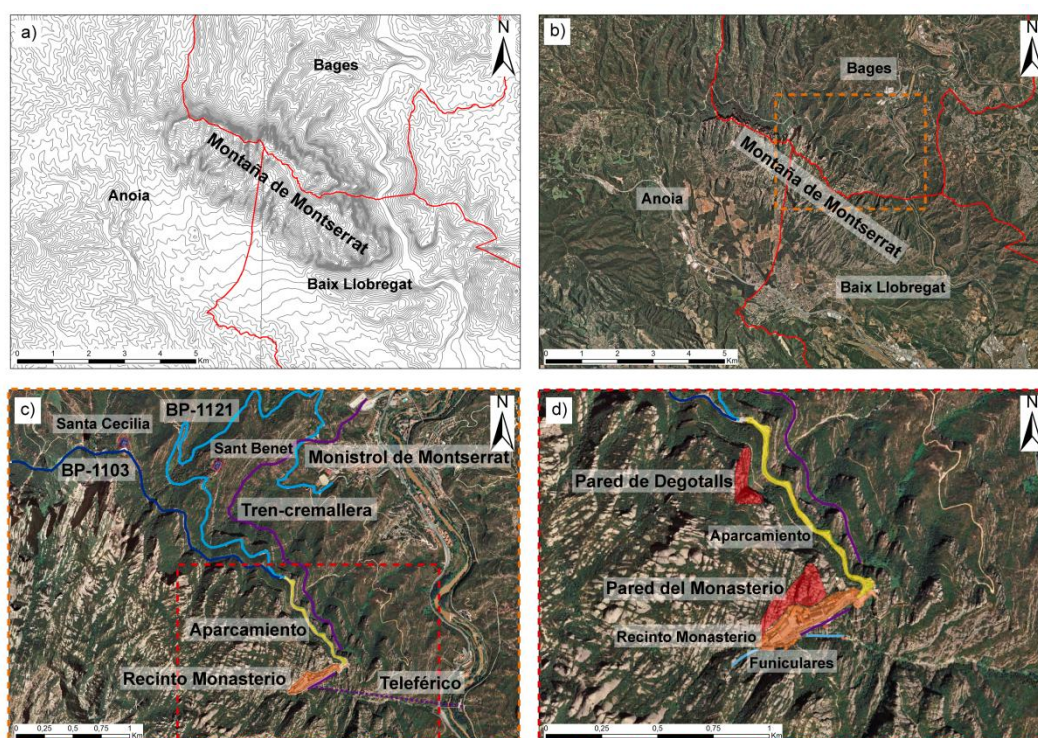
---

En el siguiente capítulo se describen los resultados obtenidos al aplicar las metodologías desarrolladas, y aplicadas satisfactoriamente, en el área de estudio piloto de Puigcercós, a un área con alto riesgo de desprendimientos de rocas, la Montaña de Montserrat. En los primeros apartados se procede a la contextualización de dicha montaña y a la descripción de la problemática existente. A continuación se describen las paredes rocosas específicas estudiadas y los resultados obtenidos en cuanto a la detección de desprendimientos y de deformación precursora.

## 8.1. Contexto, problemática y antecedentes

### 8.1.1. Contexto geográfico de la Montaña de Montserrat

El parque natural de la Montaña de Montserrat se localiza entre las comarcas catalanas de Bages, Anoia y Baix Llobregat (**Figura 8.1**), a 35 km aproximadamente al NO de la ciudad de Barcelona. Dicha montaña es la más emblemática de Catalunya, no solo por situarse en ella uno de los lugares de peregrinación cristiana más importantes de España, el conocido Monasterio de Montserrat, sino también por sus peculiares y únicas morfologías con verticales paredes y pináculos de roca conglomerática. La montaña en planta tiene una forma ovalada orientada NO-SE con una longitud de unos 8 km y una anchura de unos 3 km (**Figura 8.1a** y **b**). La ladera NE desciende hasta el Río Llobregat y es la más escarpada. En esta vertiente se llega a alcanzar un desnivel de más de 1000 m entre la cima de Sant Jeroni (1235 m) y el Río Llobregat a su paso por Monistrol de Montserrat (120 m).



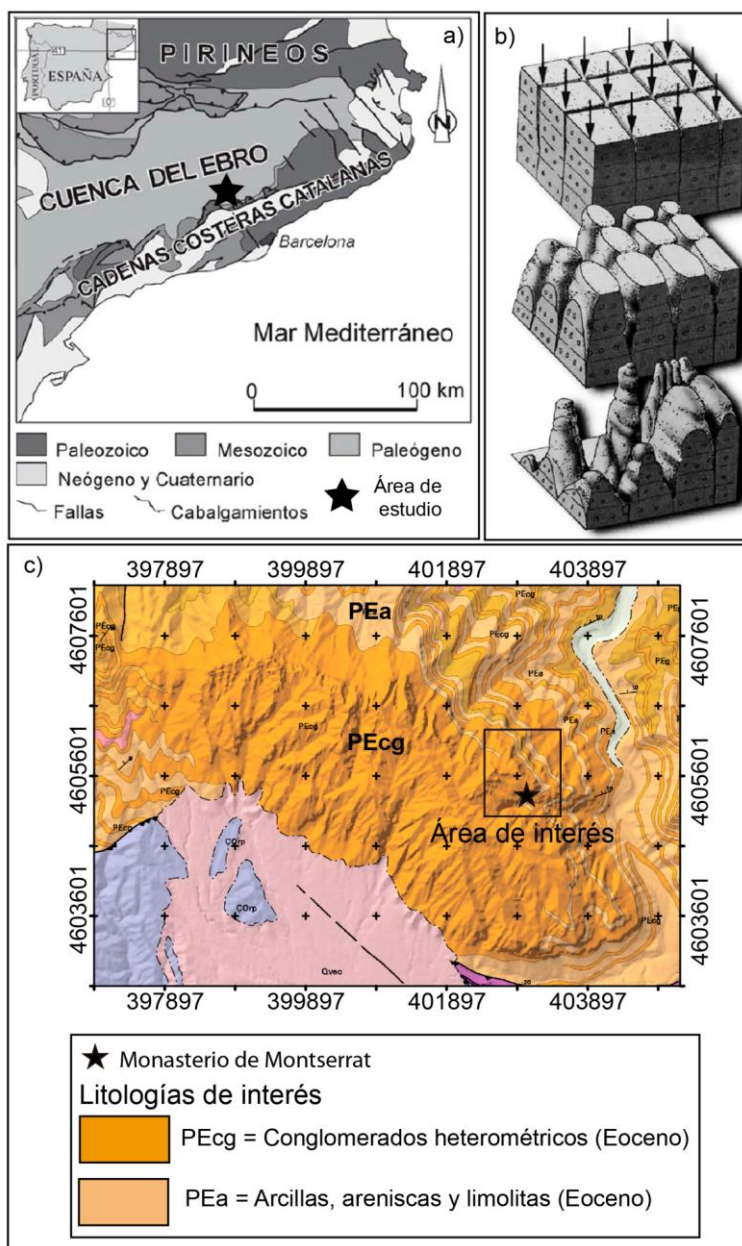
**Figura 8.1.** a) Mapa de curvas de nivel de la Montaña de Montserrat y comarcas en las que se localiza. b) Foto aérea de la Montaña de Montserrat y comarcas. Se señala con un cuadro discontinuo la zona de detalle de las áreas de estudio. c) Foto aérea de detalle con señalización de los principales elementos antrópicos expuestos a los desprendimientos de rocas. d) Foto aérea con las áreas de estudio y el recinto del Monasterio de Montserrat.

Según Fontquerni et al. (2013) solo en el año 2011 el monasterio recibió más de dos millones de visitantes, a los que habría que sumar otros miles que visitan la montaña para realizar senderismo o escalada. Las vías de acceso a la montaña y al nombrado monasterio son varias: en vehículos comunes, como coches o autobuses, se puede acceder por la carretera BP-1121, que sube desde la localidad de Monistrol de Montserrat (**Figura 8.1c**) hasta el monasterio, y la carretera BP-1103, que proviene desde Can Maçana (**Figura 8.1c**) y llega, al igual que la anterior, al monasterio. Además de estas dos carreteras existen otras dos vías de acceso complementarias al monasterio desde la mencionada localidad de Monistrol de Montserrat, un tren-cremallera y un teleférico (**Figura 8.1c**). Por otro lado en el mismo monasterio existen dos funiculares (**Figura 8.1d**): el de Sant Joan, que lleva hasta la Ermita de Sant Joan en la parte alta de la montaña, y el de la Santa Cova que baja hasta las inmediaciones de la cueva donde según la tradición se encontró a la Virgen de Montserrat. Por último, y no menos importante, existen multitud de senderos para llegar caminando a cualquier parte de la montaña, siendo de los más transitados el camino de Sant Jeroni, el de la Santa Cova y el de Degotalls. En cuanto a las edificaciones, entre las más importantes se encuentran el Monasterio de Montserrat con todo su recinto en el que se encuentran las estaciones del tren-cremallera y de los funiculares, un hotel y diversos edificios dedicados a los servicios y a la administración; y los monasterios de Santa Cecilia y Sant Benet (**Figura 8.1c**).

### 8.1.2. Contexto geológico de la Montaña de Montserrat

En términos geológicos, la Montaña de Montserrat se localiza en el margen sureste de la Cuenca del Ebro (**Figura 8.2a**). Está constituida por facies de abanico aluvial formados en un ambiente fluvio-deltaico durante el Eoceno Medio. Estos abanicos fueron producto del levantamiento tectónico de la Cordillera Prelitoral en relación con la actividad de la falla del Vallés - Penedés. Hacia el oeste estos conglomerados se intercalan con margas de origen marino pertenecientes a la Cuenca Eocena del Ebro (Vilaplana y Busquets-Buezo, 2000). Más en detalle, la ladera SO de la montaña está constituida por conglomerados de carácter masivo con cemento calcáreo e intercalaciones de niveles discontinuos de limolitas (**Figura 8.2c**). En dirección NE, N y NO se pierde el carácter masivo y se observan diferentes niveles de conglomerados de entre 75 y 250 m de

potencia con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas con mayor potencia, correspondientes a episodios sucesivos de progradación-retrogradación (Figura 8.2c).



**Figura 8.2.** a) Mapa con las principales divisiones geológicas de Catalunya (modificado de Gibert et al. (2007)). La situación de la Montaña de Montserrat se señala con una estrella. b) Esquema de la evolución que proporciona la característica morfología Montserratina (modificado de Martínez 2006)). c) Cartografía geológica de la Montaña de Montserrat (modificado de ICGC (2005)). La localización del Monasterio se señala con una estrella y la del las áreas de estudio con un cuadro negro.

Estructuralmente, Alsaker et al. (1996) a través de tareas de fotointerpretación a nivel regional, define 5 familias de discontinuidades. Dos familias principales con orientaciones NNE-SSW y WNW-ESE, dos familias subordinadas con orientaciones NE-SW y NW-SE, y una tercera que se encuentra más raramente y que posee una orientación E-W. En trabajos recientes realizados a niveles más locales, como el llevado a cabo por Royán et al. (2013) gracias a datos de LiDAR Terrestre, se ha abierto la puerta a la existencia de un número mayor de familias de discontinuidades que las definidas por Alsaker et al. (1996). Estas discontinuidades, junto el alto grado de compactación de los conglomerados, los cantos y el cemento calcáreo, han jugado un papel fundamental en la actual morfología del macizo de Montserrat, denominado modelado montserratí. El agua de escorrentía ha karstificado el macizo a través de las discontinuidades existentes proporcionando la típica morfología en agujas y paredes verticales de dicha montaña (Figura 8.2b).

### 8.1.3. Problemática y antecedentes

Teniendo en cuenta la multitud de visitantes transitando por todas las vías de acceso y senderos y ocupando los edificios descritos en el apartado anterior, se pone de manifiesto el alto riesgo geológico existente derivado de los desprendimientos de rocas que afectan a las verticales paredes de la Montaña de Montserrat. Este riesgo es conocido y se encuentra presente en el denominado PEMONT (Procediments de resposta per emergències a Montserrat) (PEMONT, 2009) que es el documento de gestión de las emergencias para la Montaña de Montserrat, y sobre todo para el recinto del monasterio, elaborado por protección civil. En éste, el riesgo por desprendimientos de rocas es considerado muy alto, ya que se considera que las infraestructuras poseen una alta vulnerabilidad a este fenómeno y son descritos como un peligro muy probable. En Royán y Vilaplana (2012) y Fontquerni et al. (2013b) se muestra un inventario de desprendimientos de media-gran magnitud que ocasionaron algún tipo de daño en los elementos expuestos. A continuación se describirán los eventos considerados de mayor interés de todos los que aparecen en el inventario.

- **Sostre de la pared del Diable:** este desprendimiento histórico de volumen indeterminado (se estima que entre 10 y 100 m<sup>3</sup>) ocurrió en la pared del Diable, que se sitúa justo por encima del Monasterio de Montserrat en el año 1546. Es conocido por la



cicatriz que dejó en la ladera de conglomerados, que es fácilmente reconocible actualmente, y porque murieron 4 monjes de dicho monasterio.

- **Pared de Degotalls:** en dicha pared, localizada dentro del parking del Monasterio de Montserrat, en los últimos años han ocurrido una serie de cuatro eventos de gran magnitud. El primero en 2001 con un volumen aproximado de 150 m<sup>3</sup>, el segundo en 2006 con un volumen de 180 m<sup>3</sup>, el tercero en 2007 con un volumen de 300 m<sup>3</sup> y el último y mayor de todos en 2008 con un volumen de 900 m<sup>3</sup>. Todos estos eventos afectaron al aparcamiento del Monasterio de Montserrat, y los tres últimos también al tren-cremallera, que se puso en funcionamiento en el año 2003.

- **Serra de les Barretines:** evento ocurrido en Noviembre de 2008 en la vertiente NE de la montaña, en un área muy cercana a la entrada del aparcamiento del monasterio. Movilizó un volumen de 320 m<sup>3</sup> de rocas y afectó al tramo final de las carreteras BP- 1103 y BP-1121. Lo peor de este desprendimiento llegó unos días después de la caída, ya que en las tareas de estabilización perdieron la vida dos trabajadores de la empresa que se encargaba del saneamiento.

- **Hotel Abat Cisneros:** este evento es el último de los de gran importancia ya que ocurrió en Diciembre de 2010 en las paredes del recinto del Monasterio de Montserrat, justo por encima del Hotel Abat Cisneros. Aunque el volumen caído no fue muy grande, 1 m<sup>3</sup> aproximadamente, la roca atravesó el tejado y afectó a las cocinas del mencionado hotel.

En cuanto a los trabajos realizados en relación a los desprendimientos de rocas en la Montaña de Montserrat, la mayoría han sido de carácter técnico, llevados a cabo por entidades públicas como el Institut Geològic de Catalunya - IGC (actualmente Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya - ICGC) o la empresa Geocat (anteriormente RSS y actualmente extinguida). Entre ellos cabe destacar el realizado en 2010 (ICGC, 2010) para valorar la peligrosidad de desprendimientos de rocas en el trazado del tren-cremallera basado en análisis de susceptibilidad de desprendimientos en las laderas que dominaban dicho trazado y en el ángulo de alcance de los posibles desprendimientos. También merece una especial atención el llevado a cabo en 2011 (ICGC, 2011) en las paredes situadas detrás del recinto del Monasterio de Montserrat. En dicho informe se realizó un reconocimiento de toda la ladera con el fin de realizar un inventario muy detallado de las inestabilidades potenciales y una zonificación de la peligrosidad.

Entre los de carácter investigador se podrían citar los llevados a cabo por: Marqués (2001) en el que se realiza un inventario de los efectos de las fuertes lluvias caídas en Junio del año 2000, y en relación a éste, el realizado por Martín (2002) que elabora un mapa de susceptibilidad de movimientos de masa superficiales; Gabarró (1996) y Grau (2003) que analizan los ángulos de alcance en modelos de simulación de caídas de rocas; Requena (2010) que caracteriza las zonas de salida de los desprendimientos ocurridos en la pared de Degotalls; Royán y Vilaplana (2012) que determinan las principales zonas afectadas por caídas de rocas en toda la montaña a partir de indicadores geomorfológicos; Gallach (2012) que analiza la susceptibilidad a las caídas de rocas en la paredes del Monasterio de Montserrat; y Fontquerni et al. (2013a, 2013b) que de manera pionera analiza la exposición a los desprendimientos de rocas de los elementos vulnerables de la Montaña de Montserrat.

Además, en los últimos años el ICGC está realizando una cartografía de peligros naturales (movimientos de masa, zonas inundables, subsidencias, aludes de nieve y sismicidad) en Catalunya y una posterior zonificación del territorio en función de los peligros existentes con el fin de elaborar los denominados “Mapas para la Prevención de los Riesgos Geológicos”. En el territorio de la Montaña de Montserrat existen ya dos de estos mapas a escala 1:25000 (Olesa de Montserrat - n.392-1-2; y Monistrol de Montserrat - n.392-1-1) en los que, además de otros peligros, principalmente se evalúa la peligrosidad de los desprendimientos de rocas.

#### **8.1.4. Caracterización de los desprendimientos en la Montaña de Montserrat**

Los desprendimientos están muy condicionados por las litologías que componen la montaña y por las discontinuidades que afectan a las paredes. Así, recientemente se realizó una clasificación de los tipos de inestabilidades potenciales en las laderas del Monasterio de Montserrat (Gallach, 2012; ICGC, 2011), que puede ser extrapolable a la gran mayoría de la montaña. Esta clasificación está basada en la escala de las inestabilidades y consta de tres tipos:

- **Caída de cantos y agregados:** serían las caídas de menor escala y están fuertemente relacionadas con la meteorización de los conglomerados. Este tipo de inestabilidad es la

más frecuente de todas pero a la vez la de menor magnitud por lo que su peligrosidad sería baja.

- **Caída de costras o bloques:** serían de escala intermedia y dentro de este grupo se encuentran las costras o bloques superficiales que se forman en la roca conglomerática fruto de su alteración. Tendrían una frecuencia y una magnitud media lo que conllevaría un peligro alto.

- **Caída de masas singulares:** serían las inestabilidades de mayor escala y corresponderían a masas conglomeráticas de grandes volúmenes, que se encuentran delimitadas por las distintas discontinuidades existentes (diaclasas y estratificación). La frecuencia de caída de este tipo de inestabilidad es baja pero debido a su magnitud, la peligrosidad asociada sería muy alta.

Entre los mecanismos de caída más observados en la Montaña de Montserrat se encuentra el deslizamiento o desplome de bloques delimitados por discontinuidades a causa del socavamiento de niveles blandos de lutitas o por pérdida basal producida por la caída de un bloque inferior. En dicho mecanismo juega un papel importante la infiltración del agua por las discontinuidades, que llega hasta los niveles blandos y circula por encima de ellos debido a su baja permeabilidad. Los mecanismos de caída que afectan específicamente a las inestabilidades del tipo masas singulares serían el deslizamiento y el vuelco.

Un condicionante indispensable para la ocurrencia de desprendimientos de rocas es la pendiente. El ángulo mínimo necesario para la ocurrencia de desprendimientos es de aproximadamente 45° (Corominas et al., 2003) y un alto porcentaje de las laderas de la Montaña de Montserrat supera dicho umbral. A parte de la pendiente, el principal condicionante de los desprendimientos en la Montaña de Montserrat son las discontinuidades, compuestas por los sistemas de diaclasas y la estratificación. Éstas delimitan el tamaño de las caídas de mayor magnitud. Dicha afirmación está apoyada por Royán y Vilaplana (2012), que describen la mayor presencia de indicadores geomorfológicos de desprendimientos en los sectores de la montaña con mayor densidad de discontinuidades. Otro condicionante importante, nombrado en el párrafo anterior y relacionado con el primero, es la alteración y erosión de los niveles blandos de lutitas que provocan pérdidas basales en bloques delimitados por discontinuidades. Este factor tiene una estrecha relación con la circulación de agua por las discontinuidades y

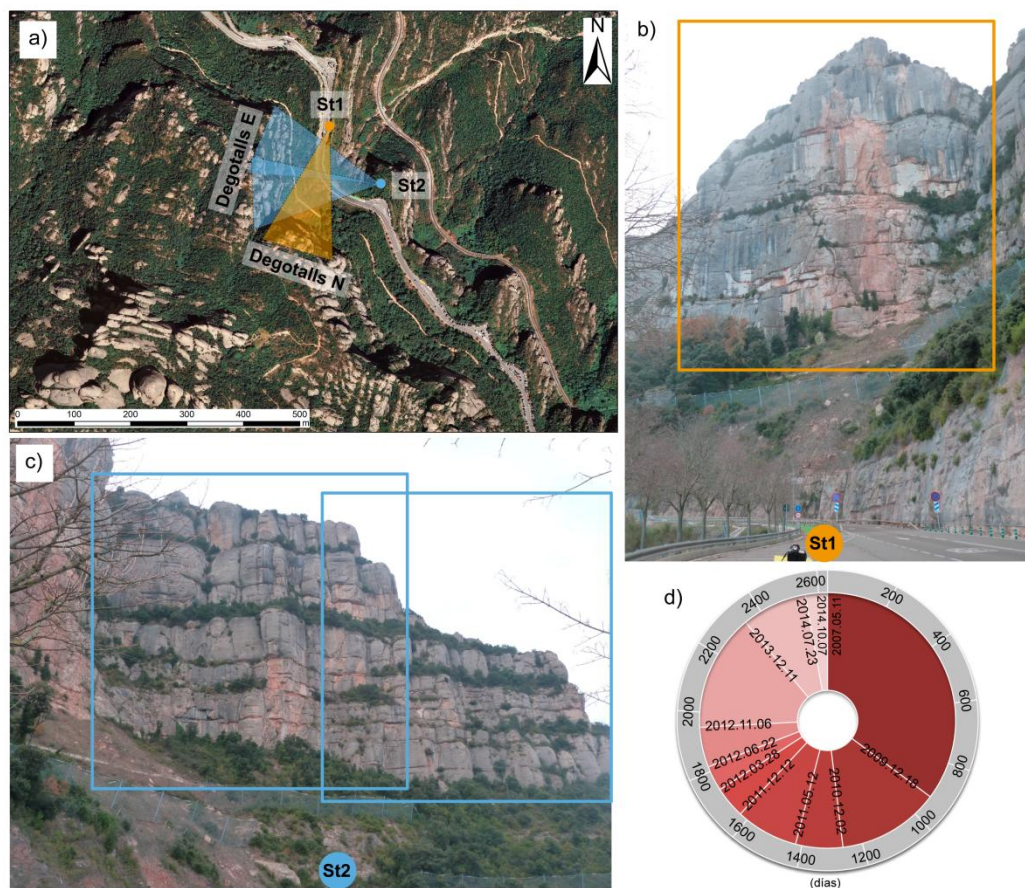
por dichos niveles blandos. En cuanto a las inestabilidades del tipo costras, bloques y cantos, dos condicionantes determinantes son la existencia de vegetación entre las grietas y fracturas, y la meteorización de los conglomerados que favorecen tanto la aparición de costras como la existencia de cantos sueltos.

En cuanto a los factores que en último término desencadenan las caídas, principalmente se pueden definir dos: 1) la temperatura, o más concretamente los ciclos hielo-deshielo del agua que circula por las discontinuidades y que provocan la pérdida de cohesión final que produce la caída. Según Royán (2010) los meses en los que se producen mayor número de caídas de gran magnitud coinciden con los meses en los que se producen más días de heladas, y por lo tanto más ciclos de hielo/deshielo. Y 2) las precipitaciones excepcionalmente intensas, es decir, se ha observado que unas precipitaciones que se encuentren dentro de la media por sí solas no desencadenan los desprendimientos, pero sí unas precipitaciones muy intensas y excepcionales (Royán, 2010). Un ejemplo a destacar fueron los aguaceros producidos en la montaña en Junio del 2000, que mayoritariamente provocaron movimientos superficiales de flujo tipo corrientes de derrubios, pero que también desencadenaron un gran desprendimiento en la Canal de Sant Jeroni que alcanzó los 2100 m<sup>3</sup> de roca caída aproximadamente (Marqués, 2001).

## 8.2. Áreas de estudio y adquisición de datos

---

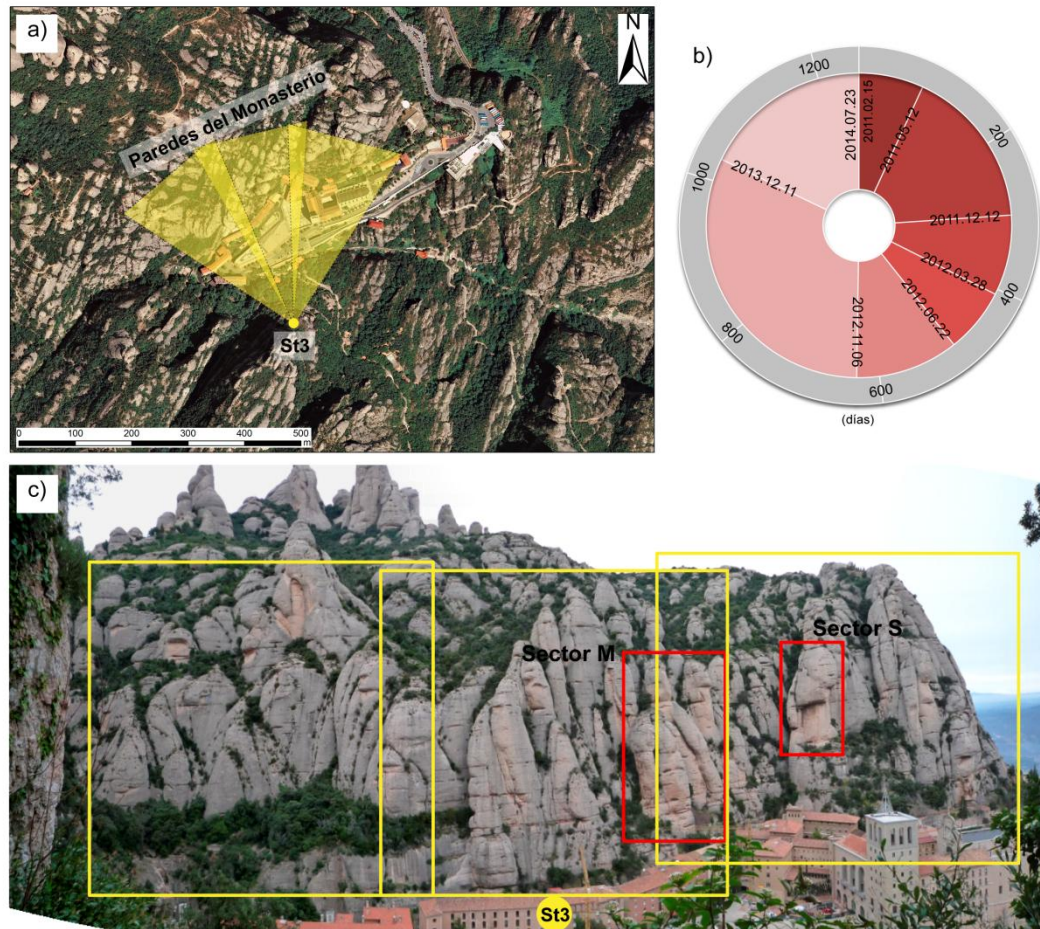
En la Montaña de Montserrat hay dos áreas de estudio claramente diferenciadas: (1) las paredes denominadas de Degotalls que se elevan por encima del camino del mismo nombre y que dominan la zona del aparcamiento del Monasterio de Montserrat (**Figura 8.3**); y (2) las paredes que se localizan detrás del Monasterio y edificios adyacentes como el Hotel Abat Cisneros (**Figura 8.4**) y que serán denominadas las paredes del Monasterio.



**Figura 8.3.** a) Situación de las estaciones de adquisición de datos para las paredes de Degotalls. b) Área de escaneo de Degotalls N. c) Áreas de escaneo de Degotalls E. d) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Mayo de 2007 hasta Octubre de 2014).

En cuanto a las paredes de Degotalls, los datos LiDAR se adquieren desde dos estaciones diferentes, ya que dicha pared puede a su vez dividirse en dos sectores a partir de su orientación: la pared de Degotalls Norte y la pared de Degotalls Este (**Figura 8.3**). Para el escaneo de la pared de Degotalls N la estación se encuentra a una distancia media de 256 m de dicha pared y se realiza solo una adquisición de datos. En el caso de la pared de Degotalls E, la estación se encuentra a una distancia media de 220 m y es necesaria la realización de dos adquisiciones con una superposición aproximada del 30% para obtener toda la pared. El monitoreo comenzó el 11 de Mayo de 2007 y le siguieron 9 adquisiciones de datos más hasta el 23 de Julio de 2014, haciendo un total de más de 7 años de seguimiento (2630 días) (**Figura 8.3d**). Debido a un error en la adquisición de los datos de la pared de Degotalls N el 23 de Julio de 2014, esta se tuvo que repetir el 7 de Octubre del mismo año haciendo que los días de seguimiento de dicha pared aumenten a 2706 días.



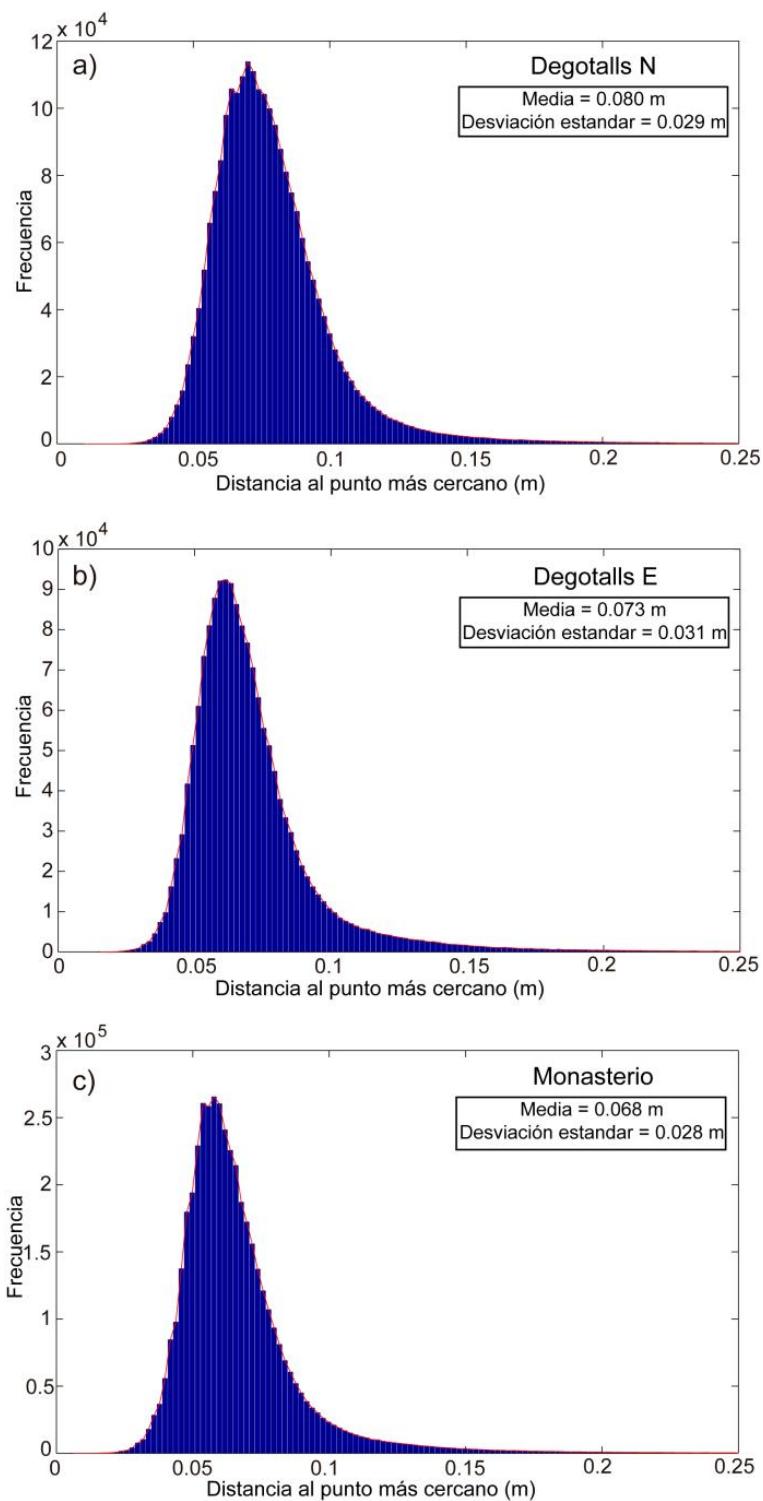


**Figura 8.4.** a) Situación de la estación de adquisición de datos para las paredes del Monasterio de Montserrat. b) Fecha de las diferentes adquisiciones de datos (desde Febrero de 2011 hasta Julio de 2014). c) Áreas de escaneo de las paredes del Monasterio. Con cuadros rojos se señalan los dos sectores de análisis detallado de la deformación (sectores M y S).

Los histogramas de la distancia entre puntos de las nubes de puntos y los datos estadísticos más relevantes correspondientes tanto a Degotalls N como a Degotalls E se pueden observar en la **Figura 8.5a** y b. Así, la distancia media entre puntos para Degotalls N es de 0.080 m y para Degotalls E 0.073 m.

Para la adquisición de datos de las paredes del Monasterio es necesaria la realización de 3 tomas desde una misma estación, situada en el mirador de Fra Garí a una distancia media de 250 m (**Figura 8.4**). En el caso de estas paredes, el monitoreo comenzó casi 4 años después que en la pared de Degotalls, el 15 de Febrero de 2011. A esta primera toma de datos le siguieron otras 7 más hasta el mismo 23 de Julio de 2014. En total el tiempo de monitoreo en dichas paredes fue de 1254 días (**Figura 8.4b**). El histograma de la distancia entre puntos de la nube de puntos de las paredes del Monasterio, así como

los datos estadísticos más relevantes, se puede observar en la **Figura 8.5c**. Queda reflejado que en este caso la distancia media entre puntos es de 0.068 m.



**Figura 8.5.** Histogramas de la distancia mínima entre puntos de los datos de a) Degotalls N, b) Degotalls E y c) Monasterio.

### 8.3. Desprendimientos de rocas

#### 8.3.1. Pared de Degotalls

Como se ha descrito en el apartado introductorio, la pared de Degotalls se divide en dos sectores: Degotalls N y Degotalls E (**Figura 8.3**); y teniendo en cuenta esta división serán explicados los resultados de la detección de desprendimientos de rocas. Dicha detección ha sido realizada aplicando las metodologías de detección y extracción en 3D expuesta en el apartado 2.3.2 del capítulo 2 de la presente memoria. Los parámetros utilizados para la aplicación del algoritmo DBSCAN se muestran en la **Tabla 8.1**. A partir de dicha detección se ha podido realizar un inventario de todos los eventos ocurridos en dichas paredes durante el periodo de monitoreo y que en su mayoría habían pasado desapercibidos debido a su pequeña magnitud.

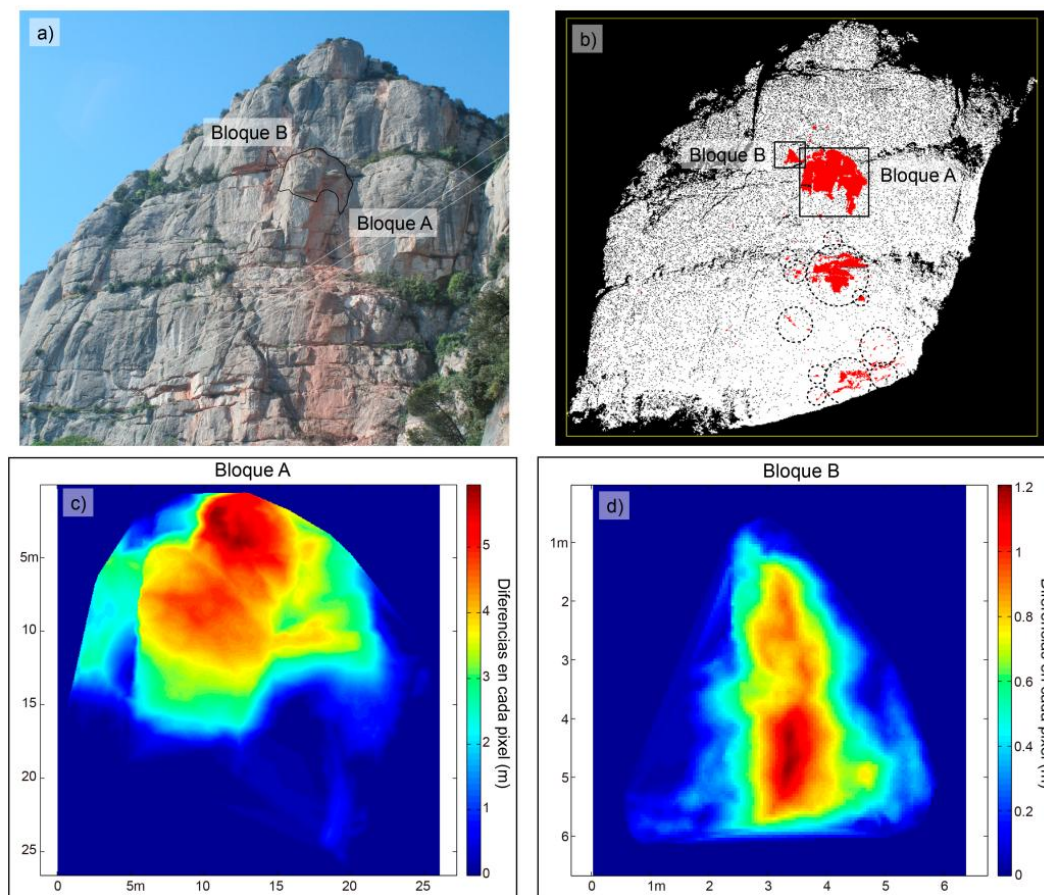
**Tabla 8.1.** Parámetros utilizados para la aplicación del algoritmo DBSCAN (Ester et al., 1996) de detección de agrupaciones de puntos en las paredes de Degotalls.

	Filtro diferencia	MinPts	Eps
Degotalls N	>0.05 m	10	0.2 m
Degotalls E	>0.05 m	10	0.2 m

##### 8.3.1.1. Sector de Degotalls N

En este sector, primero hay que resaltar la ocurrencia de un gran desprendimiento el 28 de Diciembre de 2008 (último de los eventos ocurridos en la pared de Degotalls descritos en el apartado 8.1.3) y las posteriores tareas de saneamiento y estabilización que afectan al primer periodo de estudio (2007.05 vs 2009.12). De esta manera, se ha realizado un análisis específico de los bloques caídos en este gran evento. Se han identificado dos bloques principales: el bloque A, el mayor de los dos con un volumen de 883 m<sup>3</sup> (**Figura 8.6c**), y el bloque B, significativamente más pequeño que el anterior con un volumen de 8 m<sup>3</sup> (**Figura 8.6d**). En la **Figura 8.6b** se pueden observar todos los desprendimientos detectados en este periodo debido a los impactos producidos durante la caída de los bloques anteriores (bloques A y B) y a las tareas de saneamiento realizadas posteriormente.





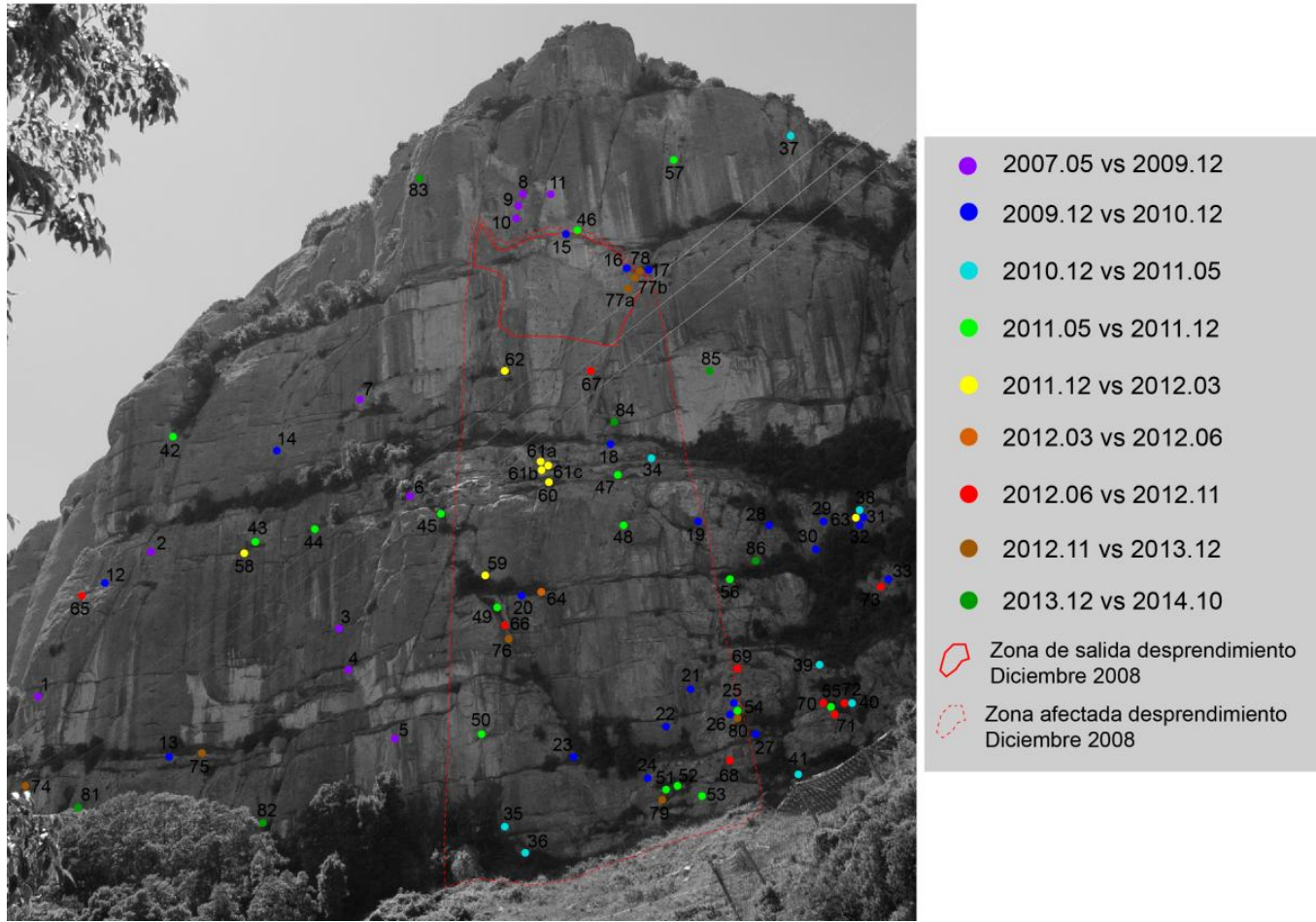
**Figura 8.6.** a) Foto donde se señalan los dos bloques principales caídos en el evento del 28 de Diciembre de 2008 (bloques A y B). b) Bloques A y B y desprendimientos producidos por el impacto de estos sobre la pared en su caída. c) Bloque A: diferencias en la comparación entre los datos del periodo 2007.05 – 2009.12. d) Bloque B: diferencias en la comparación entre los datos del periodo 2007.05 – 2009.12.

Para el análisis de los pequeños desprendimientos naturales detectados durante todo el periodo de monitoreo, se han filtrado aquellos eventos situados en la trayectoria de la caída de los bloques principales (bloques A y B) del evento de Diciembre de 2008 para el periodo 2007.05 vs 2009.12 (**Figura 8.7**). De esta manera se ha elaborado un inventario de desprendimientos de rocas ocurridos en la pared de Degotalls N. La mayoría de estos eventos habían pasado inadvertidos para los usuarios de la montaña por no causar daño alguno. En la **Tabla 8.2** se muestra el número de desprendimientos detectados en cada periodo y en la **Figura 8.7** su localización en la pared representada por un círculo coloreado dependiendo del periodo en el que ocurrió. A cada desprendimiento de la **Figura 8.7** se le ha asignado una referencia con el fin de consultar su volumen en la **Tabla 8.3**. El número total de desprendimientos detectados es de 89, de los cuales el 90% poseen un volumen menor a  $0.1 \text{ m}^3$ , como se puede observar en el histograma de la

**Figura 8.8a.** La evolución del número de desprendimientos y del volumen caído respecto al tiempo se puede observar en la **Figura 8.8b** y c. El periodo con mayor número de eventos fue el 2009.12 - 2010.12 (día 1301) con un total de 22 caídas detectadas (**Figura 8.8b**). Exceptuando el gran evento de Diciembre de 2008, el desprendimiento de mayor volumen detectado fue el de referencia 18 (**Tabla 8.3**) con un volumen de 0.732 m<sup>3</sup>, ocurrido en el segundo periodo de análisis (2009.12 - 2010.12). El periodo con mayor volumen total caído es el mismo 2009.12 - 2010.12 (día 1301) con 1.5 m<sup>3</sup>, mientras que ninguno de los demás periodos superan el metro cúbico de roca caída.

**Tabla 8.2.** Número de desprendimientos detectados por periodo en la pared de Degotalls N.

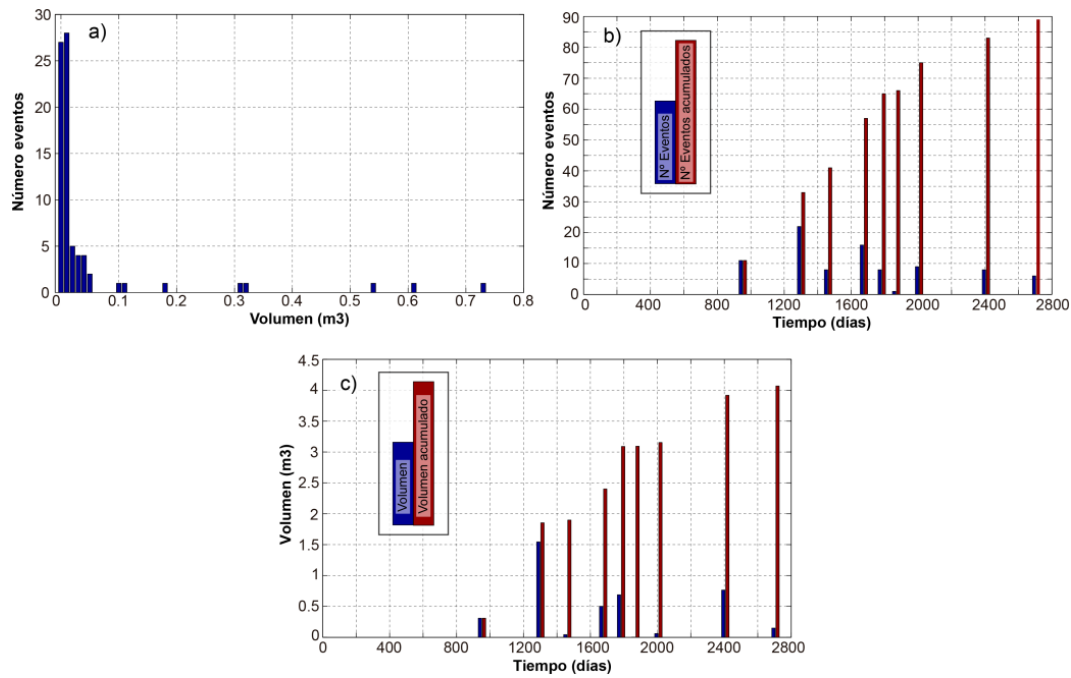
Periodo	Nº desprendimientos
2007.05 - 2009.12	11
2009.12 - 2010.12	22
2010.12 - 2011.05	8
2011.05 - 2011.12	16
2011.12 - 2012.03	8
2012.03 - 2012.06	1
2012.06 - 2012.11	9
2012.11 - 2013.12	8
2013.12 - 2014.10	6



**Figura 8.7.** Localización de los distintos desprendimientos detectados en la pared de Degotalls N. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la **Tabla 8.3**.

**Tabla 8.3.** Desprendimientos detectados en Degotalls N. Referencia y volumen de cada evento.

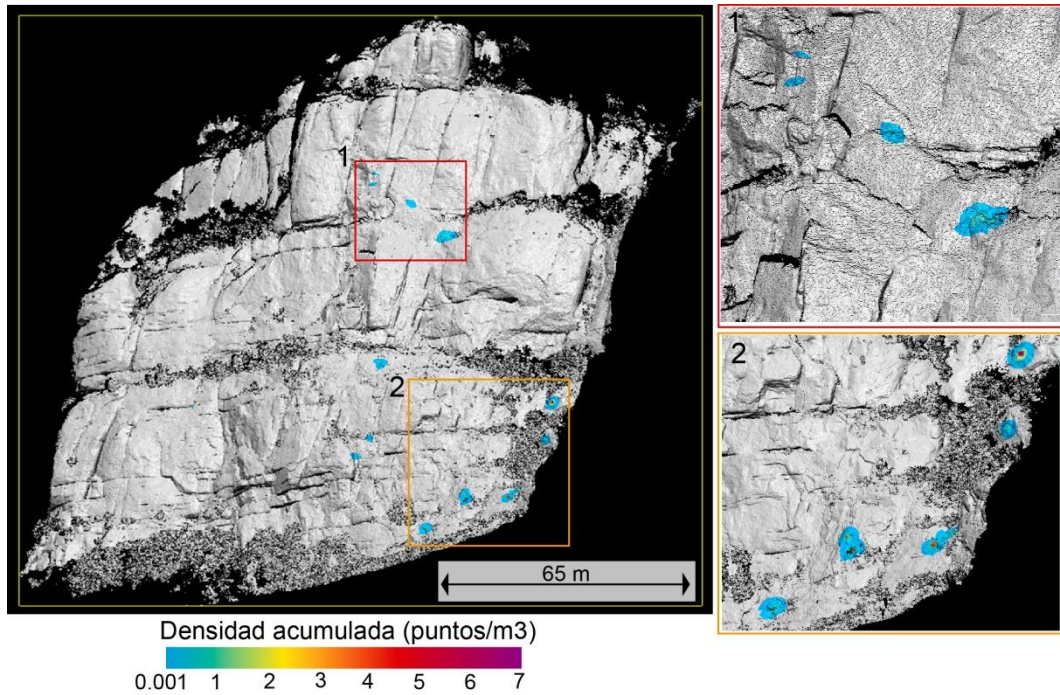
Ref.	Volumen (m <sup>3</sup> )	Ref.	Volumen (m <sup>3</sup> )	Ref.	Volumen (m <sup>3</sup> )
1	0.005	31	0.024	61a	0.008
2	0.014	32	0.008	61b	0.004
3	0.02	33	0.006	61c	0.615
4	0.011	34	0.006	62	0.015
5	0.002	35	0.002	63	0.001
6	0.006	36	0.007	64	0.003
7	0.012	37	0.012	65	0.008
8	0.131	38	0.006	66	0.005
9	0.021	39	0.004	67	0.006
10	0.065	40	0.002	68	0.003
11	0.022	41	0.005	69	0.007
12	0.311	42	0.009	70	0.002
13	0.009	43	0.009	71	0.015
14	0.05	44	0.03	72	0.004
15	0.11	45	0.024	73	0.01
16	0.055	46	0.004	74	0.544
17	0.042	47	0.325	75	0.004
18	0.732	48	0.001	76	0.005
19	0.002	49	0.026	77a	0.003
20	0.002	50	0.002	77b	0.01
21	0.016	51	0.02	78	0.179
22	0.003	52	0.005	79	0.013
23	0.043	53	0.005	80	0.007
24	0.016	54	0.013	81	0.031
25	0.003	55	0.011	82	0.103
26	0.012	56	0.012	83	0.008
27	0.038	57	0.007	84	0.002
28	0.012	58	0.004	85	0.002
29	0.012	59	0.03	86	0.004
30	0.039	60	0.012		



**Figura 8.8.** a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en la pared de Degotalls N. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo.

Con el fin de determinar la posible concentración de los desprendimientos detectados en alguna zona concreta de la pared, se ha creado un mapa de densidades de dichos eventos (**Figura 8.9**). Dicho mapa ha sido creado a partir de los centroides de los desprendimientos detectados y, para cada punto de la pared, representa la densidad acumulada de centroides dentro de esferas centradas iterativamente en cada punto y de radio variable (0.5, 1, 1.5 y 2 m). Así la unidad de ésta densidad acumulada es puntos/m<sup>3</sup>. En la **Figura 8.9** se muestran, a modo de ejemplo, dos detalles del mapa de densidad, donde ésta es relativamente alta.





**Figura 8.9.** Mapa de densidad acumulada de los centroides de los desprendimientos detectados en Degotalls N. Se observa el detalle de dos partes de la pared que corresponden con la mayor densidad.

### 8.3.1.2. Sector de Degotalls E

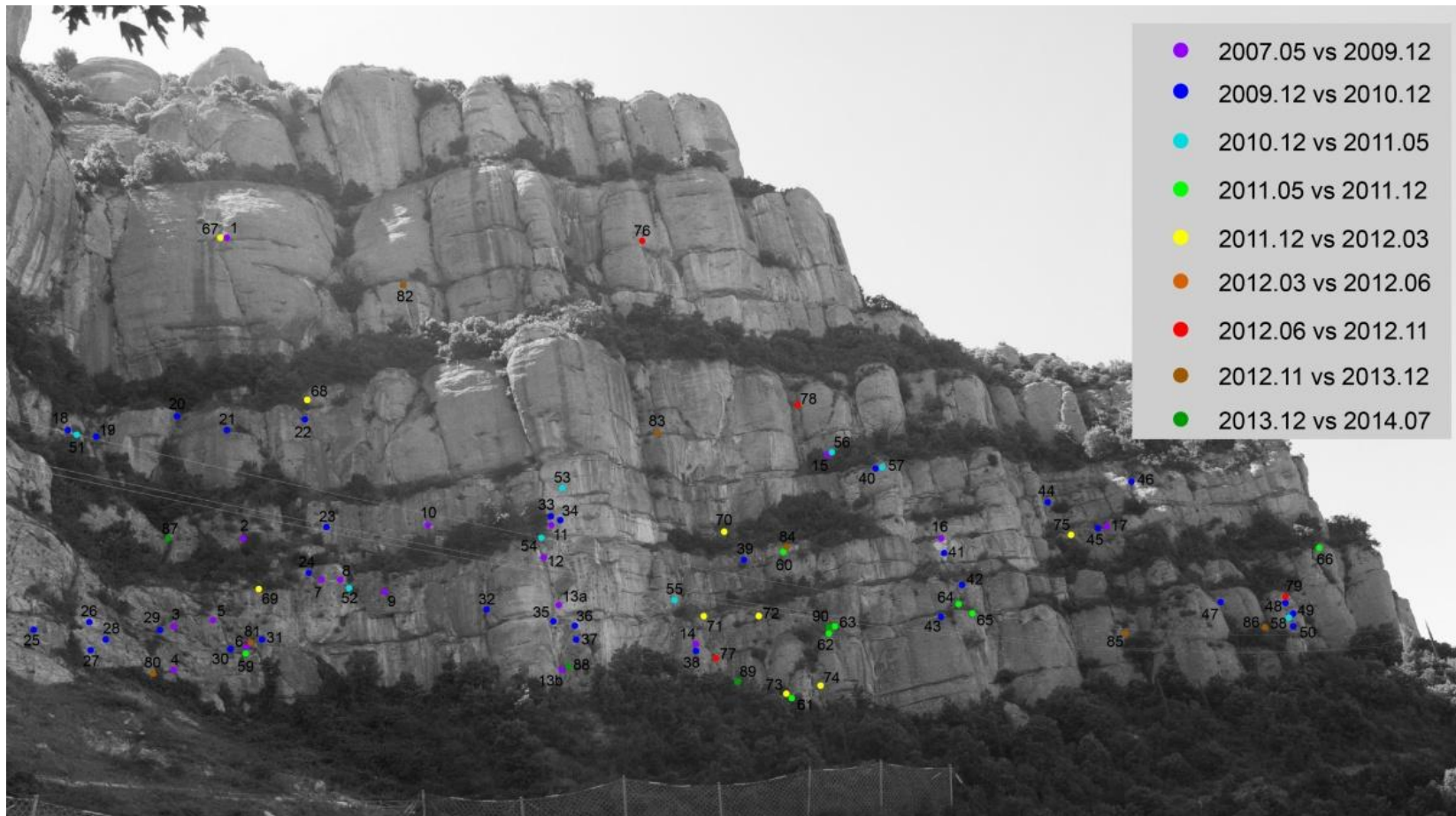
En el caso del sector de Degotalls E todos los eventos detectados son naturales y de pequeña magnitud. En la **Tabla 8.4** se muestran los desprendimientos detectados por periodo y en la **Figura 8.10** su localización en la pared representada con círculos de colores correspondientes al periodo de ocurrencia. En la misma **Figura 8.10** a los desprendimientos se les ha asignado una referencia para poder consultar su volumen en la **Tabla 8.5**. El número total de eventos detectados es de 91 y de todos el 95% posee un volumen menor a 0.1 m<sup>3</sup> (**Figura 8.11a**). El periodo con mayor número de detecciones es el segundo periodo (2009.12 - 2010.12) (**Tabla 8.4**) con 33 desprendimientos. El desprendimiento de mayor magnitud se detectó en el periodo 2012.06 - 2012.11 con un volumen de 0.276 m<sup>3</sup> (evento con referencia 76 de la **Tabla 8.5**). El periodo con mayor volumen de roca caída fue el 2009.12 - 2010.12 (día 1301) (**Figura 8.11**) con un volumen total de 0.83 m<sup>3</sup>, y que no coincide con el periodo en el que ocurrió el evento de mayor volumen.

**Tabla 8.4.** Número de desprendimientos detectados por periodo en la pared de Degotalls E.

Periodo	Nº desprendimientos
2007.05 - 2009.12	18
2009.12 - 2010.12	33
2010.12 - 2011.05	8
2011.05 - 2011.12	8
2011.12 - 2012.03	9
2012.03 - 2012.06	0
2012.06 - 2012.11	4
2012.11 - 2013.12	7
2013.12 - 2014.07	4

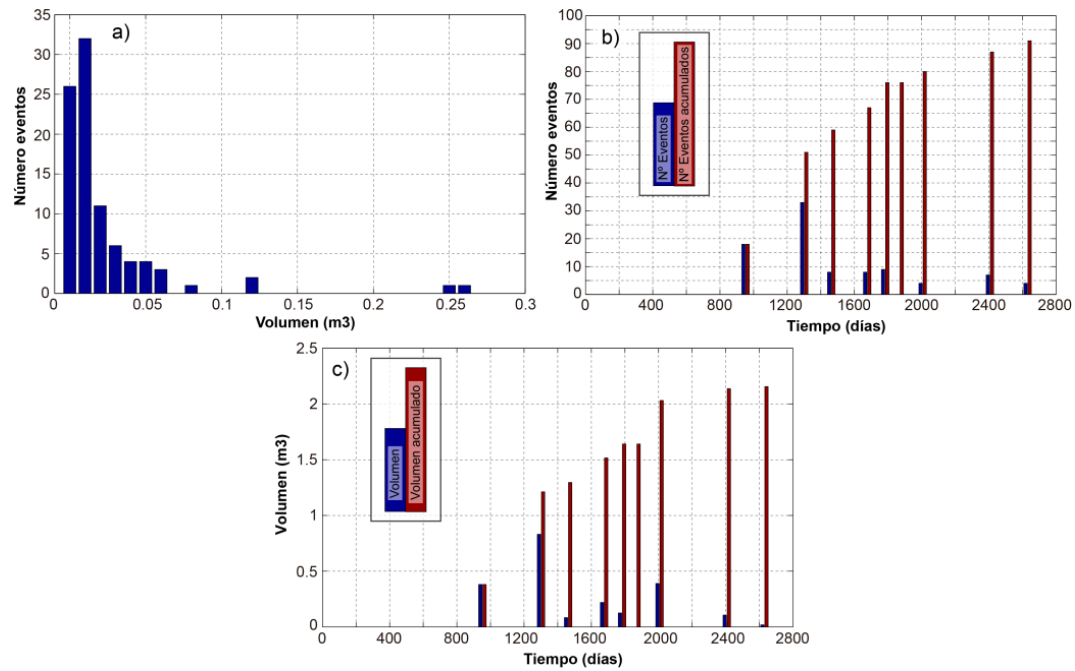
**Tabla 8.5.** Desprendimientos detectados en Degotalls E. Referencia y volumen de cada evento.

Ref.	Volumen (m³)	Ref.	Volumen (m³)	Ref.	Volumen (m³)
1	0.013	31	0.005	61	0.01
2	0.057	32	0.004	62	0.022
3	0.012	33	0.004	63	0.026
4	0.003	34	0.012	64	0.021
5	0.022	35	0.01	65	0.051
6	0.017	36	0.002	66	0.002
7	0.009	37	0.003	67	0.007
8	0.006	38	0.007	68	0.041
9	0.018	39	0.001	69	0.002
10	0.054	40	0.043	70	0.017
11	0.02	41	0.004	71	0.026
12	0.009	42	0.027	72	0.003
13a	0.005	43	0.102	73	0.001
13b	0.04	44	0.03	74	0.002
14	0.008	45	0.006	75	0.006
15	0.02	46	0.002	76	0.276
16	0.047	47	0.008	77	0.006
17	0.01	48	0.011	78	0.006
18	0.005	49	0.083	79	0.124
19	0.013	50	0.014	80	0.004
20	0.011	51	0.008	81	0.015
21	0.005	52	0.003	82	0.008
22	0.257	53	0.006	83	0.009
23	0.009	54	0.005	84	0.05
24	0.006	55	0.003	85	0.008
25	0.032	56	0.009	86	0.009
26	0.064	57	0.034	87	0.007
27	0.005	58	0.015	88	0.004
28	0.037	59	0.015	89	0.001
29	0.004	60	0.058	90	0.004
30	0.009				



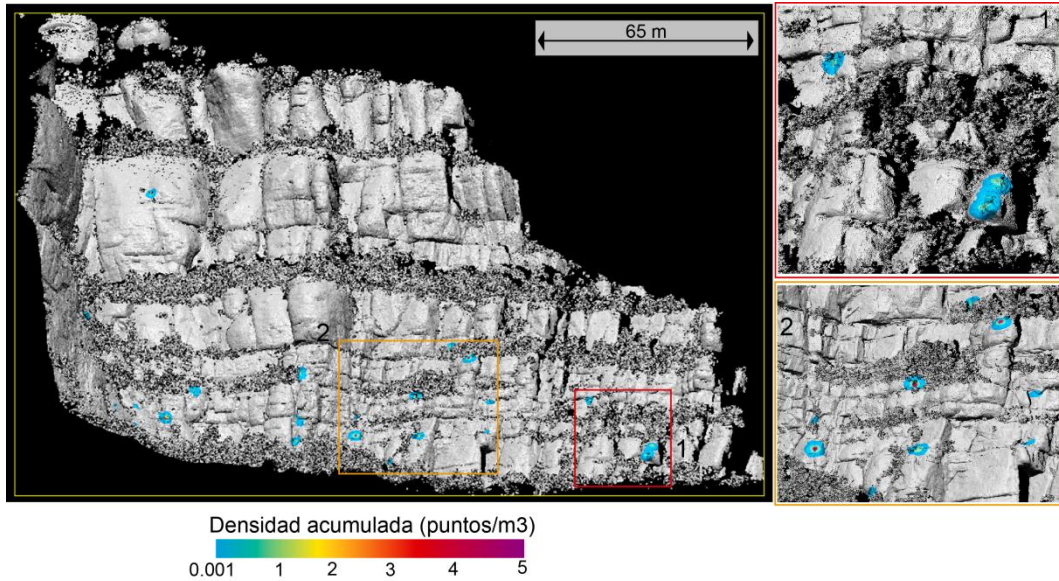
**Figura 8.10.** Localización de los distintos desprendimientos detectados en la pared de Degotalls E. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la **Tabla 8.5**.





**Figura 8.11.** a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en la pared de Degotalls E. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo.

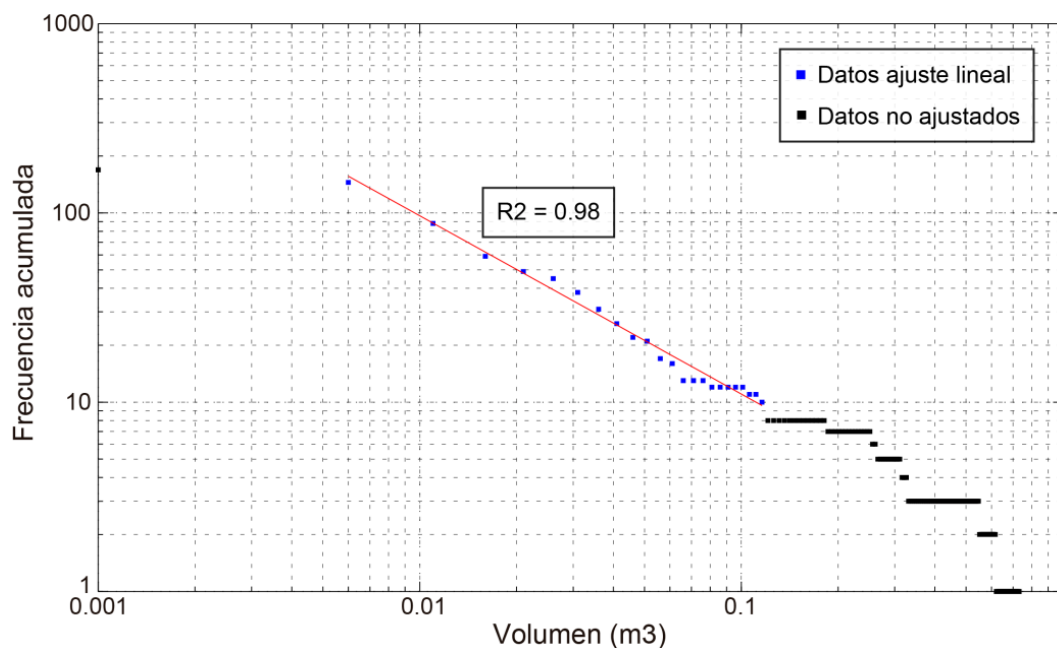
Al igual que para el sector de Degotalls N, se ha creado un mapa de densidad acumulada de centroides (puntos/m<sup>3</sup>) localizados en esferas centradas en cada punto de la pared y de radio variable (0,5, 1, 1,5 y 2 m) (**Figura 8.12**). A modo de ejemplo en la **Figura 8.12** se muestra el detalle de dos áreas con un alto valor de densidad acumulada.



**Figura 8.12.** Mapa de densidad acumulada de los centroides de los desprendimientos detectados en Degotalls E. Se observa el detalle de dos partes de la pared que corresponden con la mayor densidad.

### 8.3.1.3. Curva Magnitud-Frecuencia

A partir de los datos volumétricos de los desprendimientos detectados en los dos sectores de Degotalls (Degotalls N y E) se ha estimado la curva de la relación M-F (**Figura 8.13**). Este diagrama representa en escala logarítmica la frecuencia acumulada de los volúmenes (magnitud) del total de desprendimientos detectados en las paredes de Degotalls. Hay que señalar que no ha sido incluido en el análisis el gran evento ocurrido en el sector de Degotalls N en Diciembre de 2008 ya que este posee un volumen tres órdenes de magnitud por encima del mayor evento del resto de desprendimientos detectados. En dicho diagrama se observa una serie homogénea de datos hasta un volumen de 0.1 m<sup>3</sup> (más del 90% de los datos). Así la curva M-F ha sido ajustada a dichos valores, sin tener en cuenta la serie discontinua posterior desde 0.1 hasta 1 m<sup>3</sup> (**Figura 8.13**). La serie homogénea ajusta a una recta (**Figura 8.13**) con un error cuadrático de 0.98, lo que demuestra un ajuste óptimo de la serie.



**Figura 8.13.** Relación M-F de todos los desprendimientos detectados en las paredes de Degotalls (N y E). En color azul los datos ajustados linealmente y en color negro los no considerados para el ajuste.

### 8.3.2. Pared del Monasterio

El seguimiento de los desprendimientos de rocas se ha realizado para toda la pared del Monasterio de Montserrat a partir de la aplicación de la metodología de detección y extracción 3D de desprendimientos de rocas descrita en el apartado 2.3.2 del capítulo 2. Los parámetros utilizados en la aplicación del algoritmo DBSCAN se muestran en la **Tabla 8.6**. De esta manera, al igual que en las paredes de Degotalls, se ha conseguido elaborar un inventario de caídas de rocas. Hay que señalar que los resultados derivados del escaneo realizado en Noviembre de 2012, es decir, las comparaciones 2012.06 - 2012.11 y 2012.11 - 2013.12, están afectados por las tareas de saneamiento y estabilización que se llevaron a cabo entre Septiembre de 2012 y Enero de 2013 en un área concreta de las paredes estudiadas y que se indica en la **Figura 8.14**.

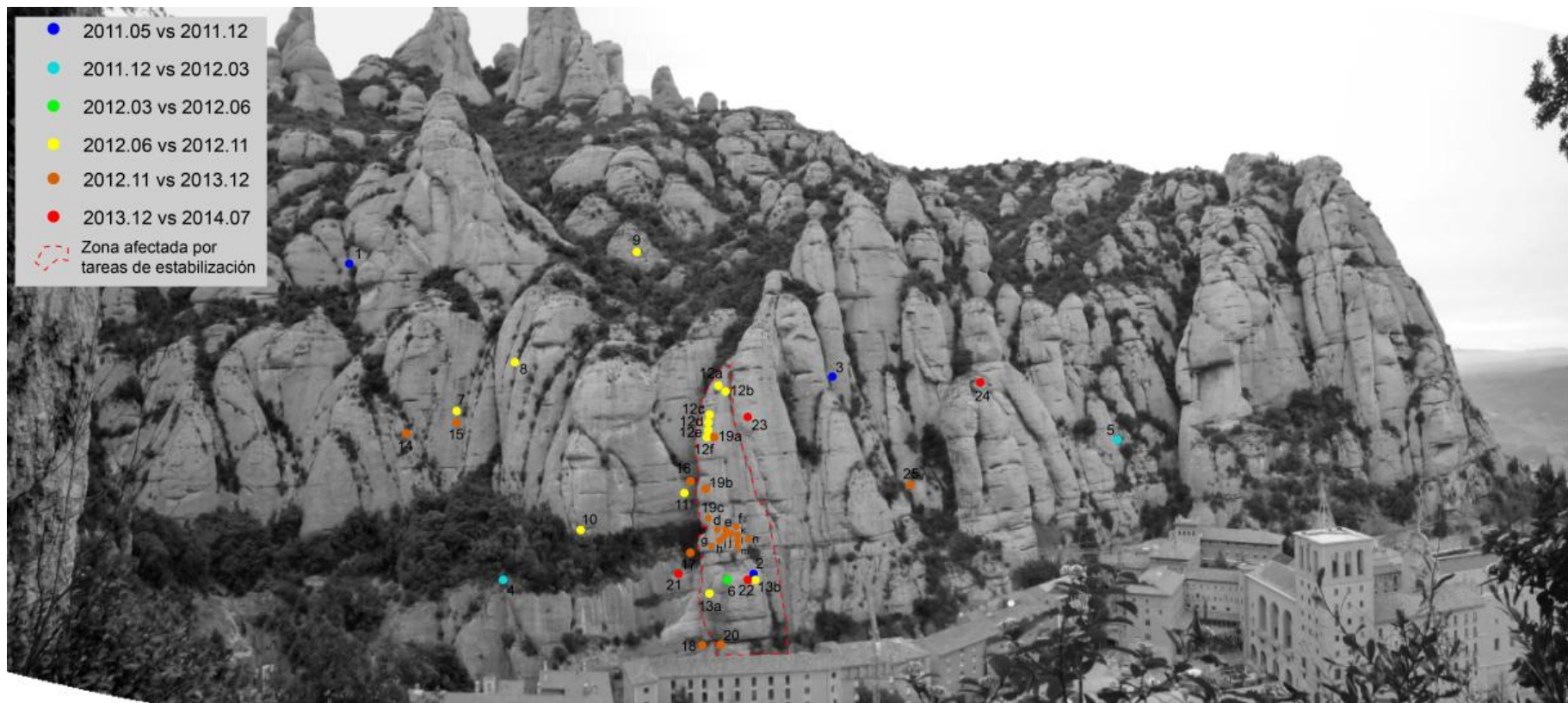
**Tabla 8.6.** Parámetros utilizados para la aplicación del algoritmo DBSCAN (Ester et al., 1996) de detección de agrupaciones de puntos en las paredes del Monasterio.

	Filtro diferencia	MinPts	Eps
<b>Monasterio</b>	>0.05 m	10	0.3 m

En la **Tabla 8.7** se puede observar el número de desprendimientos detectados en cada periodo y en la **Figura 8.14** su localización en la pared simbolizada con un círculo con el color correspondiente al periodo de detección. Además a cada desprendimiento se le ha asignado un número de referencia con el fin de observar su volumen en la **Tabla 8.8**. El número total de desprendimientos detectado ha sido de 44, de los cuales el 93 % poseían un volumen menor de 0.1 m<sup>3</sup> como puede observarse en el histograma de la **Figura 8.15a**. En la **Tabla 8.7** se puede observar como los dos periodos con mayor número de desprendimientos son los periodos afectados por las tareas de saneamiento (2012.06 - 2012.11 y 2012.11 - 2013.12) con 13 y 21 desprendimientos respectivamente. Con el fin de determinar la evolución del número de desprendimientos naturales respecto al tiempo, los eventos situados dentro de la zona saneada han sido filtrados de la **Figura 8.15**. Así, ahora el primer periodo de los filtrados posee 5 eventos y el segundo 6, por lo que siguen siendo los periodos con mayor número de eventos. El desprendimiento con mayor volumen fue el evento con referencia 7 (**Tabla 8.8**) con 0.45 m<sup>3</sup>, ocurrido en el periodo 2012.06 - 2012.11. El periodo con mayor volumen total de roca movilizado fue el mismo 2012.06 - 2012.11 (día 630) con 0.46 m<sup>3</sup>, quedando claro que este volumen acumulado se debe a la ocurrencia del evento de referencia 7 del mismo periodo.

**Tabla 8.7.** Número de desprendimientos detectados por periodo en las paredes del Monasterio.

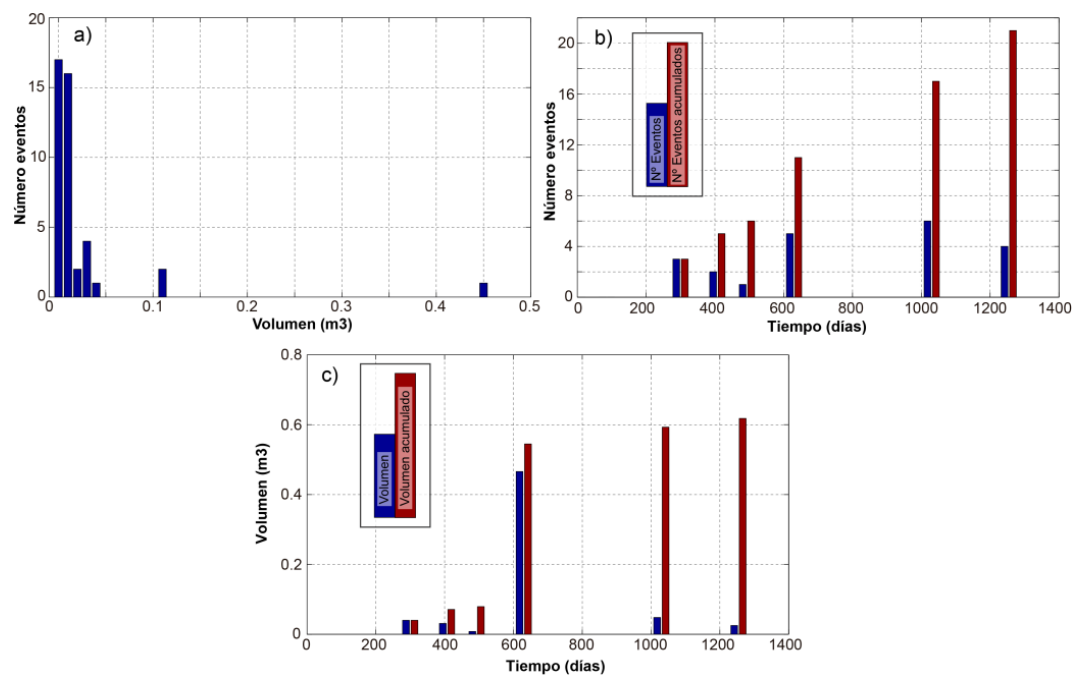
Periodo	Nº desprendimientos
2011.02 - 2011.05	0
2011.05 - 2011.12	3
2011.12 - 2012.03	2
2012.03 - 2012.06	1
2012.06 - 2012.11	13
2012.11 - 2013.12	21
2013.12 - 2014.07	4



**Figura 8.14.** Localización de los distintos desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. El color de los puntos depende del periodo de detección. Cada evento posee una referencia para la lectura de la **Tabla 8.8**.

**Tabla 8.8.** Desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. Referencia y volumen de cada evento.

<b>Ref.</b>	<b>Volumen (m<sup>3</sup>)</b>	<b>Ref.</b>	<b>Volumen (m<sup>3</sup>)</b>
<b>1</b>	0.035	<b>17</b>	0.004
<b>2</b>	0.003	<b>18</b>	0.002
<b>3</b>	0.002	<b>19a</b>	0.004
<b>4</b>	0.017	<b>19b</b>	0.029
<b>5</b>	0.014	<b>19c</b>	0.009
<b>6</b>	0.008	<b>19d</b>	0.109
<b>7</b>	0.45	<b>19e</b>	0.001
<b>8</b>	0.005	<b>19f</b>	0.031
<b>9</b>	0.008	<b>19g</b>	0.008
<b>10</b>	0.002	<b>19h</b>	0.004
<b>11</b>	0.001	<b>19i</b>	0.016
<b>12a</b>	0.042	<b>19j</b>	0.013
<b>12b</b>	0.002	<b>19k</b>	0.001
<b>12c</b>	0.009	<b>19l</b>	0.001
<b>12d</b>	0.001	<b>19m</b>	0.003
<b>12e</b>	0.006	<b>19n</b>	0.03
<b>12f</b>	0.009	<b>20</b>	0.107
<b>13a</b>	0.006	<b>21</b>	0.001
<b>13b</b>	0.002	<b>22</b>	0.006
<b>14</b>	0.006	<b>23</b>	0.01
<b>15</b>	0.012	<b>24</b>	0.008
<b>16</b>	0.006	<b>25</b>	0.018



**Figura 8.15.** a) Histograma del volumen de los desprendimientos detectados en las paredes del Monasterio. b) Número de desprendimientos por periodo y acumulado respecto al tiempo. c) Volumen de los desprendimientos detectados por periodo y acumulado respecto al tiempo.

En el caso de las paredes del monasterio no se ha realizado el análisis de densidad acumulada de desprendimientos debido al pequeño número de estos en relación a la gran superficie monitoreada.

## 8.4. Deformación precursora

El comportamiento más rígido de las rocas que constituyen las paredes de la Montaña de Montserrat en comparación con las que componen el escarpe de Puigcercós hace más complicada la posible existencia o detección de deformaciones precursoras. Dentro de los movimientos potencialmente detectables se han definido de dos tipos: deformaciones de tipo elástico y de tipo plástico. Las primeras han sido descritas en Janeras et al. (2015) y detectadas mediante la instalación de extensómetros en discontinuidades entre bloques de conglomerados. Estas se producen cíclicamente por los cambios de temperatura y son recuperables, es decir, no serían indicativas de inestabilidad. Las deformaciones elásticas son de orden sub-milimétrico a milimétrico y no se podrían detectar mediante el monitoreo con LiDAR Terrestre ya que el valor mínimo detectable es de 1 cm. Las deformaciones plásticas serían las que se definen como deformaciones precursoras

porque indicarían movimientos que no se recuperan y que se van acumulando a lo largo del tiempo produciendo inestabilidades.

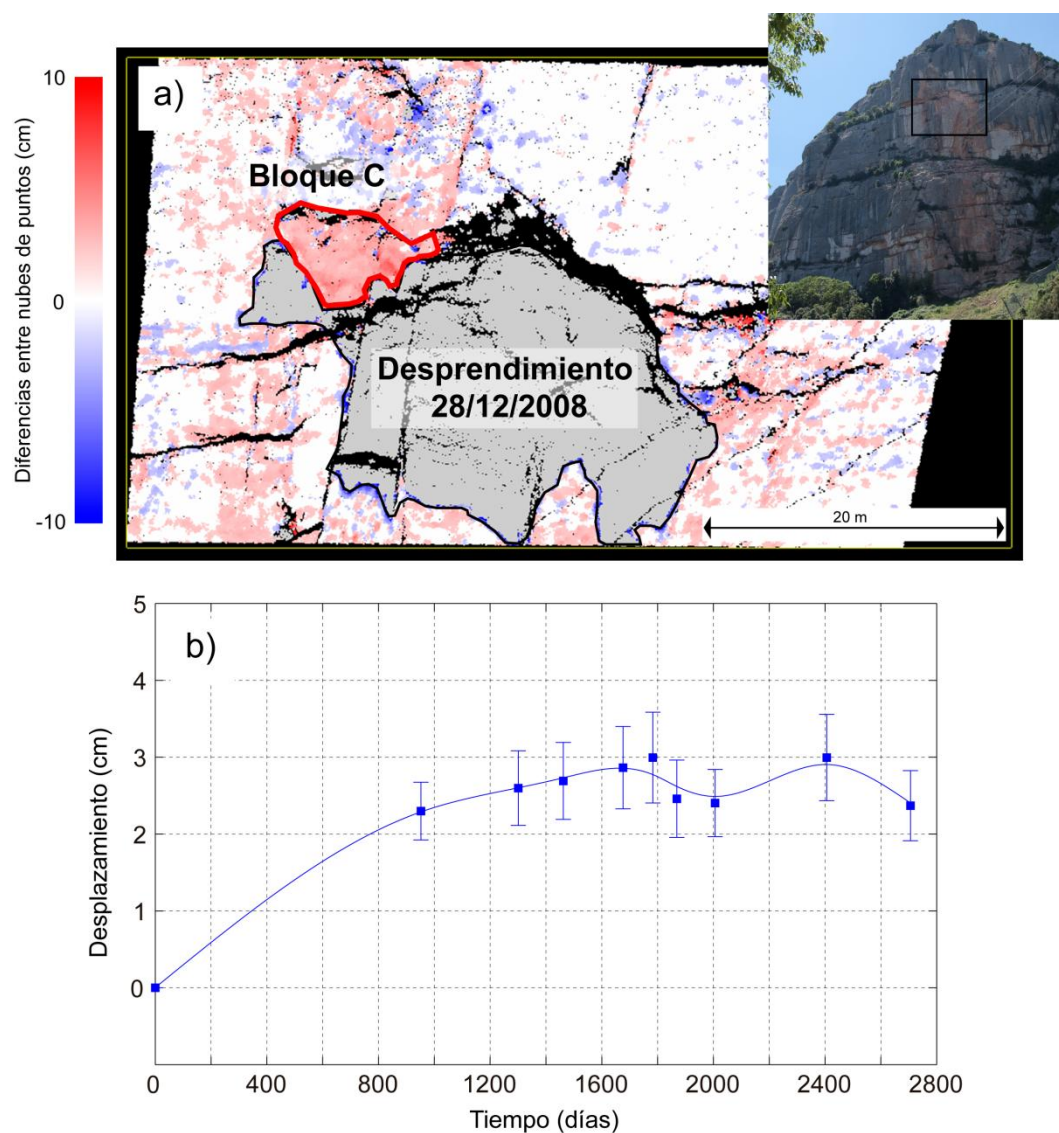
La hipótesis de partida en cuanto a la detección de movimientos en las laderas de la Montaña de Montserrat en relación a los tipos de caídas definidas en el apartado 8.1.4 sería la posible detección de deformaciones del tipo plástica de orden centimétrico en costras o bloques situados dentro de masas singulares, o bien movimientos también de orden centimétricos de masas singulares. Para ello se ha aplicado la metodología NN-3D para la detección de desplazamientos precursores descrita en el apartado 2.4.2 del capítulo 2 de esta memoria. Los resultados de este apartado se expondrán de igual manera que en el anterior, es decir, dividido según el área de estudio: pared de Degotalls (N y E) y pared del Monasterio.

#### 8.4.1. Pared de Degotalls

En cuanto a la detección de movimientos en las paredes de Degotalls los hallazgos más relevantes se exponen a continuación:

(1) **Bloque C**: en el primer periodo de análisis (2007.05 - 2009.12) se detectó el movimiento del bloque C (**Figura 8.16**) situado al lado de la zona afectada por el desprendimiento de Diciembre de 2008 del sector de Degotalls N, justo encima del denominado bloque B en el apartado 8.3.1.1. El bloque C se caracteriza por tener un área aproximada de 36 m<sup>2</sup> (**Figura 8.16**). Para la realización del análisis de la evolución temporal de dicho movimiento se ha calculado la media del desplazamiento en todo el bloque. En este análisis se observa un desplazamiento inicial de ~2 cm, seguido por el resto de periodos en los que no se observa ningún aumento significativo. Esta inactividad es interpretada como la entrada en un estado de meta-estabilidad del bloque C (**Figura 8.16**).

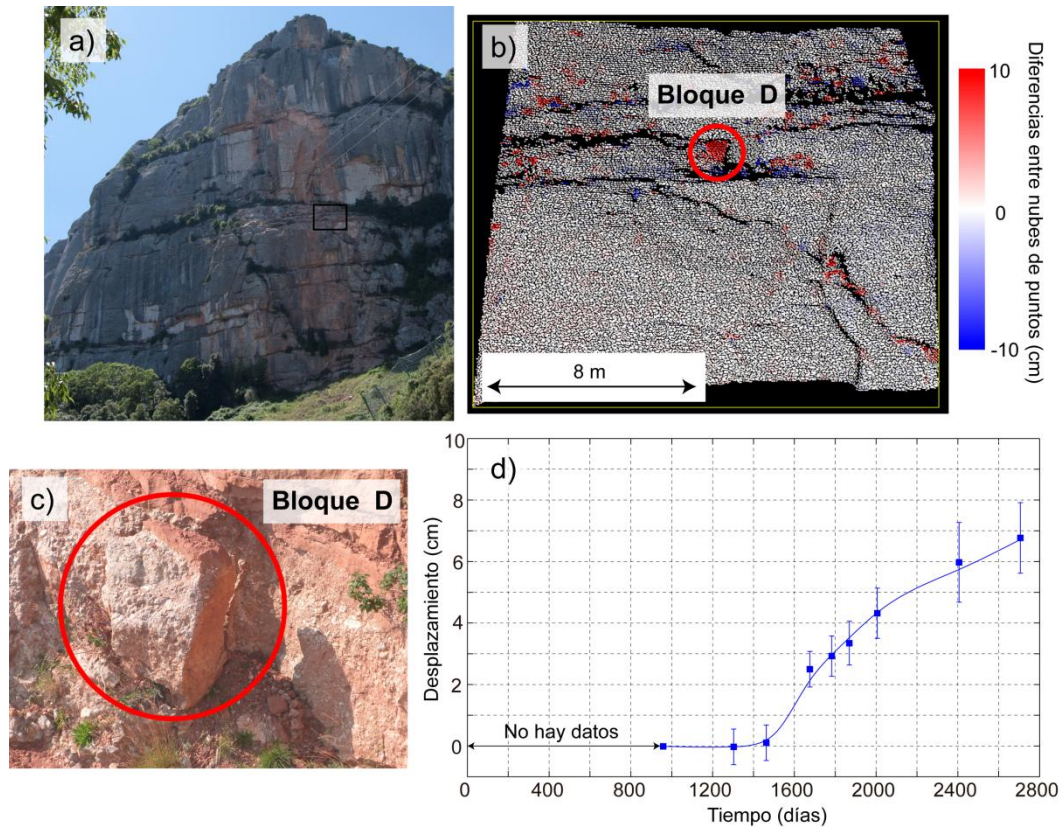




**Figura 8.16.** a) Análisis de deformación del bloque C para el periodo 2007.05 - 2009.12. Se señala el área afectada por el desprendimiento del 28 de Diciembre de 2008. b) Evolución de la deformación del bloque C desde 2007.05 hasta 2014.10.

(2) **Bloque D:** en el mismo sector de Degotalls N, en el periodo 2011.05 - 2011.12 (día 1676) se detectó por primera vez el movimiento de otro bloque con un tamaño significativamente inferior que el anterior (área = 0.3 m<sup>2</sup>) (**Figura 8.17**). Hay que señalar que este primer movimiento fue producto de la caída de un bloque vecino (desprendimiento con referencia 47 de la **Tabla 8.3**). Para el análisis de la evolución temporal de dicho movimiento se calculó la media del desplazamiento en todo el bloque. Así en el periodo 2011.05 - 2011.12 se detectó un movimiento inicial de casi 3 cm (**Figura 8.17d**). En los periodos posteriores se observa un aumento del desplazamiento

aproximadamente lineal hasta alcanzar una media de 7 cm en el último periodo 2013.12 - 2014.10 (**Figura 8.17d**). No existen datos del primer periodo de análisis (2007.05 - 2009.12) para este bloque, ya que se encuentra en una zona de la pared afectada por el gran desprendimiento del 28 de Diciembre de 2008.



**Figura 8.17.** a) Localización del bloque D en la pared de Degotalls N. b) Análisis de deformación del bloque C para el periodo 2009.12 - 2014.10. c) Foto detalle del bloque D. d) Evolución de la deformación del bloque D desde 2009.12 hasta 2014.10.

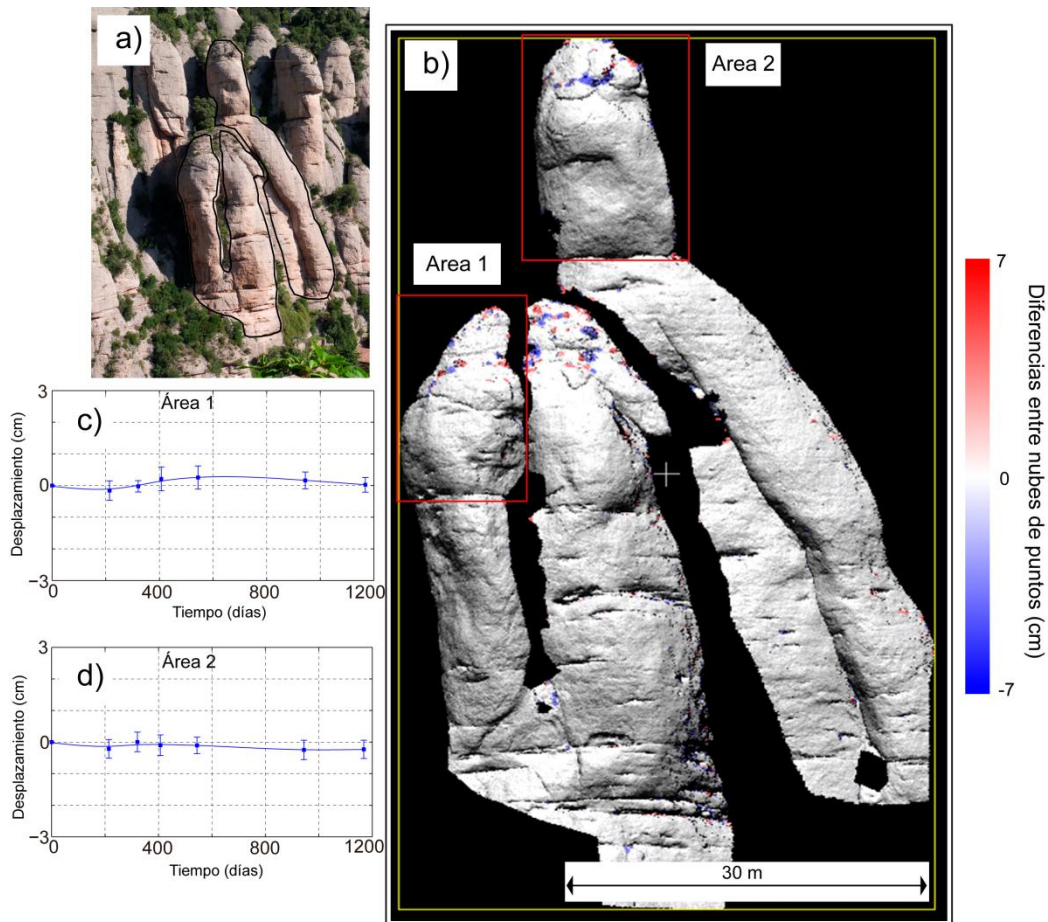
(3) Por último se tiene que mencionar que en el sector de Degotalls E no se detectó ningún valor de desplazamiento mayor al mínimo detectable (1 cm).

#### 8.4.2. Pared del Monasterio

El mismo análisis para la detección de los desplazamientos se ha realizado en las paredes del Monasterio. Pero en este caso, y debido a la extensión de las paredes, el análisis se ha centrado en dos sectores concretos (sector M y sector S) (**Figura 8.4**) en los que se localizan diversas masas singulares y bloques potencialmente inestables catalogadas en

ICGC (2011) y Gallach (2012). El riesgo extremo que conllevaría la caída de algunos de los bloques analizados es la razón por la que el análisis se ha centrado en estos dos sectores. Dicho análisis ha sido realizado con los datos adquiridos desde 2011.05 hasta los de 2014.07. No ha sido conveniente el uso de los datos de 2011.02 por problemas meteorológicos el día de la adquisición, que hizo que la precisión del método disminuyera descartando así la posible detección de movimientos de nivel centimétrico. A continuación se expondrán los resultados de los análisis realizados en cada sector:

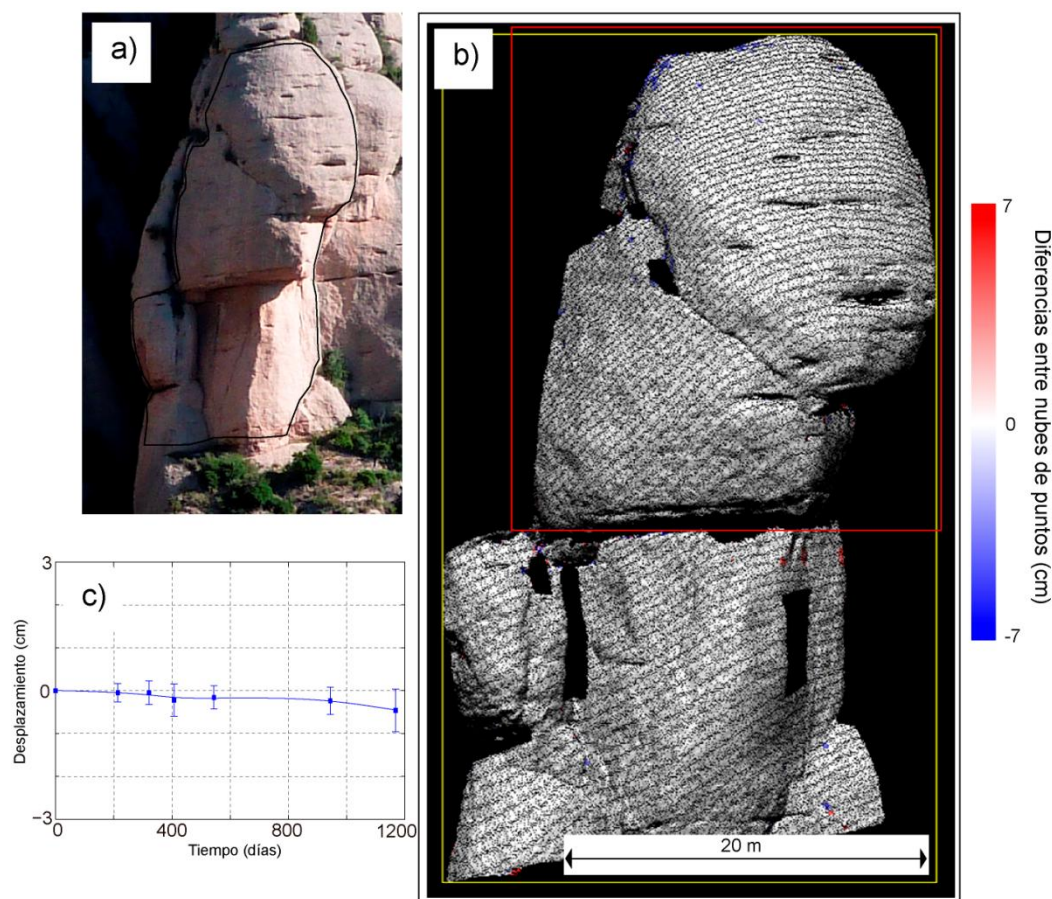
(1) **Sector M:** el sector denominado M se caracteriza por 3 columnas con alturas de 77, 50 y 48 m. En dicho sector no ha sido detectado ningún valor de desplazamientos mayor al mínimo detectable (1 cm) (**Figura 8.18**). Para confirmar estos resultados se realizó el análisis de la evolución de los valores de desplazamiento durante todo el periodo de monitoreo en dos áreas, que por su morfología, son consideradas potencialmente inestables (áreas 1 y 2) (**Figura 8.18b**) Los valores utilizados en este análisis son la media de todos los incluidos en las ventanas señaladas en la **Figura 8.18b**. Como resultado se confirma que los valores de las medias de los desplazamientos no superan el mínimo detectable. Hay que señalar que en la parte alta de estos sectores se observan pequeñas zonas con valores mayores a 1 cm que no son producto de movimientos precursoros, si no que son coherentes con pequeñas zonas con presencia de vegetación.



**Figura 8.18.** a) Detalle del sector M. b) Análisis de deformación del sector M para el periodo 2011.02 - 2014.07. c) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área 1 del sector M. d) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área 2 del sector M.

(2) **Sector S:** en este caso, el sector denominado S, se caracteriza por un gran bloque de conglomerados de 32 m de altura y 23 de anchura que se encuentra en voladizo por la caída de su bloque inferior en el año 1546 (desprendimiento denominado Sostre de la pared del Diable en el apartado 8.1.3). Al igual que en el anterior sector, los datos acumulados entre 2011.05 y 2014.07 no muestran ningún valor superior al considerado detectable (1 cm) (**Figura 8.19**). En el análisis de los valores medios respecto al tiempo de los datos incluidos en la ventana señalada en la **Figura 8.19b** tampoco se observa ningún desplazamiento superior al detectable (**Figura 8.19c**).





**Figura 8.19.** a) Detalle del sector S. b) Análisis de deformación del sector S para el periodo 2011.02 – 2014.07. c) Valores de diferencias respecto al tiempo para el área señalada en b) del sector M.

## 8.5. Resumen de resultados y discusión

El resultado más importante entre todos los descritos en este capítulo es la satisfactoria aplicación de la metodología para la detección rápida de los desprendimientos de rocas ocurridos en un determinado periodo. La obtención de un detallado inventario de desprendimientos, con la información de su localización exacta en la pared y el volumen implicado con un alto nivel de detalle, de forma semi-automática y rápida supone un avance significativo en el contexto de los monitoreos de laderas rocosas. En concreto la realización del inventario de eventos ocurridos en las paredes estudiadas de la Montaña de Montserrat y su continuidad en el futuro abre la posibilidad de un conocimiento mucho más detallado de la dinámica de estas paredes. Hasta el momento el inventario de desprendimientos existente era el realizado para la creación de los “Mapas de Prevención de los Riesgos Geológicos” elaborado por el ICGC, y que recoge los fenómenos que aparecen en documentación histórica, los detectados mediante

fotointerpretación de fotografías aéreas de diferentes años y los detectados mediante el trabajo de campo y encuestas a la población. Además de este inventario, el personal del ICGC realiza inspecciones oculares periódicas para la posible detección de desprendimientos, pero que difícilmente permitiría la detección de eventos de magnitud media-baja. Queda de manifiesto que, fruto de estas fuentes, el inventario de desprendimientos queda centrado en los eventos ocurridos en zonas con elementos antrópicos vulnerables y, a su vez, sesgado para los eventos de menor magnitud. La metodología aquí expuesta resuelve este segundo problema, ya que el valor mínimo de volumen detectable es de  $0.001 \text{ m}^3$  lo que supone un umbral inferior de detección muy detallado. La continuación en el futuro del monitoreo de las paredes analizadas para completar el inventario permitirá conocer en mayor profundidad el riesgo al que están expuestas tanto las edificaciones, vías de comunicación, como los usuarios de la montaña y del monasterio, y en consecuencia elaborar mejores planes de mitigación.

A partir del inventario realizado también se ha podido calcular la relación M-F. En la mayoría de los trabajos existentes en la bibliografía (Dussauge et al., 2003; Dussauge-Peisser et al., 2002; Hungr et al., 1999; Marques, 2008) éstas curvas no se realizan para los eventos de pequeña magnitud por falta de información, ya que lo más frecuente es el registro de aquellos de mayor volumen. La metodología presentada aquí resuelve dicha problemática, sin embargo, a día de hoy y debido al poco tiempo de monitoreo aún llevado a cabo, el problema es el contrario, no se posee información continua de eventos de gran magnitud. Dicha carencia podrá ser subsanada en el futuro mediante la continuación del monitoreo que permitirá obtener una serie homogénea de desprendimientos que abarquen desde las magnitudes más pequeñas a las más elevadas. Con los datos que se poseen actualmente solo se ha podido realizar un análisis M-F (**Figura 8.13**) que tiene en cuenta eventos con volúmenes de hasta  $1 \text{ m}^3$ , y de los cuales la serie es homogénea hasta los desprendimientos con volúmenes de  $0.1 \text{ m}^3$ .

En cuanto a los indicadores precursores, Rosser et al. (2007) y más tarde Royán et al. (2015), definen la concentración de pequeños desprendimientos en el lugar donde posteriormente ocurrirá uno de mayor entidad como desprendimientos precursores que pueden ser utilizados para predecir las caídas. Siguiendo ésta hipótesis se ha querido analizar la distribución espacial de los eventos aquí detectados mediante la creación de los mapas de densidad de desprendimientos de rocas (**Figura 8.9** y **Figura 8.12**). De este análisis se desprende que la distribución de los desprendimientos en los escarpes

estudiados no es aleatoria ni uniforme, si no que los desprendimientos se concentran en zonas concretas. Estas zonas de concentración de desprendimientos serán zonas de especial vigilancia para la detección de movimientos precursoros en el futuro, ya que la existencia de estas concentraciones puede ser en sí mismas un indicador de inestabilidad. Ésta hipótesis, postulada en el área de estudio piloto de Puigercós, tendrá que ser también verificada en los escarpes conglomeráticos de Montserrat. Otro aspecto a analizar en el futuro en dichos escarpes, en relación a los diferentes tipos de inestabilidades definidos en el apartado 8.1.4, es si los tipos de caídas de pequeña (cantos y agregados) y media magnitud (costras y bloques) pueden funcionar como indicadores precursoros de las caídas de gran magnitud (masas singulares). Hasta ahora se consideraban como entidades individuales de caídas, pero si los pequeños y medianos eventos se concentran en una única masa singular, estos podrían ser considerados eventos premonitorios de una gran caída.

Por otra parte, la metodología para la detección de deformación precursora se ha aplicado satisfactoriamente para aquellos movimientos que superaban el centímetro acumulado. De esta manera se ha podido verificar la metodología desarrollada previamente en paredes compuestas por litologías más plásticas, como las margas y areniscas del escarpe de Puigercós (Abellán et al., 2010; Royán et al., 2014, 2015), en paredes de comportamiento rígido como las de Montserrat. Aunque se detectaron movimientos en dos bloques en la pared de Degotalls N, estos fueron producto de la desestabilización producida por la caída de bloques vecinos, lo que los diferenciaría de los movimientos detectados en el escarpe de Puigercós. En este último caso, el movimiento era de tipo vuelco como producto de la existencia de grietas de tensión, mientras que en los dos casos de la pared de Degotalls, el movimiento se localiza en bloques muy bien definidos en la pared por la presencia de las distintas familias de diaclasas y la estratificación.

La ausencia de más detecciones de zonas inestables afectadas por movimientos precursoros en las dos paredes estudiadas (Monasterio y Degotalls) puede ser debida principalmente a dos posibilidades: (1) que no haya habido movimientos en ningún bloque durante el periodo de monitoreo y que, por lo tanto, exceptuando las dos detecciones descritas anteriormente, las áreas analizadas se encuentran en situación estable; y (2) que los bloques analizados hayan sufrido movimientos milimétricos, ya sean del tipo elástico o del tipo plástico (apartado 8.4), no detectables por la metodología

aquí aplicada y que por lo tanto se encuentren en una situación inestable. Si el movimiento fuera del tipo plástico, y por lo tanto no recuperable, sería esperable que la detección de la inestabilidad se hiciera efectiva en el momento en que dicho movimiento acumulado supere el centímetro. Pero por otra parte, podría acontecer que el desencadenamiento de las caídas se produjera después de solo movimientos milimétricos (elásticos o plásticos) debido al comportamiento más rígido de los conglomerados, y que por lo tanto estas caídas no puedan ser predichas mediante la metodología aquí aplicada. Todas estas afirmaciones e hipótesis deberán ser verificadas en el futuro mediante la continuación de las tareas de monitoreo. Además, es esperable que debido al avance rápido de la tecnología LiDAR, así como de las técnicas de tratamiento de datos, en el futuro los movimientos milimétricos pueden llegar a ser también detectados.

## 8.6. Conclusiones

---

En el presente capítulo de la memoria se ha demostrado la utilidad de la metodología de reconocimiento de clusters como herramienta para la detección detallada de los desprendimientos de rocas ocurridos en diversas laderas de la Montaña de Montserrat. Además se ha elaborado un inventario detallado de los desprendimientos consistente en su localización exacta en la pared y la cuantificación del volumen movilizado. A partir de este inventario y del cálculo de los centroides de cada evento se ha podido realizar un mapa de densidad donde se ha podido reconocer la distribución espacial de los eventos detectados en cada pared rocosa analizada. Dicha distribución no es aleatoria, si no que se observa claramente como los desprendimientos se concentran en zonas concretas de las paredes analizadas. Este análisis es una aportación interesante, y que servirá para verificar en el futuro la posible utilidad de los desprendimientos de pequeña magnitud en la predicción espacial de desprendimientos de rocas de gran magnitud.

Por último, se ha podido detectar el movimiento de dos bloques en el sector de Degotalls N. El movimiento del denominado bloque C, producto de la caída de los bloques vecinos A y B; y el movimiento del bloque D, producto de la caída de otro pequeño bloque vecino. En cuanto al bloque C, su situación es estacionaria fruto de las medidas de estabilización llevadas a cabo después de las caídas de los bloques A y B en diciembre de 2008. El bloque D sin embargo se sigue moviendo con un patrón lineal y alcanzando ya



un valor de desplazamiento de 7 cm. Dicha evolución hace indispensable la continuación de las tareas de vigilancia para, en la medida de lo posible, disminuir los riesgos derivados de su caída.

---

# **PARTE V:**

**Discusiones y  
conclusiones globales**

---



---

## **Capítulo 9. Discusiones globales**

---

En este capítulo se exponen las discusiones globales más relevantes derivadas de la tesis realizada. En concreto las discusiones se centran en las aportaciones de la tesis en el ámbito de la geomorfología de las laderas rocosas, de la peligrosidad y el riesgo, y de la predicción de desprendimientos de rocas. Hay que señalar que en cada capítulo de la tesis correspondiente al área de estudio piloto de Puigcercós y al área de la Montaña de Montserrat se han ido realizando discusiones concretas de los resultados específicos.

## 9.1. Implicaciones en la evolución geomorfológica de los escarpes

---

Los desprendimientos de rocas poseen un rol importante en la denudación de las laderas rocosas de las zonas montañosas, que se ve favorecida por la acción de los agentes meteorológicos que meteorizan las rocas, como la precipitación y las heladas (Rapp, 1960). Es por esto que la caracterización geomorfológica de las laderas está estrechamente relacionada con el análisis y la caracterización de los desprendimientos que en ellas ocurren. Los métodos expuestos en esta memoria para la detección y caracterización de los desprendimientos de rocas son una herramienta precisa para el seguimiento de laderas rocosas con el fin de caracterizarlas geomorfológicamente. Estos métodos permiten realizar detecciones detalladas de los eventos ocurridos y cálculos volumétricos muy precisos, desde eventos menores ( $0.001 \text{ m}^3$ ) hasta los de mayor magnitud ( $> 1000 \text{ m}^3$ ). De esta manera, con el seguimiento mediante LiDAR Terrestre y la aplicación de las herramientas aquí desarrolladas se pueden obtener inventarios de desprendimientos continuos y no sesgados de una manera rápida.

Estos inventarios permiten análisis estadísticos mucho más precisos para la obtención de las relaciones M-F que los métodos clásicos, que en muchos casos utilizan inventarios que carecen de detalle suficiente, es decir, no son temporalmente continuos o se encuentran sesgados para los eventos de menor volumen (Dussauge-Peisser et al., 2002; Hungry et al., 1999; Malamud et al., 2004). Otros métodos clásicos de obtención de la relación M-F son indirectos, como el análisis de los depósitos de talud de las zonas de llegada de las áreas afectadas por desprendimientos de rocas (Luckman and Fiske, 1995; McCarroll et al., 2001) o de los nichos de salida existentes en los escarpes producidos por los bloques que se han desprendido (Domènech, 2015; Santana et al., 2012). El mayor problema de estos métodos indirectos es la falta de certeza en la asignación de los bloques caídos o de los nichos de salida a eventos singulares de desprendimientos, problemática que claramente resuelve la metodología aquí presentada. Además, ésta puede verse del todo resuelta gracias al sistema de monitoreo fotográfico que, de manera experimental, ha sido instalado en el área de estudio piloto de Puigcercós, y que permitirá mejorar la detección temporal de los desprendimientos.

Otro método para el análisis de la evolución geomorfológica de los escarpes es el del cálculo de tasas de retroceso. El monitoreo con LiDAR Terrestre localiza perfectamente los desprendimientos en los escarpes, permitiendo la discriminación de las áreas más

activas y estimaciones de tasa de retroceso mucho más precisas que los métodos tradicionales, como el análisis de secuencias de fotografías aéreas y mapas históricos (Lee and Clark, 2002; Rosser et al., 2005). Estos métodos clásicos, que se realizan a una escala de trabajo superior, poseen una baja precisión en las medidas y además aportan datos incompletos de la evolución de los escarpes, ya que sólo se posee información de la parte superior de éste. Además, el análisis detallado mediante el instrumento LiDAR Terrestre de un escarpe rocoso concreto, que permite obtener tasas erosivas en detalle, se podría extrapolar con el fin de proponer el funcionamiento y la evolución geomorfológica de otros escarpes con comportamientos similares sin necesidad de analizarlos todos.

En conclusión, las herramientas desarrolladas en esta memoria para la detección y cuantificación de los desprendimientos de rocas son un avance importante para los estudios de los procesos erosivos que actúan en los escarpes montañosos, y por lo tanto para el estudio de su evolución geomorfológica tanto a corto como a largo plazo.

## **9.2. Implicaciones en la estimación del riesgo y la peligrosidad**

---

Las investigaciones presentadas en esta memoria tienen implicaciones directas en los cálculos del valor de Peligrosidad (P) que se utiliza para la ecuación de estimación del Riesgo (R). Este Riesgo, además de en función de la Peligrosidad, se calcula en función de la Vulnerabilidad (V) de los elementos expuestos, de su Exposición (E) y de su Coste (C):

$$R = P \times E \times (V \times C)$$

La evaluación de la peligrosidad de desprendimientos de rocas se basa, según Volkwein et al. (2011), en: a) la frecuencia (probabilidad temporal) y la susceptibilidad (probabilidad espacial) de ocurrencia de los desprendimientos; b) la trayectoria 3D y el máximo alcance de los bloques caídos; y c) la distribución de la intensidad de los desprendimientos a lo largo de la trayectoria. En concreto los métodos aquí desarrollados favorecerían sustancialmente el cálculo de los dos primeros parámetros: la frecuencia y susceptibilidad, y la trayectoria y alcance de los desprendimientos.

En cuanto a la frecuencia de ocurrencia (probabilidad temporal), ésta suele ser evaluada en base a los análisis M-F de los desprendimientos. La mejora en este campo ya ha sido descrita en el apartado anterior, y principalmente radica en la obtención de inventarios mucho más completos y detallados que los que se obtenían hasta ahora. Respecto a la susceptibilidad de los desprendimientos en las laderas rocosas (probabilidad espacial), la detección de indicadores precursores de las caídas de gran magnitud permitiría localizar de manera específica en la ladera los bloques inestables. Es decir, que este parámetro ya no vendría determinado por un valor estadístico calculado a partir de las características estructurales de las paredes rocosas, sino que sería una indicación real de la inestabilidad en un área concreta de la pared. Este hecho permitiría también cálculos específicos de la peligrosidad para las inestabilidades concretas determinadas en un escarpe.

La mencionada detección de inestabilidades en las laderas también permitiría introducir dichos parámetros en los programas desarrollados para la modelización 3D de caídas de rocas. Estos programas son utilizados para obtener las trayectorias de los bloques al caer, su alcance y su energía (Crosta et al., 2004; Christen et al., 2007; Guzzetti et al., 2002; Scioldo, 2006 entre otros), parámetros que son utilizados para los cálculos de la peligrosidad. De este modo, se propone que tanto la predicción espacial de las inestabilidades, como el detallado cálculo volumétrico de los desprendimientos ocurridos, pueden ser utilizados como datos de partida para los programas de modelización y obtener así las trayectorias y el alcance de estas probables caídas con una mayor precisión.

En conclusión, las metodologías para la detección de desprendimientos mediante monitoreo LiDAR Terrestre tienen importantes aplicaciones en la estimación de la peligrosidad de desprendimientos de rocas, y por lo tanto, en la estimación del riesgo.

### **9.3. Predicción de desprendimientos de rocas**

---

La metodología descrita a lo largo de esta memoria permite una predicción real de los desprendimientos de rocas a partir de la detección de indicadores precursores. Típicamente, la predicción de las áreas en las que ocurrirá un desprendimiento de rocas se realiza en términos estadísticos a partir de la obtención de la susceptibilidad. Este

término hace referencia a la probabilidad de que un área concreta de un escarpe rocoso sea la zona de salida de un futuro desprendimiento. Así, este análisis basado en la probabilidad no proporciona realmente las zonas en las que con toda seguridad ocurrirá un desprendimiento. Aun existiendo una susceptibilidad muy alta en un área determinada de un escarpe, no hay seguridad total de que el desprendimiento vaya a ocurrir.

En este estudio se ha conseguido la predicción espacial real de las áreas inestables de un escarpe, es decir, la predicción del lugar en el que tendrá lugar un desprendimiento. Dicha predicción espacial ha sido conseguida a partir de la detección de la deformación precursora de los bloques inestables. Este hecho es un avance importante para la mitigación de los riesgos derivados de los desprendimientos de rocas, ya que permite conocer de antemano las áreas inestables en extensos escarpes. De este modo se podría priorizar en zonas concretas de las laderas y aplicar diferentes medidas de mitigación del riesgo, como desencadenamiento de la caída del bloque de manera artificial o la instalación de obras de defensa (sistemas activos o pasivos), en los puntos concretos donde se demuestra la inestabilidad. Además, se podría realizar un monitoreo preciso de dichas áreas inestables con el fin de analizar su evolución, mediante la instalación de instrumentos puntuales de monitoreo continuo más precisos que el LiDAR Terrestre (extensómetro, estación total, etc.).

A partir del análisis de la evolución temporal de los desplazamientos precursores de las áreas inestables se han podido diferenciar las fases secundaria y terciaria de dichas inestabilidades. Esto demuestra que el monitoreo con los instrumentos LiDAR Terrestre es válido para la detección y el seguimiento de dichos desplazamientos cuando éstos se encuentran en una escala centimétrica. La distinción de la fase terciaria, en la que la deformación se acelera, ha permitido la aplicación del método desarrollado por Fukuzono (1985) para predecir temporalmente las caídas. La adaptación de dicho método se ha mostrado eficaz en la predicción temporal de los desprendimientos, así como en la caracterización de los factores que en última instancia provocaron los desprendimientos. Con el fin de mejorar la capacidad predictiva de los datos de deformación obtenidos con el instrumento LiDAR, sería de gran importancia el desarrollo de modelos evolutivos de la deformación que permitan predecir una fecha más exacta de los desprendimientos. Aún teniendo en cuenta la limitación de la



predicción temporal conseguida en esta tesis, ésta ya es un avance de gran importancia para la mitigación del riesgo por desprendimientos de rocas.

Por último, cabe resaltar la importancia de la obtención de ambas predicciones, espacial y temporal, con el instrumento LiDAR Terrestre en cuanto a su posible implementación en un sistema de alerta temprana de desprendimientos. Los posibles errores derivados de la alineación de los datos LiDAR, que se realiza en las primeras etapas de la metodología aplicada en este estudio, se solucionarían con una instalación continua del instrumento LiDAR Terrestre en el área de estudio. Su implementación en los sistemas de alerta temprana permitiría así detecciones más precisas de las deformaciones precursoras y de este modo mejores predicciones espacio-temporales. Una de las ventajas de este tipo de sensores respecto a los típicamente utilizados en dichos sistemas de alerta (extensómetros o estación total) es que la adquisición de los datos se realiza remotamente, así no es necesaria la instalación previa de ningún instrumento en las áreas inestables. Este hecho se vuelve relevante cuando la evolución de la inestabilidad es tan avanzada que provoca la destrucción de los sensores instalados en el área inestable (Sättele et al., 2015). De este modo, Sättele et al. (2015) describe que en la fase de aceleración de un área inestable, la fiabilidad técnica de un sistema de alerta temprana compuesto por sensores instalados "*in-situ*" no es constante, decrece con el tiempo debido a la limitación mecánica de los sensores o a que estos son destruidos por la caída. Un sistema de alerta temprana compuesto por un instrumento LiDAR Terrestre, u otro sensor remoto como el GB-InSAR, resolvería el problema de la pérdida de fiabilidad del resto de sistemas que requieren instalaciones en las laderas.

---

## **Capítulo 10. Conclusiones globales y perspectivas de futuro**

---

En este capítulo final se presentan las conclusiones generales de las investigaciones llevadas a cabo, así como diversas recomendaciones de investigaciones futuras en el ámbito de desarrollo de la presente tesis. En este caso también hay que señalar que cada capítulo de resultados posee un apartado de conclusiones específicas.

## 10.1. Conclusiones

---

En esta tesis se ha realizado el monitoreo mediante un instrumento LiDAR Terrestre en dos áreas de estudio diferentes: el escarpe de estudio piloto de Puigcercós y diferentes paredes de la Montaña de Montserrat. A partir del análisis de dichos datos LiDAR se ha conseguido: a) la detección y caracterización volumétrica de los desprendimientos de rocas ocurridos durante el periodo de estudio; b) la detección y el análisis de deformación precursora; c) la detección y el análisis de desprendimientos precursores; y d) la predicción espacio-temporal de los desprendimientos de rocas. De esta manera se observa que tanto el objetivo general como los objetivos específicos de la tesis han sido resueltos satisfactoriamente.

Se han desarrollado herramientas para la detección, tanto en 2D como en 3D, de los **desprendimientos de rocas**, así como para el cálculo de su área o su volumen a un nivel muy detallado ( $>0.01 \text{ m}^2$  o  $>0.001 \text{ m}^3$ ). Estas herramientas semi-automáticas han permitido la obtención de detallados inventarios de caídas de rocas a partir del monitoreo con instrumentos LiDAR Terrestre.

Se ha instalado un sistema de **monitoreo fotográfico** permanente en el área de estudio piloto de Puigcercós, que permitirá la mejora de la detección temporal de los numerosos desprendimientos que en ella ocurren, solucionando así el problema de la superposición que poseen las comparaciones de los datos LiDAR. Para la detección de los cambios se ha desarrollado un proceso interactivo programado en lenguaje Matlab que permite reconocer los cambios ocurridos en el escarpe a partir de pares de fotografías.

Se ha avanzado en la detección 3D de las **deformaciones precursoras**, mejorando así la predicción espacial de las inestabilidades en las laderas rocosas. Los análisis estadísticos llevados a cabo con la evolución temporal de los datos de deformación han permitido la adaptación y aplicación del método de Fukuzono (1985) para realizar predicciones temporales de los desprendimientos.

Por último, ha sido posible la detección y el análisis de otro tipo de indicador precursor, los **desprendimientos precursores**. El análisis de dichos eventos, junto con las características estructurales que condicionan las caídas, ha permitido realizar predicciones espaciales de las inestabilidades. Además, la comparación de ambos

indicadores precursores, deformación y desprendimientos precursores, pone de manifiesto la evolución temporal paralela de dichos indicadores.

Todos los resultados conseguidos en esta tesis suponen un avance relevante en el estudio de los desprendimientos de rocas mediante instrumentos LiDAR Terrestre. Tanto en la caracterización de las caídas como en su predicción, las herramientas desarrolladas y expuestas demuestran la capacidad de los seguimientos realizados con LiDAR Terrestre respecto a otro tipo de instrumentación de monitoreo.

## 10.2. Perspectivas de futuro

---

Las dos áreas de estudio en las que se han realizado las investigaciones para esta tesis han permitido obtener resultados satisfactorios. En cuanto al área de estudio piloto de **Puigcercós**, ésta ha demostrado ser una localidad excepcional para la investigación de los desprendimientos de rocas. Es por ello que la continuación del monitoreo con LiDAR Terrestre, así como la posible instalación de nuevos sensores, como el ya instalado sistema de monitoreo fotográfico, sería importante en un futuro próximo con el fin de esclarecer la dinámica de los desprendimientos de rocas. Posibles nuevos sensores a instalar en esta área de estudio piloto serían: (a) una estación meteorológica automática, para poder conocer en detalle los posibles factores que influyen en la evolución del escarpe; (b) una estación sísmica, que ya se encuentra en fase de pruebas (Sistema de adquisición *Spidernano* (Worldsensing) y sensor de corto periodo *Seismonitor*) y que, junto a la estación fotográfica ya instalada, permitiría detectar el momento exacto de las caídas de rocas y correlacionarlas con los posibles factores desencadenantes. Además, posibilitaría analizar la dinámica de los desprendimientos y realizar correlaciones de energía y volumen. Y (c) sensores térmicos que instalados en la misma pared rocosa permitirían analizar la influencia de la temperatura de la roca en los desprendimientos que en ella ocurren.

Mención aparte merece el sistema de **monitoreo fotográfico**, ya instalado en el área de estudio piloto de Puigcercós, y del que se han presentado resultados preliminares en esta memoria. Una vez éste ya se encuentra en funcionamiento, los avances para el futuro pasan por mejorar el procesado de las fotografías tomadas por éste con el fin de detectar de una manera más detallada y automática los cambios ocurridos en el escarpe. En esta

memoria se ha presentado una metodología basada en la comparación de los canales RGB de las fotografías, que se ven muy afectados por las condiciones lumínicas del momento de adquisición de los datos. Este sería un punto importante a solucionar de cara a la detección de todos los desprendimientos ocurridos en el escarpe de Puigcercós.

Además de los posibles nuevos instrumentos, un paso muy importante de cara a la implementación del instrumento LiDAR Terrestre en un **sistema de alerta temprana** que pueda predecir los desprendimientos, sería su instalación de manera permanente y automática en el escarpe. De esta manera, el LiDAR Terrestre podría adquirir datos cada cierto intervalo de tiempo elegido por el usuario y de manera automática compararlos y advertir de la presencia de cualquier movimiento o caída en el escarpe rocoso. Además este proceso automático permitiría disminuir ciertos errores en las comparaciones producidos por la alineación posterior de las nubes de puntos. El área de estudio piloto de Puigcercós se presenta como un área perfecta para este tipo de pruebas debido a la alta actividad de caídas, así como a la existencia de un gran número de áreas deformadas.

En cuanto al área de estudio de la **Montaña de Montserrat**, la continuación del monitoreo con LiDAR Terrestre es imprescindible tanto para la elaboración de inventarios de desprendimientos, como para el seguimiento del movimiento de posibles áreas inestables. La metodología de detección de desprendimientos aquí presentada ha demostrado ser mucho más efectiva que cualquiera de las utilizadas anteriormente, lo que permitirá la elaboración de un amplísimo inventario de desprendimientos de las paredes de rocas analizadas para determinar su grado de actividad. Además también se ha demostrado la efectividad para la detección y seguimiento de movimientos en bloques rocosos, lo que hace imprescindible mantener este seguimiento con el fin de minimizar los riesgos derivados de su caída. Con el fin de verificar la existencia o no de movimientos precursoros en ciertas masas rocosas singulares de las paredes del Monasterio, en las que hasta ahora no se han detectado movimientos mayores a 1 cm, se plantearán nuevas estaciones de adquisición de datos más cercanas a dichas masas con el fin de aumentar tanto la resolución como la precisión de las detecciones (< 1 cm).

En cuanto a la metodología aplicada para la detección y seguimiento de las **deformaciones precursoras**, sería necesario seguir avanzando en su desarrollo, sobre todo en lo referente al umbral de detección, de orden centimétrico en la actualidad.

Además sería conveniente desarrollar modelos evolutivos temporales de las áreas deformadas con un mayor detalle que permitan predecir temporalmente su caída con mayor exactitud. Este proceso se vería fuertemente beneficiado por un aumento en la periodicidad de las adquisiciones de datos LiDAR, o en su instalación de manera permanente en el área a estudiar, como ha demostrado recientemente Kromer et al. (in press).

Los primeros pasos en cuanto al uso de los **desprendimientos precursores** para la predicción de los grandes eventos están dados. Pero aún queda mucho recorrido hasta que este tipo de indicador pueda usarse de manera funcional y precisa en la predicción de éstos. En este sentido el análisis estadístico de la distribución espacial de los desprendimientos precursores en la pared rocosa, así como su posible relación con estructuras propias de la pared (grietas, diaclasas, etc.) serían un buen punto de partida para seguir avanzando en el conocimiento de la ocurrencia de este tipo de indicadores.

Por último, sería importante aplicar las metodologías expuestas en esta memoria en otras áreas de estudio. De esta manera se sometería a éstas a nuevos contextos litológicos y estructurales, así como a nuevas problemáticas metodológicas, con el fin de validar todos los avances expuestos en esta tesis y avanzar hacia un uso más generalizado de dichas metodologías.



**BIBLIOGRAFÍA**

- Abellán, A.: Improvements in our understanding of rockfall phenomenon by Terrestrial Laser Scanning. Emphasis on change detection and its application to spatial prediction, Universitat de Barcelona - PhD., 2009.
- Abellán, A., Jaboyedoff, M., Oppikofer, T. and Vilaplana, J. M.: Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 365–372, 2009.
- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J. M. and Blanchard, J.: Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring, *Geomorphology*, 119, 162–171, doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.016, 2010.
- Abellán, A., Vilaplana, J. M., Calvet, J., García-Sellés, D. and Asensio, E.: Rockfall monitoring by Terrestrial Laser Scanning – case study of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 829–841, doi:10.5194/nhess-11-829-2011, 2011.
- Abellán, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N. J., Lim, M. and Lato, M. J.: Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities, *Earth Surf. Process. Landforms*, 39, 80–97, doi:10.1002/esp.3493, 2014.
- Agliardi, F., Crosta, G. B. and Zanchi, A.: Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Eng. Geol.*, 59, 83–102, 2001.
- Akca, D.: Matching of 3D surfaces and their intensities, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 62(2), 112–121, doi:10.1016/j.isprsjprs.2006.06.001, 2007.
- Alho, P., Kukko, A., Hyypä, H., Kaartinen, H., Hyypä, J. and Jaakkola, A.: Letters to ESEX Application of boat-based laser scanning for river survey, *Earth Surf. Process. Landforms*, 34, 1831–1838, doi:10.1002/esp, 2009.
- Alsaker, E., Gabrielsen, R. H. and Roca, E.: The significance of the fracture pattern of the Late-Eocene Montserrat fan-delta, Catalan Coastal Ranges (NE Spain), *Tectonophysics*, 266, 465–491, 1996.
- Amitrano, D., Grasso, J. R. and Senfaute, G.: Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena, *Geophys. Res. Lett.*, 32(8), L08314, doi:10.1029/2004GL022270, 2005.
- Atzeni, C., Barla, M., Pieraccini, M. and Antolini, F.: Early Warning Monitoring of Natural and Engineered Slopes with Ground-Based Synthetic-Aperture Radar, *Rock Mech. Rock Eng.*, 48, 235–246, doi:10.1007/s00603-014-0554-4, 2015.



- Avian, M. and Bauer, A.: LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal , Austria , between 2000 and 2008, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1087–1094, 2009.
- Barlow, J., Lim, M., Rosser, N., Petley, D., Brain, M., Norman, E. and Geer, M.: Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls, *Geomorphology*, 139–140, 416–424, doi:10.1016/j.geomorph.2011.11.006, 2012.
- Bennet, M. R. and Doyle, P.: *Environmental Geology: geology and the human environment*, Wiley, Chichester., 1997.
- Blanch, X.: Anàlisi de l'evolució de despreniments a partir de dades LiDAR a l'escarpament de Puigcercós (Pallars Jussà), Universitat de Barcelona / Universitat Autònoma de Barcelona - Tesis de Master., 2015.
- Blanchard, J., Calvet, J., Abellán, A., García-Sellés, D., Khazaradze, G. and Vilaplana, J. M.: Estudio del escarpe de coronación del deslizamiento de Puigcercós mediante Láser Escáner Terrestre. *Conca de Tremp, Catalunya, Geo-temas*, 10, 1389–1392, 2008.
- Bottelin, P., Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D. and Guéguen, P.: Modal and thermal analysis of les arches unstable rock column (vercors massif, french alps), *Geophys. J. Int.*, 194(2), 849–858, doi:10.1093/gji/ggt046, 2013.
- Brodu, N. and Lague, D.: 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 68(1), 121–134, doi:10.1016/j.isprsjprs.2012.01.006, 2012.
- Burjánek, J., Gassner-Stamm, G., Poggi, V., Moore, J. R. and Fäh, D.: Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope, *Geophys. J. Int.*, 180(2), 820–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x, 2010.
- Burjánek, J., Moore, J. R., Yugsi Molina, F. X. and Fäh, D.: Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration, *Geophys. J. Int.*, 188(2), 559–569, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05272.x, 2012.
- Carrea, D., Abellán, A., Derron, M., Gauvin, N. and Jaboyedoff, M.: Using 3D surface datasets to understand landslide evolution: From analogue models to real case study, in *Landslides and engineered slopes: Protecting society through improved understanding*, edited by E. Eberhardt, C. Froese, and K. Turner, pp. 575–579, Taylor and Francis, London., 2012.
- Carrea, D., Abellan, A., Derron, M. and Jaboyedoff, M.: Automatic Rockfalls Volume Estimation Based on Terrestrial Laser Scanning Data, in *Engineering Geology for Society and Territory*, vol. 2, edited by G. Lollino, D. Giordan, G. B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski, and N. Sciarra, pp. 425–428, Springer International Publishing, Cham., 2015.
- Chen, Y. and Medioni, G.: Object modeling by registration of multiple range images, in *Proceedings of the 1991 IEEE International Conference on Robotics and Automation.*, 1991.

- Christen, M., Bartelt, P. and Gruber, U.: RAMMS - a modelling system for snow avalanches, debris flows and rockfalls based on IDL, PFG Photogramm. - Fernerkundung - Geoinf., 4, 289–292, 2007.
- Copons, R.: Avaluació de la perillositat de caigudes de blocs rocosos al Solà d'Andorra la Vella, Centre d'estudis de la neu i de la muntanya d'Andorra (CENMA), 2007.
- Copons, R. and Vilaplana, J. M.: Rockfall susceptibility zoning at a large scale: From geomorphological inventory to preliminary land use planning, Eng. Geol., 102(3-4), 142–151, doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.020, 2008.
- Copons, R., Vilaplana, J. M., Corominas, J., Altimir, J. and Amigó, J.: Rockfall Risk Management in High-Density Urban Areas. The Andorran Experience, in Landslide Hazard and Risk, edited by T. Glade, M. Anderson, and M. J. Crozier, John Wiley & Sons Ltd., 2005.
- Corominas, J. and Alonso, E.: Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán, in Ponencias y comunicaciones - ETSICCP-UPC C.1 - C.53., 1984.
- Corominas, J., Copons, R., Vilaplana, J. M., Altimir, J. and Amigó, J.: Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the principality of Andorra, Nat. Hazards, 30(3), 421–435, doi:10.1023/B:NHAZ.0000007094.74878.d3, 2003.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A. and Gili, J. a.: Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain), Landslides, 2(2), 83–96, doi:10.1007/s10346-005-0049-1, 2005.
- Corsini, L.: Sobre los hundimientos ocurridos en Puigcercós, Rev. Obras Públicas, 29, 126–129, 1881.
- Crosta, G. B. and Agliardi, F.: Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements, Can. Geotech. J., 40(1), 176–191, doi:10.1139/t02-085, 2003.
- Crosta, G. B., Agliardi, F., Frattini, P. and Imposato, S.: A three-dimensional hybrid numerical model for rockfall simulation, Geophys. Res. Abstr., 6, 2004.
- Crosta, G. B., di Prisco, C., Frattini, P., Frigerio, G., Castellanza, R. and Agliardi, F.: Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide, Landslides, 11(5), 747–764, doi:10.1007/s10346-013-0433-1, 2014.
- Cruden, D. M. and Martin, C. D.: Before the Frank Slide: preparatory and triggering causes from maps and photographs, in 57th Canadian Geotechnical Conference, GeoQuebec., 2004.
- Cruden, D. M. and Varnes, D. J.: Landslide types and processes, in Landslides investigation and mitigation. Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247, edited by A. K. Turner and R. L. Schuster, pp. 36–75, Washington DC., 1996.
- Cuevas, L.: Estratigrafía del “Garumniense” de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida, Acta Geol. Hisp., 1992.

- Dai, F. C. and Lee, C. F.: Frequency-volume relation and prediction of rainfall-induced landslides, *Eng. Geol.*, 59, 253–266, 2001.
- Deliormanli, A. H., Maerz, N. H. and Otoo, J.: Using terrestrial 3D laser scanning and optical methods to determine orientations of discontinuities at a granite quarry, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 66, 41–48, doi:10.1016/j.ijrmms.2013.12.007, 2014.
- Dewez, T., Gebrayel, D., Lhomme, D. and Robin, Y.: Quantifying morphological changes of sandy coasts by photogrammetry and cliff coasts by lasergrammetry, *La Houille Blanche*, 1, 32–37, 2009.
- Domènech, G.: Assessment of the magnitude-frequency relationship of landslides and rockfalls: Application to hazard mapping, Universitat Politècnica de Catalunya - PhD., 2015.
- Dussauge, C., Grasso, J. R. and Helmstetter, A.: Statistical analysis of rockfall volume distributions: Implications for rockfall dynamics, *J. Geophys. Res.*, 108(NO. B6), 2286, doi:10.1029/2001JB000650, 2003.
- Dussauge-Peisser, C., Helmstetter, A., Grasso, J. R., Hantz, D., Desvarreux, P., Jeannin, M. and Giraud, A.: Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2, 15–26, doi:10.5194/nhess-2-15-2002, 2002.
- Eberhardt, E., Stead, D. and Coggan, J. S.: Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes – the 1991 Randa rockslide, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 41(1), 69–87, doi:10.1016/S1365-1609(03)00076-5, 2004.
- Erismann, H. T. and Abele, G.: Dynamics of rockslides and rockfalls, Springer-Verlag Berlin Heidelberg., 2001.
- Ester, M., Kriegel, H. P., Sander, J. and Xu, X.: A Density-Based Algorithm for Discovering Clusters in Large Spatial Databases with Noise, in *Proceedings of 2nd International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining.*, 1996.
- Evans, S. G. and Hungr, O.: The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes, *Can. Geotech. J.*, 30(4), 620–636, doi:10.1139/t93-054, 1993.
- Fanti, R., Gigli, G., Lombardi, L., Tapete, D. and Canuti, P.: Terrestrial laser scanning for rockfall stability analysis in the cultural heritage site of Pitigliano (Italy), *Landslides*, 10(4), 409–420, doi:10.1007/s10346-012-0329-5, 2013.
- Ferrero, a. M., Forlani, G., Roncella, R. and Voyat, H. I.: Advanced Geostructural Survey Methods Applied to Rock Mass Characterization, *Rock Mech. Rock Eng.*, 42, 631–665, doi:10.1007/s00603-008-0010-4, 2009.
- Fontquerni, S., Vilaplana, J. M., Guinau, M. and Royán, M. J.: El factor exposición en el análisis del riesgo geológico. Aplicación a los desprendimientos de roca en la Montaña de Montserrat, *Segur. y Medio Ambient.*, 130, 2–19, 2013a.
- Fontquerni, S., Vilaplana, J. M., Guinau, M. and Royán, M. J.: Exposición y vulnerabilidad a los desprendimientos de roca en Montserrat., 2013b.
- Fukuzono, T.: A new method for predicting the failure time of a slope, in *IVth International Conference and Field Workshop on Landslides*, Tokyo., 1985.

- Gabarró, X.: Propagació de desprendiments en roca. Influència de les característiques del vessant i dels incendis, Universitat Politècnica de Catalunya - Tesis de grado., 1996.
- Gallach, X.: Estudi de susceptibilitat de caiguda de roques a la paret del Monestir de Montserrat a partir de la inspecció d'indicadors d'inestabilitat i d'anàlisi SIG, Universitat de Barcelona / Universitat Autònoma de Barcelona - Tesis de Master., 2012.
- García-Sellés, D., Falivene, O., Arbués, P., Gratacos, O., Tavani, S. and Muñoz, J. a.: Supervised identification and reconstruction of near-planar geological surfaces from terrestrial laser scanning, *Comput. Geosci.*, 37(10), 1584-1594, doi:10.1016/j.cageo.2011.03.007, 2011.
- Geyer, A., García-Sellés, D., Pedrazzi, D., Barde-Cabusson, S., Marti, J. and Muñoz, J. A.: Studying monogenetic volcanoes with a terrestrial laser scanner: case study at Croscat volcano (Garrotxa Volcanic Field, Spain), *Bull. Volcanol.*, 77, doi:10.1007/s00445-015-0909-z, 2015.
- Gibert, J. M., López-Blanco, M. and Ramos, E.: Presencia de la icnoespecie *Dactyloidites ottoii* en el complejo de abanico costero de Sant Llorenç del Munt (Eoceno, Cuenca del Ebro, NE de España), *Geogaceta*, 41, 91-94, 2007.
- Glennie, C.: Reign of point clouds: A kinematic terrestrial lidar scanning system, *Insid. GNSS*, 2(7), 22-31, 2007.
- Gonzalez, R. C., Woods, R. E. and Eddins, S. L.: Digital image processing using MATLAB, Pearson Prentice Hall, New Jersey., 2004.
- Goodman, R. E. and Bray, J. W.: Toppling of rock slopes, in *Procc. Spec. Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes*. ASCE, Vol 2., 1976.
- Grau, F.: Efecte dels obstacles i característiques dels vessants sobre l'abast del desprendiments. Aplicació al mètode de l'angle d'abast, Universitat Politècnica de Catalunya - Tesis de grado., 2003.
- Guzzetti, F., Crosta, G. B., Detti, R. and Agliardi, F.: STONE: a computer program for the three dimensional simulation of rockfalls, *Comput. Geosci.*, 28, 1079-1093, 2002.
- Heckmann, T., Bimböse, M., Krautblatter, M., Haas, F., Becht, M. and Morche, D.: From geotechnical analysis to quantification and modelling using LiDAR data: a study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany, *Earth Surf. Process. Landforms*, 37(1), 119-133, doi:10.1002/esp.2250, 2012.
- Hoek, E. and Bray, J. W.: *Rock slope engineering*, CRC Press., 1981.
- Hungr, O., Evans, S. G. and Hazzard, J.: Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia, *Can. Geotech. J.*, 36, 224-238, doi:10.1139/t98-106, 1999.
- Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L.: The Varnes classification of landslide types, an update, *Landslides*, 11(2), 167-194, doi:10.1007/s10346-013-0436-y, 2014.
- ICGC: Anoya - Mapa Geològic Comarcal de Catalunya - 1:50000, 2005.
- ICGC: Pallars Jussà - Mapa Geològic Comarcal de Catalunya - 1:50000, 2007.

- ICGC: Valoració de la perillositat de desprendiments de roques i de la mitigació del risc al cremallera de Montserrat dels FGC., 2010.
- ICGC: Reconeixement preliminar de la paret rocosa que domina el recinte del Monestir de Montserrat., 2011.
- Ingensand, H.: Metrological aspects in terrestrial laser-scanning technology, in 3rd IAG / 12th FIG Symposium., 2006.
- Jaboyedoff, M. and Derron, M. H.: Integrated risk assessment process for landslides, in *Landslide risk management*, edited by O. Hungr, R. Fell, R. R. Couture, and E. Eberhardt, Taylor and Francis., 2005.
- Jaboyedoff, M., Metzger, R., Oppikofer, T., Couture, R., Derron, M. H., Locat, J. and Turmal, D.: New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software, in *Rock mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands. Proceedings of the 1st Canada-US Rock Mechanics Symposium*, Vancouver, Canada, edited by E. Eberhardt, D. Stead, and T. Morrison, pp. 61-68, Taylor and Francis, London., 2007.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M. H., Loye, A., Metzger, R. and Pedrazzini, A.: Use of LIDAR in landslide investigations: A review, *Nat. Hazards*, 61(1), 5-28, doi:10.1007/s11069-010-9634-2, 2012.
- Janeras, M., Jara, J. A., López, F., Marturià, J., Royán, M. J., Vilaplana, J. M., Aguasca, A., Fàbregas, X., Cabranes, F. and Gili, J. A.: Using several monitoring techniques to measure the rock mass deformation in the Montserrat Massif, in *International Symposium on Geohazards and Geomechanics.*, 2015.
- Kristensen, L. and Harald-Blikra, L.: Monitoring Displacement on the Mannen Rockslide in Western Norway, in *Landslide Science and Practice - Volume 2: Early Warning, Instrumentation and Monitoring*, edited by C. Margottini, P. Canuti, and K. Sassa, Springer Berlin Heidelberg., 2013.
- Kromer, R. A., Hutchinson, D. J., Lato, M. J., Gauthier, D. and Edwards, T.: Identifying Rock Slope Failure Precursors Using LiDAR for Transportation Corridor Hazard Management, *Eng. Geol.*, 195, 93-103, doi:10.1016/j.enggeo.2015.05.012, 2015.
- Kromer, R. A., Abellán, A., Hutchinson, D. J., Lato, M., Edwards, T. and Jaboyedoff, M.: A 4D filtering and calibration technique for small-scale point cloud change detection with a Terrestrial Laser Scanner, *Remote Sens.*, in press, 1-26.
- Kuhn, D. and Prüfer, S.: Coastal cliff monitoring and analysis of mass wasting processes with the application of terrestrial laser scanning: A case study of Rügen, Germany, *Geomorphology*, 213, 153-165, doi:10.1016/j.geomorph.2014.01.005, 2014.
- Kukko, A., Kaartinen, H., Hyypä, J. and Chen, Y.: Multiplatform Mobile Laser Scanning: Usability and Performance, *Sensors*, 12, 11712-11733, doi:10.3390/s120911712, 2012.
- Kurz, T.: Integration of ground-based hyperspectral and LiDAR scanning in virtual outcrop geology, University of Bergen., 2011.

- Lato, M., Diederichs, M. S., Hutchinson, D. J. and Harrap, R.: Optimization of LiDAR scanning and processing for automated structural evaluation of discontinuities in rockmasses, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 46(1), 194–199, doi:10.1016/j.ijrmms.2008.04.007, 2009.
- Lato, M. J., Diederichs, M. S., Hutchinson, D. J. and Harrap, R.: Evaluating roadside rockmasses for rockfall hazards using LiDAR data: optimizing data collection and processing protocols, *Nat. Hazards*, 60, 831–864, doi:10.1007/s11069-011-9872-y, 2012.
- Lee, M. and Clark, A.: Investigation and management of soft rock cliffs, Thomas Telford Publishing, London., 2002.
- Leroueil, S.: Natural slopes and cuts: movement and failure mechanisms, *Geotechnique*, 51, 197–243, 2001.
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S. and Nabucet, J.: Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning, *Geomorphology*, 245, 3–14, doi:10.1016/j.geomorph.2015.05.007, 2015.
- Lim, M., Petley, D. N., Rosser, N. J., Allison, R. J., Long, A. J. and Pybus, D.: Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution, *Photogramm. Rec.*, 20(110), 109–129, 2005.
- Lim, M., Rosser, N. J., Allison, R. J. and Petley, D. N.: Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire, *Geomorphology*, 114(1-2), 12–21, doi:10.1016/j.geomorph.2009.02.011, 2010.
- Lim, M., Rosser, N. J., Petley, D. N. and Keen, M.: Quantifying the Controls and Influence of Tide and Wave Impacts on Coastal Rock Cliff Erosion, *J. Coast. Res.*, 27(1), 46–56, doi:10.2112/JCOASTRES-D-09-00061.1, 2011.
- López, R.: Integración de métodos morfoestratigráficos y geofísicos al estudio del deslizamiento de Puigcercós (Conca de Tremp), Universitat de Barcelona/ Universitat Autònoma de Barcelona - Tesis de Master., 2015.
- Luckman, B. H. and Fiske, C. J.: Estimating long-term rockfall accretion rates by lichenometry, in *Steepland Geomorphology*, edited by O. Slaymaker, pp. 233–255, Wiley, Chichester., 1995.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F. and Reichenbach, P.: Landslide inventories and their statistical properties, *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, 687–711, doi:10.1002/esp.1064, 2004.
- Manetti, L. and Steinman, G.: 3DeMoN ROBOVEC - Integration of a new measuring instrument in an existing generic remote monitoring platform, in *7th International Symposium on Field Measurement in Geomechanics*, pp. 1–12., 2007.
- Marques, F. M. S. F.: Magnitude-frequency of sea cliff instabilities, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 1161–1171, 2008.

- Marqués, M. A.: Impacto en el medio físico de unas lluvias extremas en el macizo de Montserrat, *Tecnol. del agua*, 213, 42–50, 2001.
- Marsella, M., D'Aranno, P. J. V., Scifoni, S., Sonnessa, A. and Corsetti, M.: Terrestrial laser scanning survey in support of unstable slopes analysis: the case of Vulcano Island (Italy), *Nat. Hazards*, 78, 443–459, doi:10.1007/s11069-015-1729-3, 2015.
- Martín, E.: Anàlisi de susceptibilitat a fluxos al Parc Natural de Montserrat, Universitat de Barcelona - Tesis de grado., 2002.
- Martínez, A.: Aproximació a la geologia de Montserrat, *Muntanya*, 864, 32–37, 2006.
- McCarroll, D., Shakesby, R. A. and Matthews, J. A.: Enhanced rockfall activity during the little ice age: Further lichenometric evidence from a Norwegian Talus, *Permafrost. Periglacial Process.*, 12, 157–164, doi:10.1002/ppp.359, 2001.
- Michoud, C., Derron, M., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Loye, A., Nicolet, P. and Pedrazzini, A.: Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: example in Swiss Alps, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 615–629, doi:10.5194/nhess-12-615-2012, 2012.
- Michoud, C., Carrea, D., Costa, S., Derron, M.-H., Jaboyedoff, M., Delacourt, C., Maquaire, O., Letortu, P. and Davidson, R.: Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy, *Landslides*, 12, 403–418, doi:10.1007/s10346-014-0542-5, 2014.
- Monserrat, O. and Crosetto, M.: Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 63, 142–154, doi:10.1016/j.isprsjprs.2007.07.008, 2008.
- Nguyen, H. T., Wiatr, T., Rodrigues, D. and Azzam, R.: Use of terrestrial laser scanning for engineering geological applications on volcanic rock slopes – an example from Madeira island (Portugal), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 807–817, doi:10.5194/nhess-11-807-2011, 2011.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M. and Keusen, H.: Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps, *Nat. Geosci.*, 1, 531–535, doi:10.1038/ngeo258, 2008.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M. and Metzger, R.: Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1003–1019, 2009.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A., Derron, M. H. and Blikra, L. H.: Detailed DEM analysis of a rockslide scar to characterize the basal sliding surface of active rockslides, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 116(2), 1–22, doi:10.1029/2010JF001807, 2011.
- Pedrazzini, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M. and Guell i Pons, M.: Assessment of rockslide and rockfall problems in an active quarry: Case study of the Arvel quarry (Western Switzerland), in *Rock Mechanics in Civil and Environmental Engineering*, edited by Zhao, Labiouse, Dudt, and Mathier, pp. 593–596, Taylor and Francis, London., 2010.

- Pedrazzini, A., Abellán, A. and Jaboyedoff, M.: Monitoring and failure mechanism interpretation of an unstable slope in Southern Switzerland based on terrestrial laser scanner, in 14th Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering., 2011.
- PEMONT: PEMONT - Procediments de resposta per emergències a Montserrat., 2009.
- Pesci, A., Teza, G. and Ventura, G.: Remote sensing of volcanic terrains by terrestrial laser scanner: preliminary reflectance and RGB implications for studying Vesuvius crater ( Italy ), *Ann. Geophys.*, 51(4), 633–653, 2008.
- Pesci, A., Teza, G., Casula, G., Loddo, F., De Martino, P., Dolce, M., Obrizzo, F. and Pingue, F.: Multitemporal laser scanner-based observation of the Mt . Vesuvius crater: Characterization of overall geometry and recognition of landslide events, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 66, 327–336, doi:10.1016/j.isprsjprs.2010.12.002, 2011.
- Petrie, G. and Toth, C.: Introduction to laser ranging, profiling and scanning, in *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing*, edited by J. Shan and C. K. Toth, pp. 1–28, CRC Press / Taylor and Francis, Boca Raton., 2008.
- Prokop, A. and Panholzer, H.: Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1921–1928, 2009.
- Pujalte, V. and Schmitz, B.: Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp (“Garumniense”, Cuenca de Tremp-Graus , Pirineos meridionales), *Geogaceta*, 38, 79–82, 2005.
- Rabatel, A., Deline, P., Jaillet, S. and Ravanel, L.: Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area, *Geophys. Res. Lett.*, 35(L10502), doi:10.1029/2008GL033424, 2008.
- Rapp, A.: Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia, *Geogr. Ann.*, 42, 65–200, 1960.
- Reid, M. E., Christian, S. B. and Brien, D. L.: Gravitational stability of three-dimensional stratovolcano edifices, *J. Geophys. Res.*, 105, 6043–6056, 2000.
- Rendón, A.: Evaluación y zonificación de la peligrosidad geológica por desprendimientos en Vall de Nuria, Pirineos orientales España, Universitat de Barcelona - PhD., 2004.
- Requena, G.: Caracterització de les zones de sortida de desprendiments de la paret de Degotalls (Montserrat), Universitat de Barcelona / Universitat Politècnica de Catalunya - Tesis de grado., 2010.
- Riquelme, A. J., Abellán, A., Tomás, R. and Jaboyedoff, M.: A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds, *Comput. Geosci.*, 68, 38–52, doi:10.1016/j.cageo.2014.03.014, 2014.
- Riquelme, A. J., Abellán, A. and Tomás, R.: Discontinuity spacing analysis in rock masses using 3D point clouds, *Eng. Geol.*, 195, 185–195, doi:10.1016/j.enggeo.2015.06.009, 2015.



- Rodríguez, X., Abellán, A., Calvet, J. and Vilaplana, J. M.: Estudio de la influencia de la litología en el fenómeno de caída de bloques mediante láser escáner terrestre, in *Proceedings of VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, edited by E. Alonso, J. Corominas, and M. Hürlimann, Barcelona., 2009.
- Rohmer, J. and Dewez, T.: Analysing the spatial patterns of erosion scars using point process theory at the coastal chalk cliff of Mesnil-Val, Normandy, northern France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15(2), 349–362, doi:10.5194/nhess-15-349-2015, 2015.
- Rose, N. D. and Hungr, O.: Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 44, 308–320, doi:10.1016/j.ijrmms.2006.07.014, 2007.
- Rosser, N. and Petley, D. N.: Monitoring and modelling of slope movement on rock cliffs prior to failure, in *Landslides and engineered slopes*, edited by Z. Chen, J. Zhang, Z. Li, F. Wu, and K. Ho, Xi'an, China., 2008.
- Rosser, N., Lim, M., Petley, D., Dunning, S. and Allison, R.: Patterns of precursory rockfall prior to failure, *J. Geophys. Res.*, 112(F04014), 2007.
- Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A. and Allison, R. J.: Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion, *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 2005.
- Royán, M. J.: Los desprendimientos de rocas en la Montaña de Montserrat, Universitat de Barcelona / Universitat Autònoma de Barcelona - Tesis de Master., 2010.
- Royán, M. J. and Vilaplana, J. M.: Distribución espacio-temporal de los desprendimientos de rocas en la Montaña de Montserrat, *Cuaternario y Geomorfol.*, 26(1-2), 151–170, 2012.
- Royán, M. J., Guinau, M., Vilaplana, J. M. and Abellán, A.: Análisis y seguimiento de las laderas del Monasterio de Montserrat mediante LiDAR Terrestre, in *VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, edited by E. Alonso, J. Corominas, and M. Hürlimann, Palma de Mallorca, España., 2013.
- Royán, M. J., Abellán, A., Jaboyedoff, M., Vilaplana, J. M. and Calvet, J.: Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR, *Landslides*, 11, 697–709, doi:10.1007/s10346-013-0442-0, 2014.
- Royán, M. J., Abellán, A. and Vilaplana, J. M.: Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain), *Landslides*, 12, 585–595, doi:10.1007/s10346-015-0573-6, 2015.
- Salvini, R., Francioni, M., Riccucci, S., Bonciani, F. and Callegari, I.: Photogrammetry and laser scanning for analyzing slope stability and rock fall runoff along the Domodossola - Iselle railway , the Italian Alps, *Geomorphology*, 185, 110–122, doi:10.1016/j.geomorph.2012.12.020, 2013.
- Santana, D., Corominas, J., Mavrouli, O. and Garcia-sellés, D.: Magnitude - frequency relation for rockfall scars using a Terrestrial Laser Scanner, *Eng. Geol.*, 145-146, 50–64, doi:10.1016/j.enggeo.2012.07.001, 2012.

- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M. and Rouiller, J. D.: Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 423–433, 2003.
- Sättele, M., Krautblatter, M., Bründl, M. and Straub, D.: Forecasting rock slope failure: how reliable and effective are warning systems?, *Landslides*, online, doi:10.1007/s10346-015-0605-2, 2015.
- Senfaute, G., Duperret, A. and Lawrence, J. A.: Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val , Normandie , NW France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1625–1641, 2009.
- Scioldo, G.: ISOMAP & ROTOMAP - 3D surface modelling and rockfall analysis, 2006.
- Shan, J. and Toth, C., Eds.: *Topographic Laser Ranging and scanning*, CRC Press / Taylor and Francis, Boca Raton., 2008.
- Skempton, A. W. and Hutchinson, J. N.: Stability of natural slopes and embankment foundations, in *7th International conference of soil mechanics and foundation engineering*, pp. 291–340, Mexico., 1969.
- Slob, S. and Hack, R.: 3D Terrestrial Laser Scanning as a new field measurement and monitoring technique, in *Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe. Lecture Notes in Earth Sciences*, edited by R. Hack, R. Azzam, and R. Charlier, pp. 179–189, Springer Berlin Heidelberg., 2004.
- Stock, G. M., Martel, S. J., Collins, B. D. and Harp, E. L.: Progressive failure of sheeted rock slopes: the 2009 - 2010 Rhombus Wall rock falls in Yosemite Valley, California, USA, *Earth Surf. Process. Landforms*, 561, 546–561, doi:10.1002/esp.3192, 2012.
- Sturzenegger, M. and Stead, D.: Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts, *Eng. Geol.*, 106(3-4), 163–182, doi:10.1016/j.enggeo.2009.03.004, 2009a.
- Sturzenegger, M. and Stead, D.: Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 267–287, 2009b.
- Talaya, J., Bosch, E., Alamus, R., Serra, A. and Baron, A.: Geovan: The mobile mapping system from the ICC, in *4th International symposium on mobile mapping technology*, p. 7, Kunming, China., 2004.
- Teixell, A.: *Geotectónica de los Pirineos*, *Investig. Cienc.*, 288, 54–65, 2000.
- Terzaghi, K.: Mechanism of landslides, in *Application of geology to engineering practice (Berkeley volume)*, edited by S. Paige, pp. 83–123, Geological Society of America, Whashington DC., 1950.
- Terzaghi, K.: Stability of steep slopes on hard unweathered rock, *Geotechnique*, 12(4), 251–270, 1962.
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N. and Genevois, R.: Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach, *Int. J. Remote Sens.*, 28(16), 3425–3446, doi:10.1080/01431160601024234, 2007.

- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R. and Galgaro, A.: Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation, *Geomorphology*, 97, 424–437, doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.003, 2008.
- Tonini, M. and Abellán, A.: Rockfall detection from terrestrial LiDAR point clouds: A clustering approach using R, *J. Spat. Inf. Sci.*, 8, 95–110, doi:10.5311/JOSIS.2014.8.123, 2014.
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J. and Jaboyedoff, M.: Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS), in *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. 37, pp. 485–490, Beijing., 2008.
- Umili, G., Ferrero, A. and Einstein, H. H.: A new method for automatic discontinuity traces sampling on rock mass 3D model, *Comput. Geosci.*, 51, 182–192, doi:10.1016/j.cageo.2012.07.026, 2013.
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G. and Demoulin, A.: Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 588–603, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.040, 2007.
- Vann Jones (née Norman), E. C., Rosser, N. J., Brain, M. J. and Petley, D. N.: Quantifying the environmental controls on erosion of a hard rock cliff, *Mar. Geol.*, 363, 230–242, doi:10.1016/j.margeo.2014.12.008, 2015.
- Varnes, D. J.: Slope movement types and processes, in *Landslides, analysis and control*, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, edited by R. L. Schuster and R. J. Krizek, pp. 11–33, Washington DC., 1978.
- Varnes, D. J.: Time-deformation relations in creep to failure of Earth materials, in *7th Southeast Asian Geotechnical Conference*, Southeast Asian Geotechnical Society, Pathumthani, Thailand., 1983.
- Vidal, L. M.: Nota acerca de los hundimientos ocurridos en la Cuenca de Tremp (Lérida) en Enero de 1881, in *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España VIII*, pp. 113–129., 1881.
- Viero, A., Teza, G., Massironi, M., Jaboyedoff, M. and Galgaro, A.: Laser scanning-based recognition of rotational movements on a deep seated gravitational instability: The Cinque Torri case (North-Eastern Italian Alps), *Geomorphology*, 122, 191–204, doi:10.1016/j.geomorph.2010.06.014, 2010.
- Vilaplana, M. and Busquets-Buezo, P.: *GEOZONA 224 MONTSERRAT.*, 2000.
- Volkwein, A., Schellenberg, K., Labiouse, V., Agliardi, F., Berger, F., Bourrier, F., Dorren, L. K. A., Gerber, W. and Jaboyedoff, M.: Rockfall characterisation and structural protection – a review, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2617–2651, doi:10.5194/nhess-11-2617-2011, 2011.
- Walter, M., Schwaderer, U. and Joswig, M.: Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps , Austria, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3545–3555, doi:10.5194/nhess-12-3545-2012, 2012.

- Wehr, A. and Lohr, U.: Airborne laser scanning – an introduction and overview, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 54, 68–82, 1999.
- Whalley, W. B.: Rockfalls, in *Slope Instability*, edited by D. Brundsen and P. D. B, pp. 217 – 256, Wiley, Chichester., 1984.
- Zimmer, V. L., Collins, B. D., Stock, G. M. and Sitar, N.: Rock fall dynamics and deposition: an integrated analysis of the 2009 Ahwiyah Point rock fall, Yosemite National Park, USA, *Earth Surf. Process. Landforms*, doi:10.1002/esp.3206, 2012.
- Zvelebil, J. and Moser, M.: Monitoring based time-prediction of rock falls: Three case-histories, *Phys. Chem. Earth, Part B Hydrol. Ocean. Atmos.*, 26(2), 159–167, 2001.



## ANEXO

**Artículo A:** publicación en una revista SCI de parte de los resultados de los capítulos 3 y 4: Royán, M.J., Abellán, A., Jaboyedoff, M., Vilaplana, J.M., Calvet, J. (2014). Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR. *Landslides*, 11:697-709.



Landslides (2014) 11:697–709  
 DOI 10.1007/s10346-013-0442-0  
 Received: 14 January 2013  
 Accepted: 8 October 2013  
 Published online: 14 November 2013  
 © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Manuel Jesús Royán · Antonio Abellán · Michel Jaboyedoff · Joan Manuel Vilaplana · Jaume Calvet

## Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR

**Abstract** We present a long-term spatio-temporal analysis of rock slope evolution using a Terrestrial LiDAR aiming to improve our understanding of the link between pre-failure deformation and the spatial prediction of rockfalls. We monitored the pilot study area located at the Puigcerçós cliff (Catalonia, Spain) over a period of 1,705 days and detected the deformation of nine different cliff regions together with a high rockfall activity. An exact match was observed between the progressively deformed areas and the regions recently affected by three of the highest magnitude rockfall events, demonstrating a causal relationship between pre-failure deformation and rockfall occurrence. These findings allowed us to make a forward spatial prediction of future failures, hypothesizing a high probability of failure in the six remaining regions. We observed an exponential acceleration of the deformation close to failure, in accordance with tertiary creep theory. However, the temporal analysis of the deformed areas showed a complex and variable behavior, so no exact prediction of the date of failure can yet be made. Our findings have broadened our understanding of the pre-failure behavior of rockfalls and have clear implications for the future implementation of early warning systems.

**Keywords** Laser scanner · Monitoring · Pre-failure deformation · Spatial prediction · Rockfall

### Introduction

Are rockfalls predictable? Although Terzaghi (1950) first described the existence of deformation prior to a landslide occurrence some time ago, the literature on spatial and temporal prediction of rockfalls is still very scarce (Rosser et al. 2007; Abellán et al. 2010). Saito (1969); Fukuzono (1985); Voight (1989) and Leroueil (2001) have analysed pre-failure deformation with the purpose of forecasting the failure of soil slopes. Progressive failure has also been reported on rocky slopes (Eberhardt et al. 2004) and some authors have analysed the evolution of pre-failure deformation in order to temporal predictions of rockfalls and rockslides (e.g. Zvelebill and Moser 2001; Crosta and Agliardi 2003; Rose and Hungr 2007). Traditionally, this analysis has been carried out using methods that only take measurements at specific points, such as dilatometers (Zvelebill and Moser 2001), extensometers (Crosta and Agliardi 2003; Rose and Hungr 2007), GPS (Crosta and Agliardi 2003), total stations (Rose and Hungr 2007) and so on. These techniques provide highly accurate measurements (<1 mm), but suffer from a very low spatial resolution, covering only a few points on the slope. Consequently, their application to rockfalls in large and diffuse areas remains problematic.

The use of relatively new remote sensors allows wider coverage of the slope and has helped improve our understanding of the spatial distribution of the slope deformation that leads to future failures (Noferini et al. 2007; Abellán et al. 2010). Among these techniques, the use of Terrestrial LiDAR (Light Detection and

Ranging) technology has become widespread in slope monitoring in recent years (see a recent review in Jaboyedoff et al. 2012) due to the advantages it offers over traditional methods, including the acquisition of high-resolution 3D slope geometry at an unprecedented level of detail. Most of the existing studies using LiDAR to monitor pre-failure deformation have focused on large (several million cubic meters) landslides and rock slides—for instance, the ones by Teza et al. (2007, 2008), Monserrat and Crosetto (2008), Travelletti et al. (2008), Avian et al. (2009), Baldo et al. (2009), Oppikofer et al. (2009), Prokop and Panholzer (2009) and Pedrazzini et al. (2011). Special interest has led to the development of new techniques for monitoring mass movements affected by glacier retreat in the Swiss Alps (Oppikofer et al. 2008) and for the study of rotational movements in rock columns of the Italian Alps (Viero et al. 2010). Despite these advances in high-magnitude failure characterization, however, little is known about pre-failure deformation in low-magnitude events (<1,000 m<sup>3</sup>) which are several times more frequent than higher scale events (Malamud et al. 2004).

Most previous approaches to the study of rockfall phenomena using Terrestrial LiDAR have involved detecting volumetric changes along the slope after the occurrence of failures, as originally demonstrated on different coastal cliffs in north-east England (Rosser et al. 2005; Lim et al. 2006) and on north-east France (Dewez et al. 2009). As regards the application of Terrestrial LiDAR monitoring on mountainous rock slopes, several authors have conducted research designed to detect rockfalls (Pedrazzini et al. 2010; Heckmann et al. 2012; Lato et al. 2012; Stock et al. 2012; Zimmer et al. 2012; Tonini and Abellán 2013) and to assess their frequency and magnitude in order to study the geomorphological evolution (Rosser et al. 2005; Ravanel et al. 2010). Other studies have monitored volcanic slopes to identify and create an inventory of the rockfalls detected, for example, Nguyen et al. (2011) and Pesci et al. (2011). Rosser et al. (2007) and Rosser and Petley (2008) described the increase in frequency of decimetric-scale rockfalls before the occurrence of a larger failure, an indicator that can be used as a pre-failure warning. Finally, the studies by Lim et al. (2010 and 2011) have attempted to identify the most important factors that influence the erosional processes in rock cliffs, considering microseismicity generated by waves and meteorological factors. The low correlation factor found by these authors, even more notable in high magnitude events, may indicate that other processes are controlling the failure of high magnitude rockfalls—for instance, the long-term progressive deformation discussed in this paper.

In previous work, we carried out preliminary studies of the detection of pre-failure deformation of small-scale rockfalls, i.e. from 1 to 1,000 m<sup>3</sup> (Abellán et al. 2009, 2010). Nevertheless, we failed to detect the deformation that precedes rockfalls of a lower volume (<1 m<sup>3</sup>) due to insufficient data accuracy and/or insufficient temporal resolution of the fieldwork campaign.



Further case studies are needed in order to confirm the validity of this technique. Detection of this pre-failure indicator may have great potential for the spatial prediction of rockfalls, but to date this possibility has not been explored in the literature. The present study explores whether the detection of pre-failure deformation can be used for the spatial prediction of rockfalls. To test this hypothesis, we extended the monitoring period in a pilot study area located at Puigcercós (Catalonia, Spain) by almost 5 years and were thus able to record the occurrence of more than thousand rockfall events. Our study shows that the percentage of the cliff affected by rockfalls increased considerably in time and, most interestingly, analyses the different phases in the evolution of the deformation prior to failure in nine rockfall events corresponding to the highest volume rockfalls registered in our study area. The results have improved our understanding of the behavior of the Puigcercós rock slope over a 5-year period and may help to guide strategies for the future implementation of rockfall early warning systems based on detection of pre-failure deformation, which currently represents a great challenge. The study of rockfall conditioning and triggering factors is beyond the scope of this research.

### Study area

We monitored the main scarp of an ancient landslide which took place in the village of Puigcercós (Catalonia, Spain) on 13 January 1881 (Vidal 1881; Corominas and Alonso 1984) (Fig. 1). From a geological point of view, the rock-face outcrops analysed feature an Eocene sub-horizontal alternation of gray marls, sandstones, silts and clays topped by nodular limestones (Cuevas 1992; Pujalte and Schmitz 2005). Although the Puigcercós landslide is dormant today, the geomorphological activity is concentrated at the scarp which is characterized by frequent small-scale rockfalls (more than 100 per year, of dimensions below 100 m<sup>3</sup>). Our research in this study area started in 2007 (Blanchard et al. 2008; Rodríguez et al. 2009; Abellán et al. 2010), making the monitoring period of this scarp one of the longest in the current literature. We observed that rockfalls are conditioned by the intersection of the sub-horizontal stratification and a series of vertical tensile cracks subparallel to the rock face (Blanchard et al. 2008). The size and dynamic of unstable blocks and the failure mechanisms for the largest events are closely controlled by the presence of the tensile cracks (see the schematic pro-file in Fig. 1b). Toppling is the main failure mechanism observed in the study area. We also made preliminary observations of deformation in certain sections of the cliff (Abellán et al. 2010) which will be discussed in greater detail in this manuscript.

### Materials

Although several studies have already described the use of Terrestrial LiDAR technology on rock slopes (e.g. Lim et al. 2006; Abellán et al. 2009; Oppikofer et al. 2009; Jaboyedoff et al. 2012), we start with a brief explanation of the most important features of this technology. In our research we used an Optech ILRIS-3D Terrestrial LiDAR ([www.optech.ca/i3dprodline-ilris3d.htm](http://www.optech.ca/i3dprodline-ilris3d.htm)) which consists of a laser transmitter and receiver and a scanning device. The laser beam is reflected directly onto the rock slope surface, which means that no reflector is necessary. The reflected laser signal may contain several pulses due to the

existence of intermediate objects between the instrument and the rock slope, such as vegetation or wires. The instrument allowed recording of either the first or the last pulse of this reflected signal; we chose the last pulse in our fieldwork campaigns.

The instrument computes the distance to an object, also called the range, by using the time-of-flight of the laser pulse (see Petrie and Toth 2008). According to specifications, ILRIS-3D can reach a maximum range of 700 m for natural slopes and decreases as a function of the material reflectivity and incidence angle to the object. The datasets acquired by this device can provide an accuracy of 7 mm at a distance of 100 m, according to the manufacturer's specifications. This parameter decreases as a function of the range, reflectivity and incidence angle to the object; in natural conditions, it is centimetric (Manetti and Steinman 2007). The device can acquire a huge number of points, also called point clouds, in a very short time (2,500 points/s), which provides a high density of information (around a few thousand points per square meter). Due to this large quantity of information, the accuracy of point cloud comparison can be improved by taking into account the information contained in neighboring points by means of data averaging, as shown by Abellán et al. (2009) in an experimental study.

### Methodology

The various methodological steps are shown in Fig. 2a.

### Data acquisition

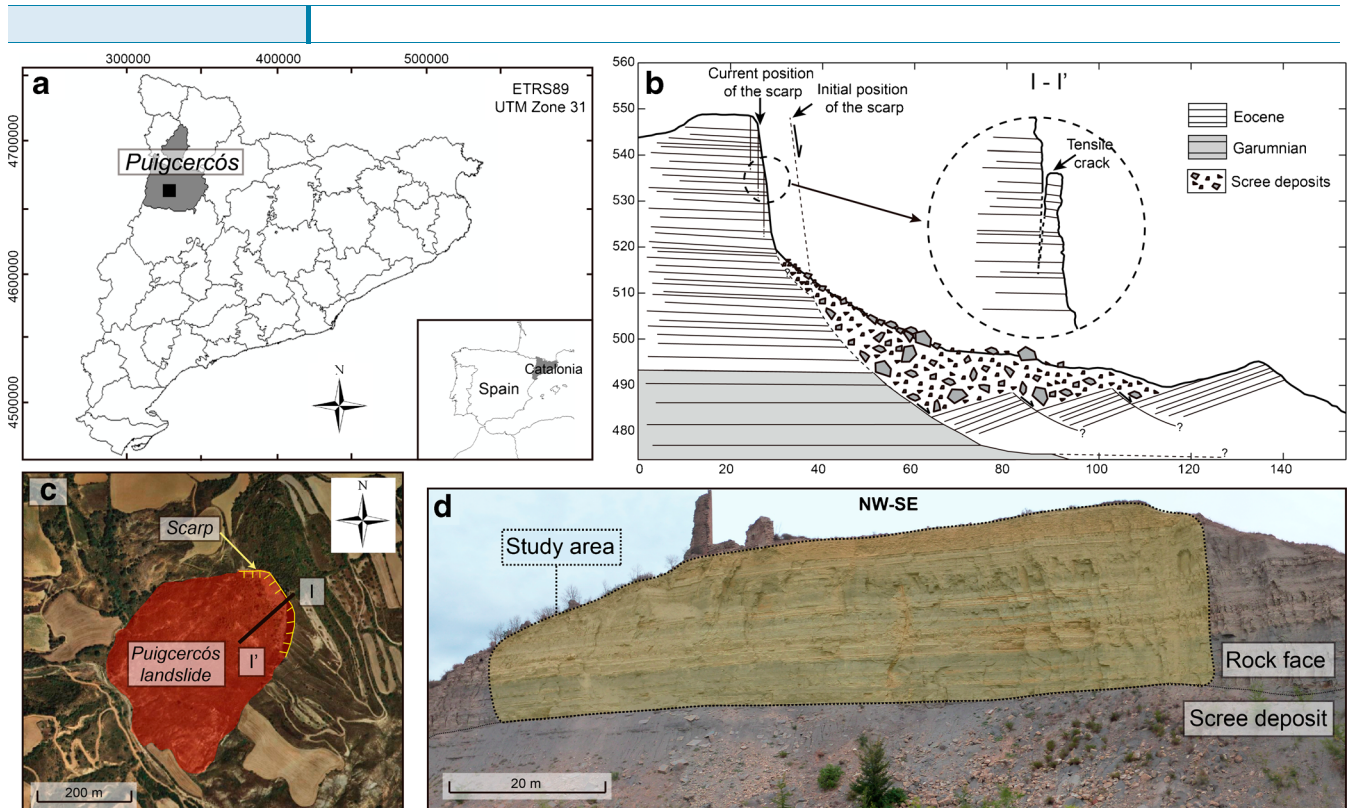
The first data acquisition—reference point cloud—was conducted on 27 November 2007. During the study period (1,705 days), we carried out 12 different data acquisitions - target point clouds - at different time lapses (see Fig. 2b). For practical reasons, not all the time lapses are showed in detail here. The spatial deformation and rockfall analysis of the data were analysed during eight periods (Fig. 2b), with each period corresponding to the time lapse between each target point cloud and reference point cloud.

In each fieldwork campaigns, two scans were acquired from the same station, with an average lateral overlap of 35 %. Both scans were subsequently aligned and joined in a single point cloud using IMInspect module (InnovMetrics Polyworks). The average point spacing of the merged scans ranged between 3 and 6 cm. The standard deviation of the instrumental and methodological error (alignment, merging and surface generation) was calculated as 1.68 cm based on a comparison between two scans acquired consecutively at an average distance of 150 m (Abellán et al. 2010).

### Data pre-treatment: filtering, alignment and comparison

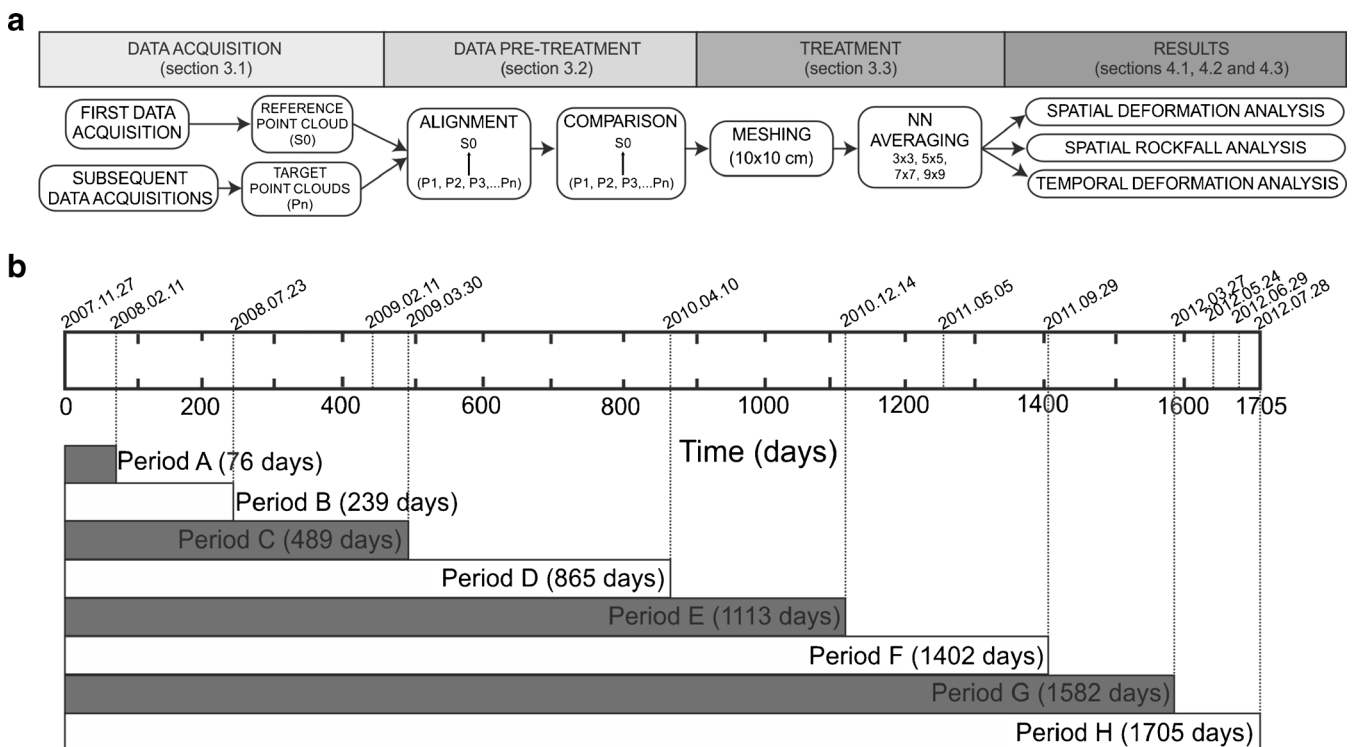
We pre-treated datasets by manually removing points that were outside the cliff. We then aligned and compared the data as follows (see Rosser et al. 2007): (a) the first data acquisition was considered as the reference point cloud, and we constructed the reference surface (So); (b) the subsequent point clouds were considered as the target point clouds (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>,...P<sub>n</sub>) and were aligned with the So and (c) the successive P<sub>n</sub> were compared with So and the differences for each period calculated.

The alignment process consisted primarily of two stages: (a) the preliminary identification of homologous points between P<sub>n</sub> and So, and (b) the minimization of the distance between P<sub>n</sub> and So by means an iterative procedure using the Iterative Closest Points

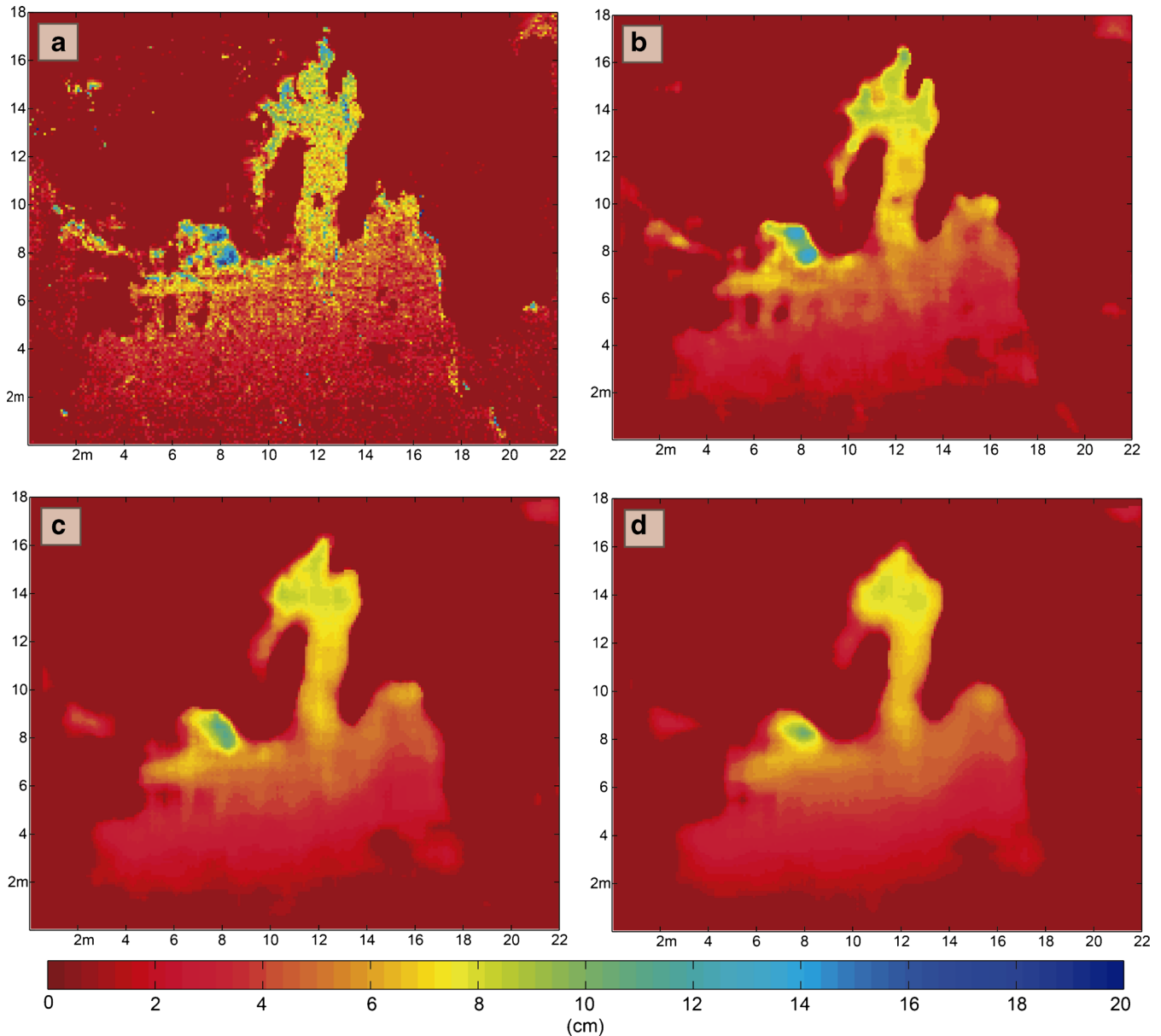


**Fig. 1** a Location of the study area (Catalonia, Spain). b Schematic pro-file of Puigcercós rock face. c Aerial photo of Puigcercós landslide. The main scarp is indicated with a yellow line. d Image of the Puigcercós scarp; the study area is shown in yellow

(ICP) algorithm (Chen and Medioni 1992). For this second stage of alignment, we automatically selected the areas of the rock faces affected by changes through an iterative process and ignored these areas for further improvement of the alignment.



**Fig. 2** a Workflow of the analysis performed (see the corresponding sections for detailed information). b Date of each data acquisition and periods of study (from a to h)



**Fig. 3** Sensitivity analysis by changing the number of NN. **a** Graph showing unprocessed data. **b** Graph for  $K=8$  ( $3 \times 3$  NN). **c** Graph for  $K=24$  ( $5 \times 5$  NN). **d** Graph for  $K=48$  ( $7 \times 7$  NN). The *color scale* shows the deformation detected. The data analysed here corresponds to Area 6 of Fig. 4 at Period *H*

Comparing successive scans made it possible to detect changes occurring on the rock face within the given time span (rockfalls or pre-failure deformation). This comparison was based on quantification of the distances between  $P_n$  and  $S_o$  and was performed using a conventional method included in InnovMetrics PolyWorks IMInspect software (point-to-surface distance). The direction of comparison was defined as a vector perpendicular to the rock face at its central part which roughly corresponds to the line of sight axis at the central part of the slope. This configuration was chosen because the deformations detected on the Puigcerçós rock face are characterized by high values along the Y axis and negligible values along the X and Z axes. The origin of the Cartesian coordinate system (0, 0, 0) was set at the center of the Terrestrial LiDAR instrument. Regarding sign criteria, no uniform agreement was found in literature, so we decided to

associate negative differences as a missing material (rockfalls) and positive differences as pre-failure deformation.

#### Spatial deformation analysis

Point cloud comparison using unprocessed datasets made it possible to detect centimetric scale changes. In order to detect the pre-failure deformations occurring on the rock face with a greater accuracy, a filtering or averaging technique must be applied; therefore, the Nearest Neighbor (NN) filtering technique was used (see Abellán et al. 2009). This technique consists of three main steps: (a) data interpolation to a square mesh (10 cm length in our study), (b) a search for the  $K$ th Nearest Neighbor (NN) for each point and (c) median computation of the  $K$ th NN for each point. In order to obtain the optimum result, we applied the NN filtering technique changing the numbers of

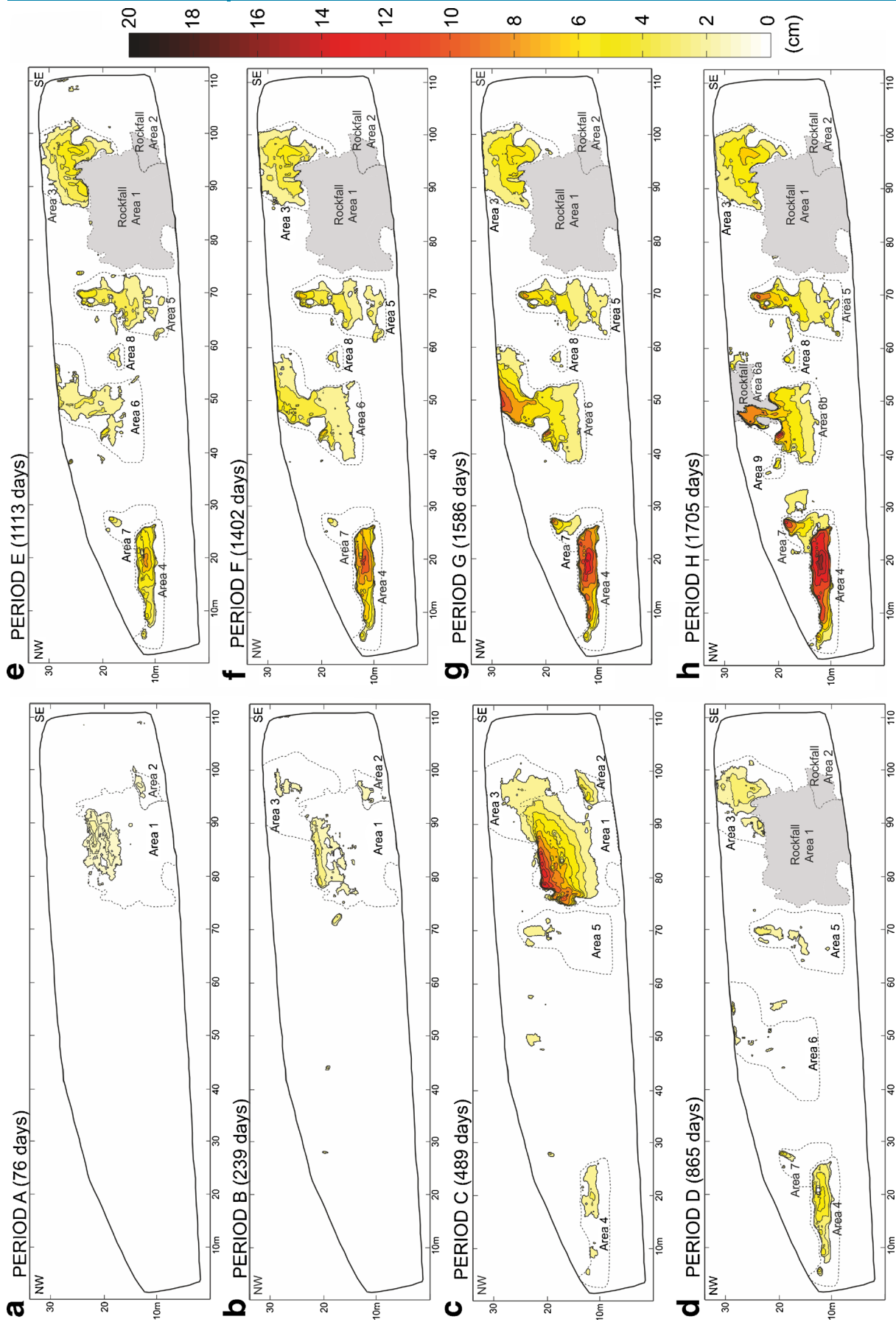
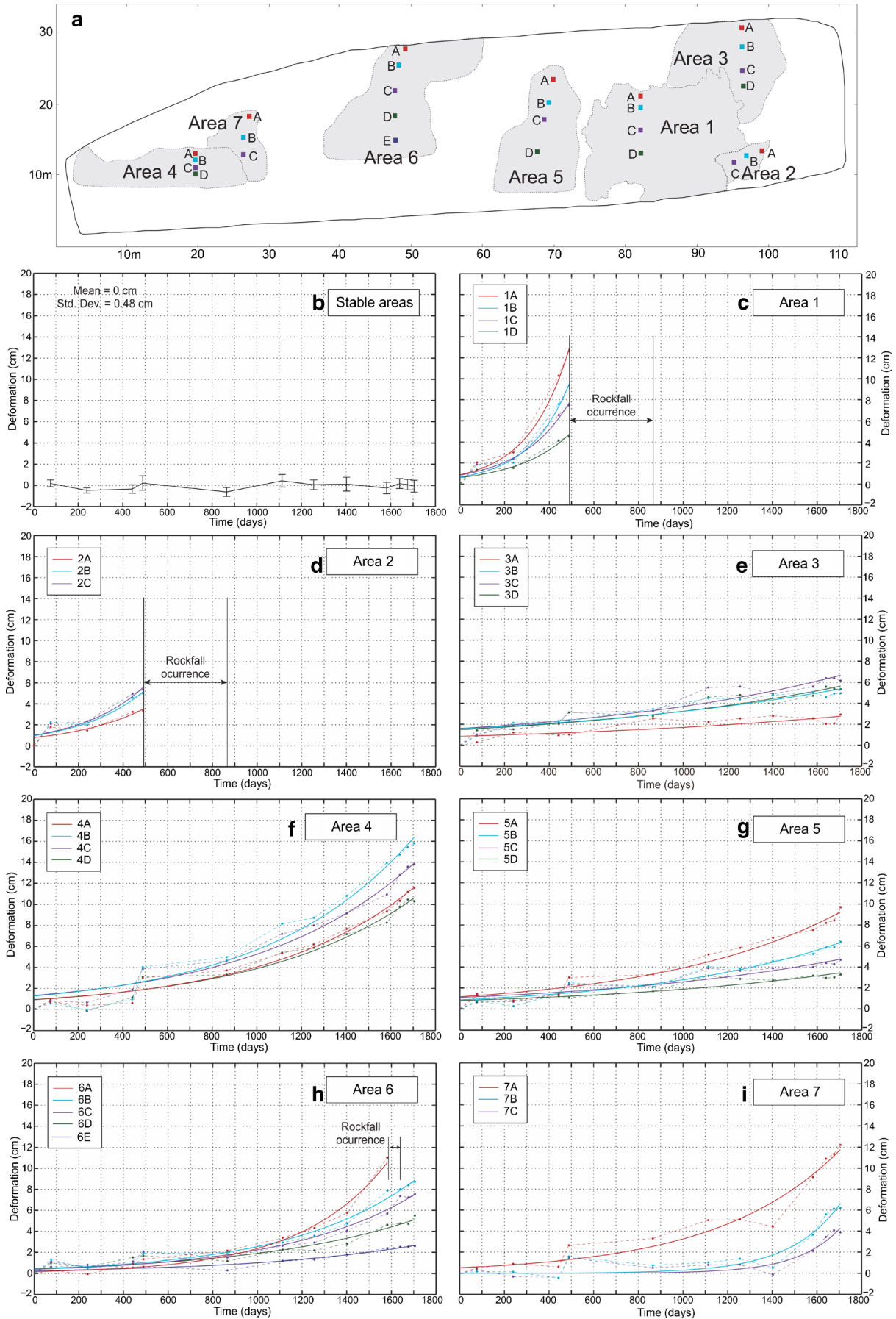


Fig. 4 Spatial analysis of the measurement showing the evolution of the deformation. (a to h): the different periods of study showing moving areas (color coded according to deformation values) and detected rockfalls (gray)





**Fig. 5** Temporal analysis of deformation for each moving area. **a** Different moving areas and pixels where deformation was measured. **b** Evolution of deformation for stable areas. From **c** to **i**: the evolution of deformation for each selected pixel within the moving areas

Neighbors to a selected part of the rock face (see graphical output in Fig. 3). For a value of  $K=8$  ( $3 \times 3$  NN), the results showed a high scattering of the values. For a value of  $K=48$  ( $7 \times 7$  NN), the results smoothed out the values to such an extent that small deformations of the moving area were masked. A value of  $K=24$  ( $5 \times 5$  NN) was chosen as optimum window size, since it represented a good compromise between scattering of the points and size of the filtering window. The resulting displacement fields are shown in Fig. 4.

#### Temporal deformation analysis

Deformation over time was studied not only spatially, as discussed in previous section, but also temporally at several representative pixels of the rock slope mesh. Since toppling is the main failure mechanism of the study area, the deformation is expected to grow upwards within each deformed area. Accordingly, these pixels were selected from the top to the bottom within each moving area. The selection of these points allowed visualization of a profile of the movement. Furthermore, the reliability of the method was assessed through an analysis of all the areas considered stable. Figure 5b shows the mean deformation and the standard deviation values for the stable areas of each data acquisition during the monitoring period. These values are scattered around the mean value (0 cm), with a standard deviation of 0.48 cm. As suggested by Abellán et al. (2009), the minimum detectable deformation value using this technique is two times the standard deviation of the error, i.e. 0.96 cm, and this method can be used in order to detect centimetric deformation on the Puigcercós rock face. The results are shown in Fig. 5.

#### Spatial rockfall analysis

The point cloud comparison also allowed us to detect the different rockfalls occurring on the Puigcercós rock face during the period analysed. In order to quantify the changes a spatial analysis was carried out. In this analysis each dataset was compared with the previous datasets to obtain the changes occurring between each period and consisted mainly of the creation of a binary mesh (mesh size= $10 \times 10$  cm) of pixels affected by rockfalls (gray pixels) versus pixels where no rockfalls were detected (white pixels). In order to quantify the number of events, the binary mesh of each period was imported to a Geographic Information System (GIS) and every single gray area corresponding to a rockfall was converted in a single polygon. We then obtained the number of events for each period. Moreover, we computed the volume of missing material between each data acquisition through the negative differences between DEMs. Rockfalls with volumes less than  $0.001 \text{ m}^3$  were not considered in this study. The results are shown in Figs. 6 and 7.

## Results

#### Spatial deformation analysis

The current geomorphological activity of the Puigcercós rock face consists mainly of frequent rockfalls. We were able to detect pre-

failure deformation in three areas (Areas 1, 2 and 6) prior to the occurrence of high magnitude rockfalls, i.e. events with volumes above several cubic meters. We also detected movements in six other areas (Areas 3, 4, 5, 7, 8 and 9). Figure 4 shows the evolution of the deformation detected on the rock face during the monitoring period. A general pattern was observed: pre-failure deformation appears in one area of the slope, increases its value over time, and finally falls. The evolution of the deformation for each time period, including the most important changes, is as follows:

- Period A (76 days of monitoring, Fig. 4a): We detected two areas of movement very close to each other on the SE part of the rock face. These areas, named Areas 1 and 2, have low values of deformation (approximately 2 cm) at this stage of the period analysed.
- Period B (239 days of monitoring, Fig. 4b): During this period, we detected an increase in deformation in Area 1, which reached a value of 2.9 cm. Area 2 remained stable and we detected movement in a new area (Area 3), located above Area 1.
- Period C (489 days of monitoring, Fig. 4c): The deformation of Area 1 extended and exponentially increased, reaching 12 cm at the top. In Areas 2 and 3, deformation increased, reaching 4 cm in Area 2. Finally, we detected the initial phase of movement in two new areas, namely Areas 4 and 5, indicating new areas of damage on the rock slope.
- Period D (865 days of monitoring, Fig. 4d): Areas 1 and 2 were affected by failures ( $370$  and  $16 \text{ m}^3$ , respectively) confirming the causal link between pre-failure deformation and rockfall. The level of deformation in Area 3 increased, probably due to its proximity to Area 1. Area 4 showed a substantial increase in its deformation, reaching a value of 5 cm. New small areas of movement were detected in Area 5. Finally, we started to detect deformation in new areas during this period (Areas 6 and 7).
- Periods E, F and G (1,113, 1,402 and 1,582 days of monitoring, respectively; Fig. 4e-g): A large increase in movement was observed during these three periods, mainly in Areas 4, 5 and 6. The maximum deformation reached was 13 cm in Area 4, 7 cm in Area 5 and 11 cm in Area 6. Surprisingly, Area 3 remained stable with a maximum deformation value of 3 cm during the three periods, indicating that this area is still further from failure than Areas 4, 5 and 6. The deformation in Area 7 increased in Period G, reaching 8 cm. Finally, in Period E, we detected a new area, namely Area 8.
- Period H (1,705 days of monitoring, Fig. 4h): In the final period of our study, the most important event was the rockfall located at the top of Area 6 (Area 6a -  $32 \text{ m}^3$ ), which had one of the highest deformation values in the previous period (11 cm). The deformation reached a significant maximum value of 15 cm in Area 4 and a lower value (9 cm) in Area 5. A substantial increase was also detected in Area 7, reaching 12 cm. Finally, Areas 3 and 8 remained stable and a new area of movement was detected (Area 9).

#### Temporal deformation analysis

In order to analyse the temporal evolution of the pre-failure deformation, Fig. 5 shows a selection of points belonging to the different moving areas from Fig. 4. We also show the best fit to the data achieved by an exponential curve (coefficient of

determination > 0.9). A general pattern characterized by two different phases in five areas (1, 2, 5, 6 and 7) can be observed: (a) a first phase in which the velocity of deformation is constant, and (b) a second shorter phase in which the velocity of deformation accelerates, leading to the partial or total failure of the moving blocks. Rockfalls were detected in three of these areas (1, 2 and 6; Figs. 4 and 5), while two areas (5 and 7) were still in the second acceleration phase. Below is a description of the most significant aspects within the deformed areas.

- a) Area 1 (Fig. 5c): The deformation in this area was detected from the start of the monitoring period. It increased slightly (from 2 to 2.9 cm) from the start of period until day 239. In the next period (442 days), the deformation accelerated and reached a maximum value of 12.1 cm at point 1A. At 865 days, a failure in this area was detected.
- b) Area 2 (Fig. 5d): The evolution of the deformation was similar to Area 1. We distinguished a constant, progressive deformation over the first two periods (from 0 to 239 days), and an accelerated deformation over the next two periods (from 239 to 489 days). The maximum deformation value

- was measured at point 2C (4.9 cm). After 865 days of monitoring, a rockfall was detected in this area.
- c) Area 3 (Fig. 5e): The deformation rate in this area was more or less constant, with relatively small variations compared to the other deformed areas. At point 3C, for example, the deformation increased from 1 cm to 6.3 cm over the 1705 days of the study period.
- d) Area 4 (Fig. 5f): The deformation in this area was detected at 489 days of monitoring. Its evolution was constant and faster than in the other areas, and reached a peak of 15.8 cm at point 4B.
- e) Area 5 (Fig. 5g): The deformation in this area was detected at 442 days. It was constant and progressive until 1676 days, but the value in the last period suggests the onset of an acceleration phase. The maximum deformation was 9.6 cm at point 5A.
- f) Area 6 (Fig. 5h): The start of the deformation was detected late in the study (865 days). This deformation was constant and progressive until 1,402 days, and reached a value of 5.8 cm at point 6A. In the following periods, the deformation accelerated and we detected a failure at the top at 1,640 days.

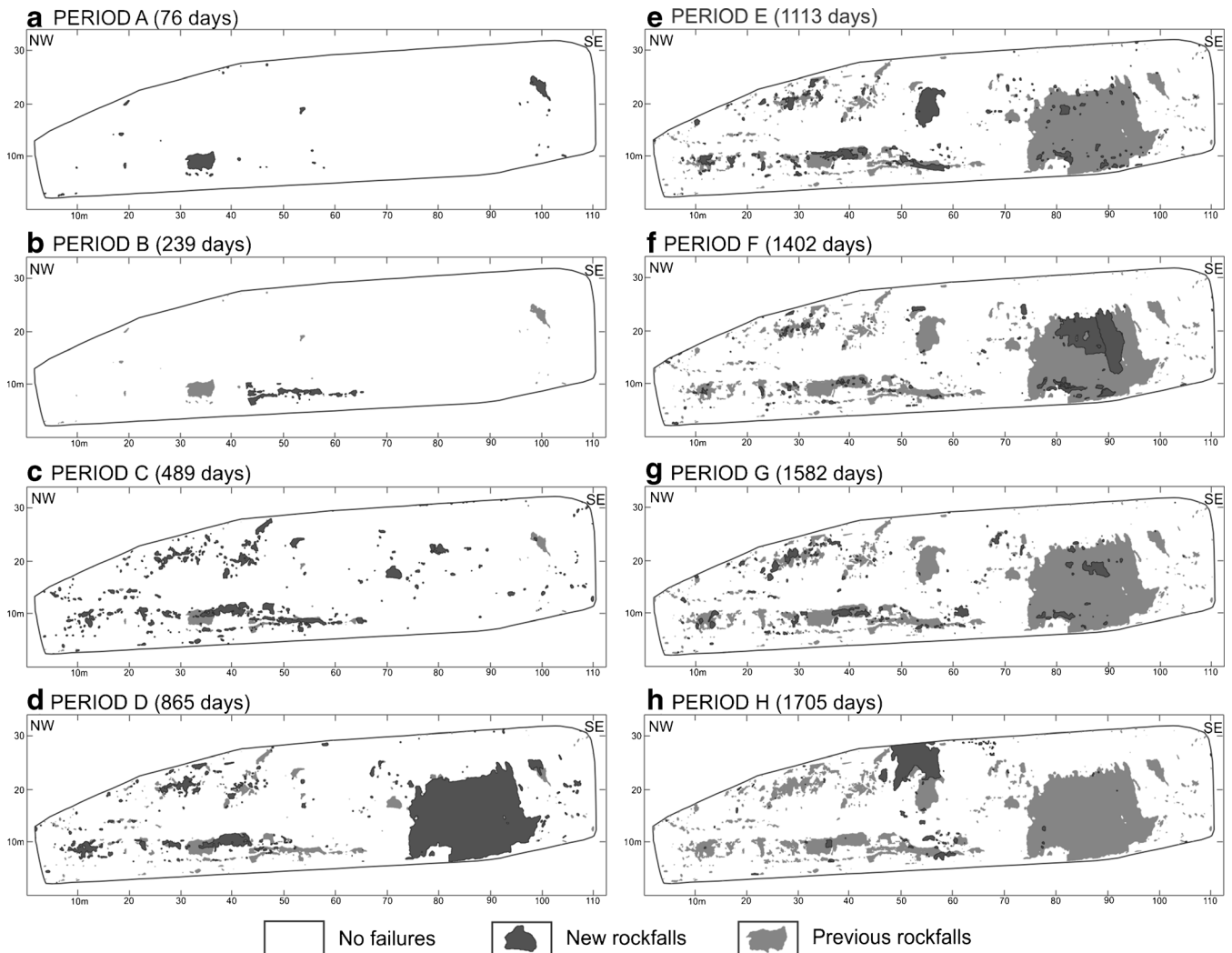
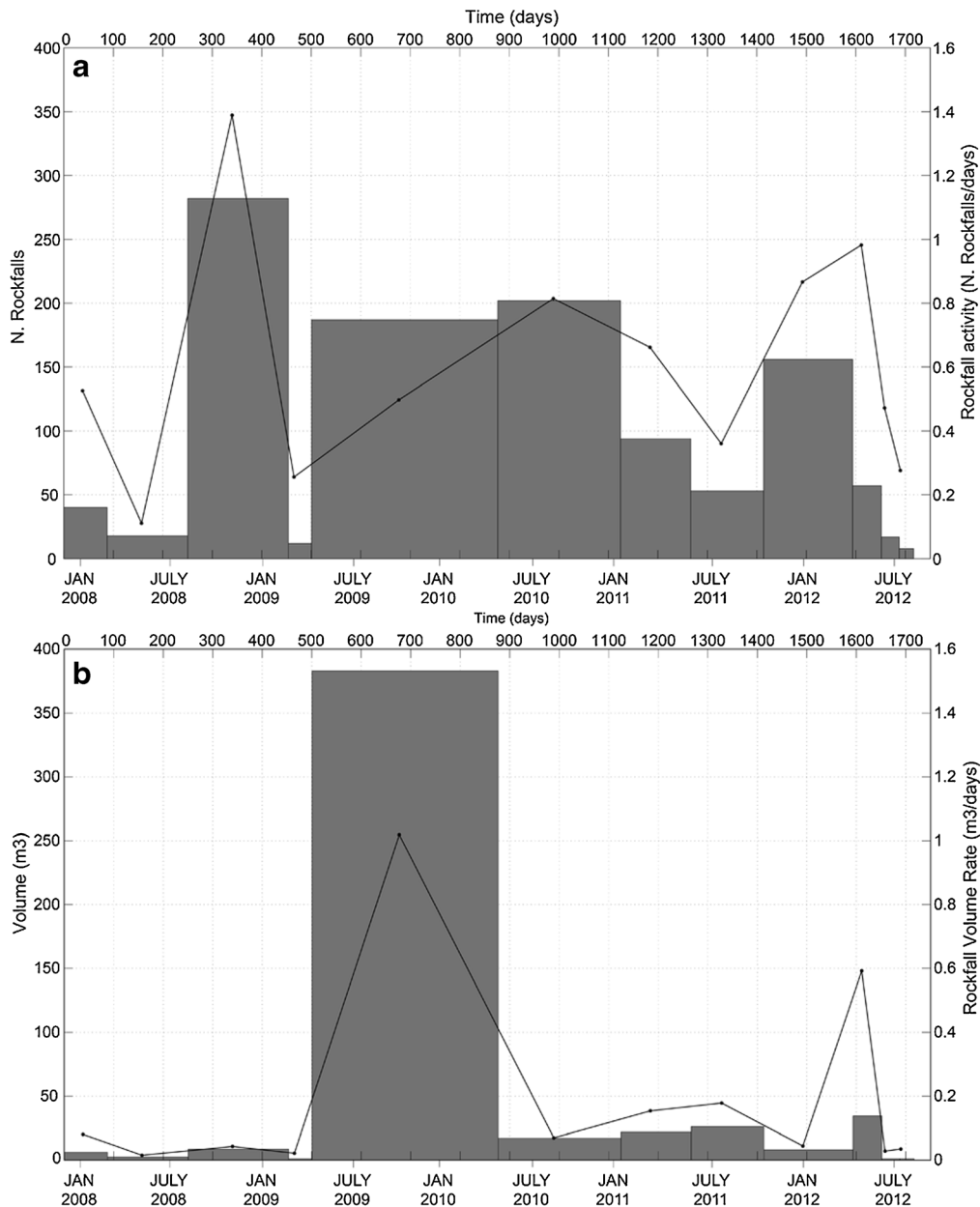


Fig. 6 Spatial analysis of the measurements showing the evolution of the failures (erosion and rockfalls). From a to h: the different periods of study discussed in this manuscript



**Fig. 7** a Number of rockfalls detected between each data acquisition and rockfall activity. b Volume of rockfalls detected and rockfall volume rates

At point 6A, located in the failure zone, the maximum deformation value measured before its failure was 11 cm. The deformation of the rest of the area continued to accelerate and the highest value detected at the end of the study was 8.7 cm at point 6B.

- g) Area 7 (Fig. 5i): The beginning of the deformation in this area was detected at 489 days of monitoring and remained constant and progressive until day 1402. During the following periods, acceleration in the deformation rate was detected. We observed a maximum deformation value of 12.2 cm at point 7A.

The temporal analysis was not carried out for Areas 8 and 9 because the evolution was in an incipient stage.

**Spatial rockfall analysis**

Figure 6 represents the rockfalls occurring on the Puigcerçós rock face during the monitoring period. To indicate their timing, we show the new events occurring in each period in dark gray, and the rockfalls accumulated in the previous periods in light gray. The most frequent events show volumes lower than 1 m<sup>3</sup> (95 % of all rockfalls recorded). The largest events were recorded between 489 and 865 days (Period D) and between 1,582 and 1,705 days (Period H). The highest magnitude event corresponded exactly to Areas 1 and 2 in Fig. 4, and it has a total volume of 386 m<sup>3</sup>. The second largest rockfall corresponded to the top of Area 6 (Area 6a) and the volume computed was 32 m<sup>3</sup>. In order to show the most active periods, Fig. 7a displays the rockfall activity obtained as the ratio between the number of events and the number of days between each data acquisition. Moreover we computed the rockfall volume



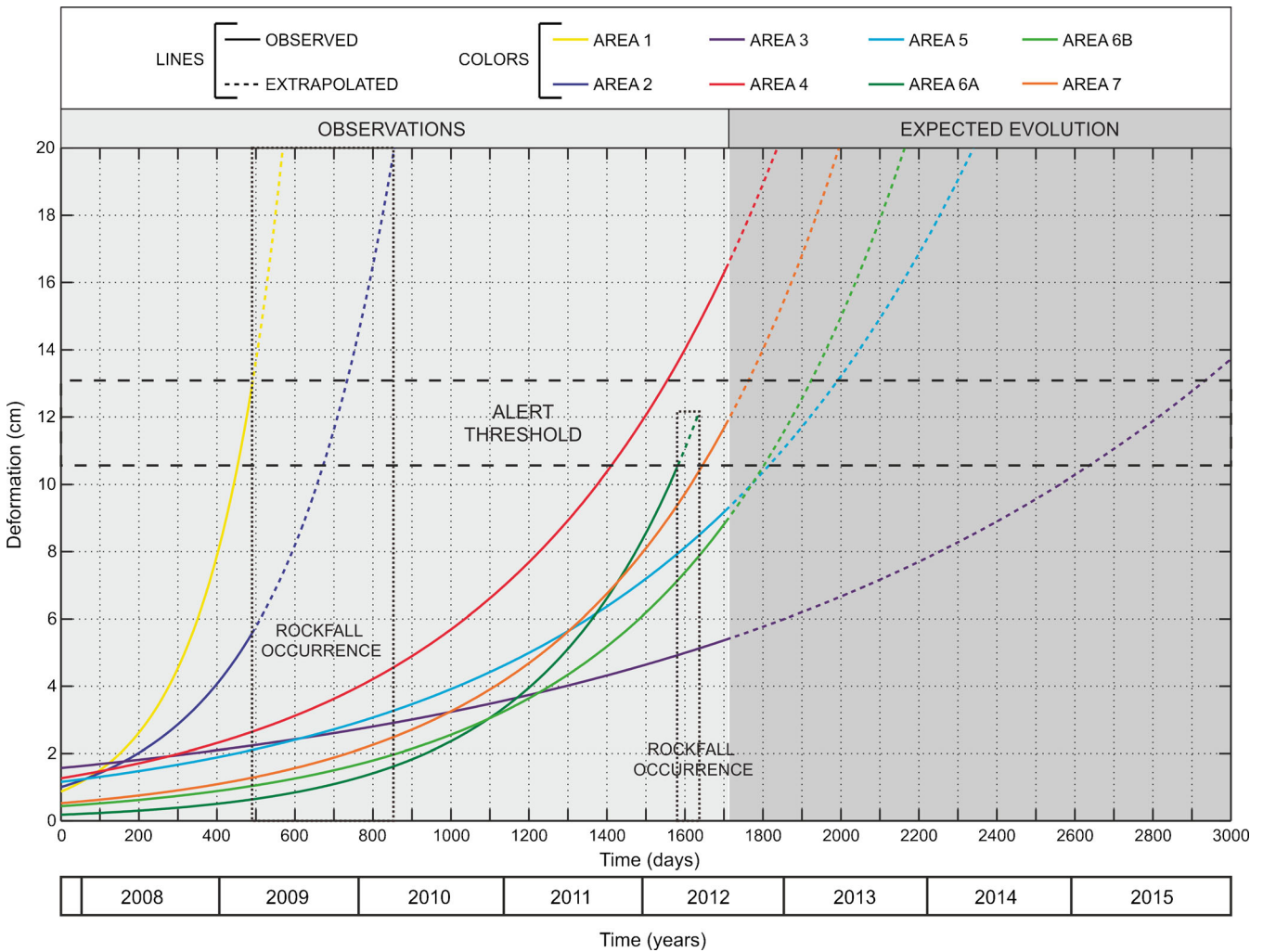
rates dividing the volume of missing material and the number of days between each field campaign (Fig. 7b). In terms of number of events, we distinguished a first period with high activity at 442 days of monitoring with a value of 1.39 rockfall/day. We also detected two more periods with high values of activity at 1,113 and 1,640 days. Analysing the rockfall volume rates, we observed two periods with high values, one at 865 days (1.02 m<sup>3</sup>/day) and the second at 1,640 days (0.6 m<sup>3</sup>/day). The total volume of fallen rock of the rock face during the monitoring period was 510 m<sup>3</sup>.

**Discussion**

The present study demonstrate the potential of Terrestrial LiDAR for detecting and monitoring pre-failure deformations in small-scale rockfalls (from 11 to 1,000 m<sup>3</sup>), and corroborates the hypothesis proposed in Abellán et al. (2010). This study introduces a new way to connect spatial prediction (Fig. 4), with the detection of moving areas, and temporal prediction, with recognition of the different phases of deformation evolution (Fig. 5). Although the application of Terrestrial LiDAR on rock slopes has shed light on the main parameters that characterize failures occurring during a given monitoring

period, the ability to analyse pre-failure deformation and to predict where these failures will take place has not yet been thoroughly investigated in the literature.

In the first part of this study, we described the detection of the areas affected by pre-failure deformation and the rockfalls occurring during a period spanning 1,705 days. Comparing Figs. 4 and 5, we observe that pre-failure deformation was not detected for all rockfall events. In period E we located the largest rockfall (volume=11 m<sup>3</sup>) without detecting a clear pre-failure deformation, meaning that under insufficient temporal resolution, this early warning indicator was detected for rockfalls with a volume higher than 11 m<sup>3</sup>. According to Abellán et al. (2010), there are three possible explanations for the inability to detect a clear pre-failure deformations in rockfalls with a smaller volume (<11 m<sup>3</sup>): (a) the minimum detectable deformation value with this methodology (i.e. 0.96 cm) was higher than the value of the pre-failure deformation, (b) the temporal duration of the deformation was shorter than the time lapse between campaigns in this study and (c) no pre-failure deformation occurred in small-scale rockfalls (<11 m<sup>3</sup>).



**Fig. 8** Extrapolated evolution from exponential curves for each moving area. The deformation values observed (from 2007.11 to 2012.07) correspond to the points with the highest deformation values in each area

Figure 7 does not show any relationship between the number of events and the total rockfall volume for each period. Not surprisingly, the rockfall activity is controlled by the most frequent events (rockfalls  $<1 \text{ m}^3$ ) and the volume rates provide information about the presence of a large event (e.g. rockfalls in Areas 1 and 2 at 865 days). So the geomorphological evolution of Puigcercós rock face is characterized by two different dynamics: (a) frequent rockfalls with volumes lower than  $1 \text{ m}^3$  (95 % of rockfalls detected) and (b) the collapse of unstable areas of rock face with volumes greater than  $1 \text{ m}^3$ . These two dynamics should be studied separately in order to carry out a detailed analysis of the triggering factors.

We can discuss the different failure mechanisms by analyzing the distribution of the deformation in Figs. 4 and 5. The deformation rate increased upwards in Areas 1, 2, 5, 6 and 7, clearly indicating a toppling failure mechanism in which the blocks of rock rotate around a fixed base (Goodman and Bray 1976; Hoek and Bray 1981). This mechanism conforms to the dynamic that we proposed for the presence of the tensile cracks in Section 1.1. On the other hand, the distribution of deformation in Areas 3 and 4 is clearly different. Here, the peak values are found in the central part of the deformed areas, and the failure mechanism is more difficult to interpret. In Area 4, the mechanism corresponds to a conjugated toppling in which the front block is the most deformed, leading to higher values of deformation in the central part of the area, but the mechanism in Area 3 may correspond either to a conjugated toppling or a bulging with more deformation in the central part.

The pattern of deformation evolution observed in Fig. 5 was detected in the areas clearly affected by toppling, but not in the areas affected by a more complex failure mechanism (Areas 3 and 4). From this we infer that Area 3 may still be in the first stages of evolution. Nevertheless, the behavior of Area 4 seems different; we can see a pattern similar to the first deformation phase (i.e. a constant velocity) but with higher deformation values than in the other areas. In fact, Area 4 presented the highest deformation value of all (15.8 cm).

Our observations of two phases in the evolution of the pre-failure deformation seems to conform to a widely reported pattern of displacement evolution (Terzaghi 1950; Saito 1969; Voight 1989; Leroueil 2001) in which the detection of the acceleration phase may make it possible to activate landslide warning systems (Zvelebil and Moser 2001; Crosta and Agliardi 2003; Rose and Hungr 2007). A clear link was observed between an acceleration of pre-failure deformation in three areas (1, 2 and 6) and future rockfall occurrence. Based on these observations, there is a high probability of rockfalls in the near future in Areas 5 and 7, and in the rest of Area 6 (Area 6b), where deformation acceleration is currently observed. The accumulated deformation curve and the exponential increase in the deformation ratio in Area 4 suggest a high probability of detachment in this area in the near future.

Unfortunately, we are still far from being able to forecast the exact time of the failure in the moving areas; new research on progressive failure and triggering factors is still needed. Nevertheless, we can provide a rough estimate of the date based on the exponential pattern of evolution observed, by extrapolating the exponential curves to forecast future behavior (Fig. 8) in accordance with Zvelebil and Moser (2001). The

extrapolated curves were carried out for the most deformed point in each deformed area shown in Fig. 5. With the maximum deformation detected prior to rockfall in Areas 1 and 6a, we propose an alert threshold in order to predict the chronology of the future rockfalls for the rest of the moving areas (the values of deformation in Area 4 have not been used to fix this threshold, because this area has a different failure mechanism). In this way, we can predict that the next rockfall will occur in Area 7 because it is in the accelerated phase and the extrapolated curve has intersected the alert threshold. Accordingly, and analysing the curves in Areas 5 and 6b we can also predict the rockfall of these areas in the near future. On the other hand, Area 3 is still in the first phase of the deformation evolution (constant velocity of deformation; Fig. 5) so the results of its exponential curve are unable to predict its fall. The future behavior of Area 4 is highly uncertain and it will have to be analysed in more detail in future research.

Future perspectives include the continuous acquisition of Terrestrial LiDAR measurements at high spatio-temporal rates using a permanent Terrestrial LiDAR station. This system will make it possible to extend the NN averaging technique to a temporal moving window; significant gains in accuracy have already been obtained in preliminary work. Future research will also include the installation of new sensors (temperature, precipitation, webcam and geophone) in order to analyse the influence of preparatory and triggering factors in the study area in order to discern whether or not meteorological factors play a key role in the size and duration of pre-failure deformation.

## Conclusions

Our study area shows high rockfall activity: more than 100 rockfalls per year ranging between  $0.001$  and  $370 \text{ m}^3$  were recorded. The total volume of rocks falling from the rock face in the study period (1,705 days) was  $510 \text{ m}^3$ . Of these rockfalls, nine areas were affected by pre-failure deformation. A direct link between pre-failure deformation and rockfall occurrence was observed in three areas. In the other six areas, the detection of pre-failure deformation allowed us to predict the location where failures would take place in the near future. The maximum value of the detected deformation was 15.8 cm. In terms of temporal occurrence, the detection of the accelerated phase in the evolution of the pre-failure deformation in Areas 5, 6 and 7 may indicate the imminence of future failures in these areas. Although a great deal of work remains to be done, detection of this failure pattern may make it possible to activate early warning systems prior to rockfalls.

## Acknowledgements

The present study was partially supported by the NUTESA (CGL2010-18609, MICINN and FEDER Funds), RISKINAT group (2009GR/520) and Swiss National Foundation (SNF 138015 and 144040) projects. The first author was funded by the DIUE Commission for Universities and Research of the Catalan government through a pre-doctoral grant (FI-DGR2011) and a pre-doctoral research stay grant at Lausanne University (Switzerland; BE-DGR2011). We also acknowledge the technical support of D. Garcia-Sellés in the fieldwork campaigns and of master's students J. Blanchard, X. Rodriguez and F. Sanchez in

data acquisition and alignment during the early stages of the research. We sincerely thank the editor and the three reviewers for their helpful and critical revision of the manuscript.

## References

- Abellán A, Jaboyedoff M, Oppikofer T, Vilaplana JM (2009) Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:365–372
- Abellán A, Vilaplana JM, Calvet J, Blanchard J (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanning monitoring. *Geomorphology* 119:162–171
- Avian M, Kellerer-Pirklbauer A, Bauer A (2009) LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:1087–1094
- Baldo M, Bicchieri C, Chiochini U, Giordan D, Lollino G (2009) LiDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy. *Geomorphology* 105:193–201
- Blanchard J, Calvet J, Abellán A, García D, Khazaradze G, Vilaplana JM (2008) Estudio del escarpe del deslizamiento de Puigercós mediante láser escáner terrestre. *Conca de Tremp, Catalunya. Geotemas* 10:1389–1392
- Chen Y, Medioni G (1992) Object modelling by registration of multiple range images. *Image Vis Comput* 10:145–155
- Corominas J, Alonso E (1984) Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y causas. Inestabilidad de laderas en el Pirineo. Ponencias y Comunicaciones. ETSICCP-UPC C.1-C.53.
- Crosta GB, Agliardi F (2003) Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Can Geotech J* 40:176–191
- Cuevas JL (1992) Estratigrafía del “Garumniense” de la Conca de Tremp. *Prepirineo de Lérida. Acta Geol Hisp* 27:95–108
- Dewez T, Gebreyal D, Lhomme D, Robin Y (2009) Quantifying morphological changes of sandy coasts by photogrammetry and cliff coasts by lasergrammetry. *La Houille Blanche* 1:32–37
- Eberhardt E, Stead D, Coggan JS (2004) Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide. *Int J Rock Mech Mining Sci* 41:69–87
- Fukuzono T (1985) A new method for predicting the failure time of a slope. In: Proc. IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, 1985, Tokyo
- Goodman RE, Bray JW (1976) Toppling of rock slopes. *Procc. Spec. Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes. ASCE*, vol 2
- Heckmann T, Bimböse M, Krautblatter M, Haas F, Becht M, Morche D (2012) From geotechnical analysis to quantification and modelling using LiDAR data: a study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany. *Earth Surf. Process. Landforms* 37:119–133
- Hoek E, Bray JW (1981) Rock slope engineering. Institution of Mining and Metallurgy
- Jaboyedoff M, Oppikofer T, Abellán A, Derron MH, Loyer A, Metzger R, Pedrazzini A (2012) Use of LiDAR in landslide investigations: a review. *Nat Hazards* 61(1):5–28
- Lato MJ, Diederichs MS, Hutchinson DJ, Harrap R (2012) Evaluating roadside rockmasses for rockfall hazards using LiDAR data: optimizing data collection and processing protocols. *Nat Hazards* 60:831–864
- Leroueil MS (2001) Natural slopes and cuts: movement and failure mechanisms. *Geotechnique* 51:195–244
- Lim M, Petley DN, Rosser NJ, Allison RJ, Long AJ, Pybus D (2006) Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *Photogrammetric Rec* 20(1):109–129
- Lim M, Rosser NJ, Allison RJ, Petley DN (2010) Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes, North Yorkshire. *Geomorphology* 114:12–21
- Lim M, Rosser NJ, Petley DN, Keen M (2011) Quantifying the controls and influence of tide and wave impacts on coastal rock cliff erosion. *J Coast Res* 27(1):46–56
- Malamud BD, Turcotte DL, Guzzetti F, Reichenbach P (2004) Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf Process Landforms* 29:687–711
- Manetti L, Steinmann G (2007) 3DeMoN ROBOVEC—integration of a new measuring instrument in an existing generic remote monitoring platform. In: 7th International Symposium On Field Measurements In Geomechanics, Boston, MA, USA, pp 24–27
- Monserrat O, Crosetto M (2008) Deformation measurement using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 63:142–154
- Noferini L, Pieraccini M, Mecatti D, Macaluso G, Atzeni C, Mantovani M, Marcato G, Pasuto A, Silvano S, Tagliavini F (2007) Using GB-SAR technique to monitor slow moving landslide. *Eng Geo* 95:88–98
- Nguyen HT, Fernandez-Steegeer TM, Wiatr T, Rodrigues D, Azzam R (2011) Use of terrestrial laser scanning for engineering geological applications on volcanic rock slopes – an example from Madeira island (Portugal). *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11:807–817
- Oppikofer T, Jaboyedoff M, Keusen HR (2008) Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nat Geosci* 1:531–535
- Oppikofer T, Jaboyedoff M, Blikra L, Derron MH (2009) Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:1643–1653
- Pedrazzini A, Oppikofer T, Jaboyedoff M, Guell i Pons M, Chantry R, Stampfli E (2010) Assessment of rockslide and rockfall problems in an active quarry: case study of the Arvel quarry (western Switzerland). In: European rock mechanics symposium (EUROCK 2010), Lausanne, Switzerland. CRC Press, Leiden, pp 593–596
- Pedrazzini A, Abellán A, Jaboyedoff M, Oppikofer T (2011) Monitoring and failure mechanism interpretation of an unstable slope in Southern Switzerland based on terrestrial laser scanner. 14th Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Toronto, Canada
- Pesci A, Teza G, Casula G, Loddio F, De Martino P, Dolce M, Obrizzo F, Pingue F (2011) Multitemporal laser scanner-based observation of the Mt. Vesuvius crater: Characterization of overall geometry and recognition of landslide events. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 66:327–336
- Petrie G, Toth CK (2008) Introduction to laser ranging, profiling and scanning. In: Shan J, Toth CK (eds) *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing*. CRC Press / Taylor & Francis, London, pp 1–28
- Prokop A, Panholzer H (2009) Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:1921–1928
- Pujalte V, Schmitz B (2005) Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp (“Garumniense”, Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales). *Geogaceta* 38:79–82
- Ravanel L, Allignol F, Deline P, Gruber S, Ravello M (2010) Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7:493–501
- Rodríguez X, Abellán A, Calvet J, Vilaplana JM (2009) Estudio de la influencia de la litología en el fenómeno de caída de bloques mediante láser escáner terrestre. Puigercós, Pallars Jussà. In: Alonso E, Corominas J, Hürlimann M (eds) *Proceedings of VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Barcelona, Spain
- Rose ND, Hungr O (2007) Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method. *Int J Rock Mech Min Sci* 44:308–320
- Rosser NJ, Petley DN, Lim M, Dunning SA, Allison RJ (2005) Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Q J Eng Geol Hydrogeol* 38:363–375
- Rosser NJ, Lim M, Petley DN, Dunning S, Allison RJ (2007) Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *J Geophys Res* 112, F04014
- Rosser NJ, Petley DN (2008) Monitoring and modeling of slope movement on rock cliffs prior to failure. In: Chen Z, Zhang J, Li Z, Wu F, Ho K (eds) *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future. Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes*, Xi’an, China.
- Saito M (1969) Forecasting time of slope failure by tertiary creep. *Proc 7th Int Conference Soil Mech Found Eng* 2:677–683
- Stock GM, Martel SJ, Collins BD, Harp EL (2012) Progressive failure of sheeted rock slopes: the 2009–2010 Rhombus Wall rock falls in Yosemite Valley, California, USA. *Earth Surf Process Landforms* 37:546–561
- Terzaghi K (1950) Mechanism of landslides. In: Paige S (ed) *Application of Geology to Engineering Practice* (Berkeley Volume). Geological Society of America, Washington D.C, pp 83–123
- Teza G, Galgaro A, Zaltron N, Genevois R (2007) Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *Int J Remote Sens* 28:3425–3446
- Teza G, Pesci A, Genevois R, Galgaro A (2008) Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology* 97:424–437
- Travelletti J, Oppikofer T, Delacourt C, Malet J, Jaboyedoff M (2008) Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range

- terrestrial laser scanning (TLS). *Int Arch Photogramm Remote Sens* 37(B5):485–490
- Tonini M, Abellán A (2013). Rockfall detection from LiDAR point clouds: a clustering approach using R. *J Spat Inf Sci* (in press)
- Vidal LM (1881) Nota acerca de los hundimientos ocurridos en la Cuenca de Tremp (Lérida) en Enero de 1881. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España VIII*:113–129
- Viero A, Teza G, Massironi M, Jaboyedoff M, Galgaro A (2010) Laser scanning-based recognition of rotational movements on a deep seated 2 gravitational instability: The Cinque Torri case (North-Eastern Italian Alps). *Geomorphology* 122:191–204
- Voight B (1989) A relation to describe rate-dependent material failure. *Science* 243:200–203
- Zimmer VL, Collins BD, Stock GM, Sitar N (2012) Rock fall dynamics and deposition: an integrated analysis of the 2009 Ahwiyah Point rock fall, Yosemite National Park, USA. *Earth Surf Process Landforms* 37:680–691
- Zvelebil J, Moser M (2001) Monitoring based time-prediction of rock falls: three casehistories. *Phys Chem Earth (B)* 26:159–167

---

**M. J. Royán** (✉) · **A. Abellán** · **J. M. Vilaplana** · **J. Calvet**

RISKNAT Group, GEOMODELS, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués, s/n, 08028, Barcelona, Spain  
e-mail: m.royan@ub.edu

**A. Abellán** · **M. Jaboyedoff**

Centre de Recherches en Environnement Terrestre (CRET), Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Géopolis (3129), 1015, Lausanne, Switzerland



## ANEXO

**Artículo B:** publicación en una revista SCI de los resultados del capítulo 6: Royán, M.J., Abellán, A., Vilaplana, J.M. (2015). Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain). *Landslides*, 12:585-595.





Landslides (2015) 12:585–595  
 DOI 10.1007/s10346-015-0573-6  
 Received: 6 October 2014  
 Accepted: 8 March 2015  
 Published online: 20 March 2015  
 © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Manuel J. Royán · Antonio Abellán · Joan Manuel Vilaplana

## Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain)

**Abstract** A detailed analysis of the pre-failure behavior of the 3 December 2013 rockfall (1,012 m<sup>3</sup>) occurred on Puigcercós pilot study area (Catalonia, Spain) is presented. The exact date of failure was obtained based on a photographic monitoring performed every 4 h. The long-term monitoring (2,217 days) of the rock slope carried out by a Terrestrial LiDAR allowed the early detection of both pre-failure deformation and precursory rockfalls preceding the final failure. By means of the analysis of the pre-failure deformation, four different deformed areas were detected and the tertiary creep phase was observed in three of them. An attempt to predict the time to failure was performed using the Fukuzono's (1985) method. Furthermore, the temporal evolution of the precursory rockfalls occurred in those four areas during the progressive failure showed a close resemblance with the exponential pattern of the cumulated displacements at tertiary creep stage. Finally, the study of the meteorological conditions did not show any single triggering factor associated with the final failure. Reversely, the increase in the occurrence of precursory rockfalls on several areas of the slope together with the observed acceleration on the deformation pattern reinforce the role of a progressive degradation of the stability conditions, which ultimately led to the 3 December rockfall event.

**Keywords** Rockfall · Monitoring · Pre-failure deformation · Precursory rockfall · Prediction · Laser scanner

### Introduction

Rockfall forecasting constitutes a key challenge in natural hazard research. Although numerous rock face monitoring studies have dealt with rockfall detection (Rosser et al. 2005; Lim et al. 2006; Dewez et al. 2009; Raveland et al. 2010; Carrea et al. 2014; Michoud et al. 2014), few have dealt with the temporal or spatial prediction of rockfalls. Forecasting when a rockfall will occur is as important as knowing in advance where a failure will soon occur. While traditional methods with very low spatial resolution, such as extensometers or GPS, do not allow the spatio-temporal prediction of rockfalls, a few remote sensing instruments such as LiDAR or GBInSAR allow accurate deformation measurements to be obtained over wide areas (Tarchi et al. 2003; Casagli et al. 2010), thus permitting rockfall prediction (Abellán et al. 2010; Atzeni et al. 2014; Royán et al. 2014). Recent reviews provide detailed information about GBInSAR (Atzeni et al. 2014) and Terrestrial LiDAR (Jaboyedoff et al. 2012; Abellán et al. 2014) applications on rock slopes.

The existence of a series of precursory indicators before the rupture of a given rock slope, which is linked to the existence of a progressive failure (Eberhardt et al. 2004), allows one to anticipate and forecast the failure. Traditionally, rockfall prediction has been carried out using pre-failure displacements (Zvelebil and Moser 2001; Crosta and Agliardi 2003; Rose and Hungr 2007; Oppikofer et al. 2008). Other precursory indicators have been studied in recent years, including the occurrence of precursory rockfalls

(Sartori et al. 2003; Rosser et al. 2007; Rosser and Petley 2008; Pedrazzini et al. 2010) and micro-seismic activity during slope rupture (Amitrano et al. 2005; Senfaute et al. 2009; Burjánek et al. 2012; Bottelin et al. 2013). Several authors attempted the temporal prediction of slope failures by developing creep failure models (Saito 1969; Fukuzono 1985; Voight 1989; Crosta and Agliardi 2003). One of the procedures that most closely approximates the date of failure is the inverse velocity method described by Fukuzono (1985). This method, which was validated by Voight (1989), relates the rate of displacement to the time of occurrence of the failure. The time at which the failure will occur is linked with fast slope acceleration. This time is iteratively calculated using Fukuzono's method by fitting a straight line on the inverse velocity values, which progressively decrease over time in the tertiary creep: When the inverse velocity value approaches zero, the slope will collapse. Despite the existence of a prolific bibliography using slope deformation as an early indicator of failure, other precursory indicators such as precursory rockfalls and micro-seismicity indicators have not been studied in sufficient detail to allow the spatio-temporal prediction of future failures. The pattern of micro-seismicity prior to the occurrence of rock slope failure was studied by Amitrano et al. (2005) and Senfaute et al. (2009). These authors showed that the seismic energy increases following a power law (Amitrano et al. 2005) and that the frequency content of the seismic signal progressively decreases (Senfaute et al. 2009) several hours before the failure. Moreover, the application of the ambient vibration technique allowed Burjánek et al. (2012) and Bottelin et al. (2013) to determine that the motion of the predominant vibration of unstable rock masses is oriented perpendicular to the main fractures. With regards to precursory rockfalls, Rosser et al. (2007) and Rosser and Petley (2008) described a pattern of increase in the rate of activity of small-scale rockfalls, with volumes below a few cubic meters, prior to the occurrence of a larger failure (volume >100 m<sup>3</sup>). In contrast, Pedrazzini et al. (2010) interpreted the reduction in rockfall rate of activity as an indicator of the progressive stabilization of a rock slope.

The main aim of this study was to analyze the pre-failure behavior of the 3 December rockfall which occurred on Puigcercós scarp (Catalonia, Spain). Two kinds of precursory indicators were detected, pre-failure deformation and precursory rockfalls, and a link between them was identified. Furthermore, the spatio-temporal prediction of the 3 December event was attempted by using the inverse velocity analysis (Fukuzono 1985) and the deformation data.

### Study area and event description

The Puigcercós pilot study area corresponds to the main scarp of an ancient major landslide that occurred on January 13, 1881 (Vidal 1881; Corominas and Alonso 1984). Geologically, the rock face outcrops an Eocene sub-horizontal alternation of gray marls, sandstones, silts, and clays topped by nodular limestones



(Cuevas 1992; Pujalte and Schmitz 2005). Our previous studies (Blanchard et al. 2008; Rodriguez et al. 2009; Abellán et al. 2010; Royán et al. 2014) allowed us to gain a detailed understanding of the geomorphological evolution of this scarp. For instance, the main failure mechanism of the instabilities was identified as toppling (see point cloud and schematic profile in Fig. 1c), which is controlled by the existence of tensile cracks roughly parallel to the scarp and perpendicular to the bedding (Royán et al. 2014). Moreover, the possibility of using pre-failure deformation for the spatial prediction of rockfalls occurring at the Puigcerçós rock face was first shown by Abellán et al. (2010). Later on, nine different unstable areas were detected during the monitoring period (Royán et al. 2014): Three of these areas are still deforming, and six of them have already fallen down.

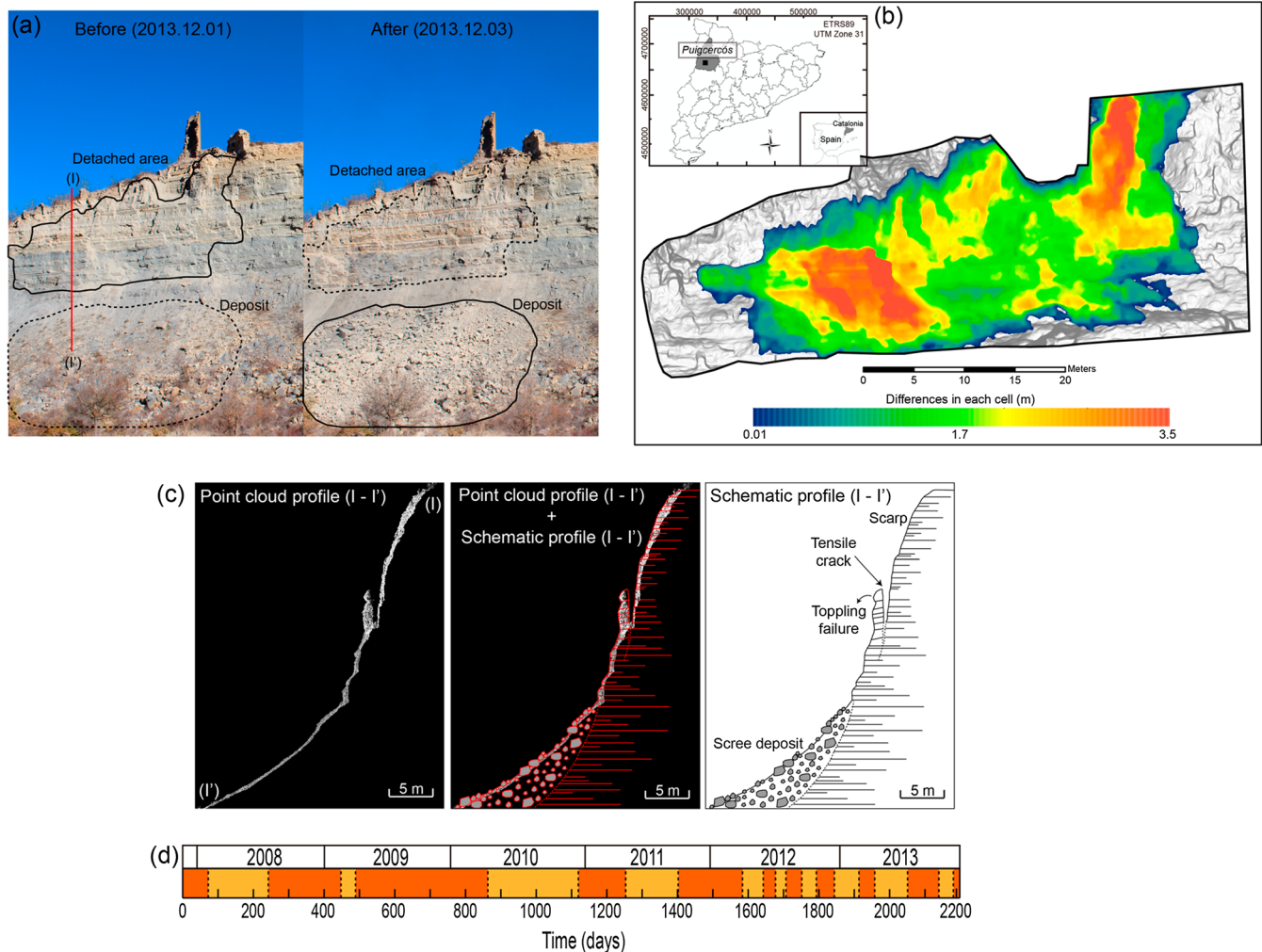
The greatest rockfall event, observed during our monitoring period (2,217 days), occurred between 16:15 h (GMT) on December 2 and 08:15 h (GMT) on December 3, 2013. The volume of this rockfall event was estimated as 1,012 m<sup>3</sup> thanks to a comparison of Terrestrial LiDAR scan acquisitions obtained on November 27 and December 22, 2013 (Fig. 1a, b). A detailed analysis of this event, as

well as a back analysis aimed at adjusting the parameters of the spatio-temporal prediction of the date of failure, will be discussed in the following sections.

**Methodology**

**Long-term analysis**

The long-term analysis was based on the monitoring of the Puigcerçós scarp carried out through a Terrestrial LiDAR instrument (Iris 3D—Optech) for more than 6 years. The first data acquisition was performed in November 2007, and 21 different fieldwork campaigns were conducted up to December 2013 (2,217 days of monitoring) (Fig. 1c). Each dataset was aligned with previous datasets through a preliminary identification of homologous points and a subsequent minimization of the distance between point clouds using the Iterative Closest Points (ICP) algorithm (Chen and Medioni 1992). A refinement of the alignment was obtained through automatic outlier selection: Those points with a distance greater than 3 cm were not included in the scan alignment process.



**Fig. 1** Puigcerçós pilot study area. **a** Picture of Puigcerçós scarp before and after the 3 December 2013 rockfall. Both the detachment and deposit areas are delineated with a black line. The l–l' profile is indicated with a red line. **b** Puigcerçós location and three-dimensional data comparison between 27 November 2007 and 22 December 2013. Details of a major rockfall event (more than thousand cubic meters) can be observed in this figure, maximum differences up to 3.5 m deep. **c** Point cloud profile l–l' and interpreted scheme of profile l–l'. **d** Data acquisitions from November 2007 to December 2013 (2,192 days)

Comparison of the different LiDAR datasets allowed us to detect the changes occurring on the rock face, i.e., deformation and rockfalls. This procedure was based on the quantification of the distances between datasets and was performed using a conventional “point-to-surface distance” methodology implemented in IMInspect software, InnovMetrics PolyWorks v.10.0. The direction of comparison was defined as a vector perpendicular to the rock face at its central part, which roughly corresponds to the line-of-sight axis.

#### Pre-failure deformation

A nearest neighbor (NN) filtering technique (Abellán et al. 2009) was applied in order to improve the accuracy of the scan comparison, as it allows for a more straightforward quantification of the slope pre-failure deformation. Briefly, this technique involves the extraction of the differences between successive scans and the median computation of the NN.

For computational optimization, this step was carried out using a two-step procedure: (a) the calculation of the deformation data in a square mesh (5 cm in this study) and (b) the automatic searching of the  $K$ th NN for each cell of the square mesh and its median calculation. A value of  $K=24$  nearest neighbors, which corresponds to a square window of  $5 \times 5$ , was chosen as the optimum compromise between accuracy and resolution in this study (for a detailed explanation, see Abellán et al. 2009).

Within each deformed area, we selected a window of data inside the most deformed part (upper part according to toppling failure) in order to analyze the displacement over time (see number of pixels of each window in Table 1). We then applied an inverse velocity analysis to estimate the date of failure (Fukuzono 1985). According to the same author, the analysis was only performed in those areas in which tertiary creep was detected and with the data range involved by this creep phase (see “data range” in Table 1). The selected windows in each area were characterized by almost equal values of displacement, allowing the application of noise filtering in order to improve the accuracy of the dates resulting from the inverse velocity analysis. The procedure consisted of (a) outlier filtering, we filtered out those values outside the data interval bounded by the standard deviation; (b) calculation of the best fit of the data: calculation of the exponential regression in this case; and (c) velocity computation per interval between scans and linear regression of the inverse velocity values (Table 1). As the velocity values corresponded to extended intervals of time, the inverse velocity analysis was performed by changing the position of these values (on the first, the middle, and the last day of each interval), allowing calculation of an interval of days during which failure was expected to occur.

#### Precursory rockfalls

We detected the different rockfall events occurring on the Puigcercós scarp by making comparisons between each consecutive dataset. In order to extract and quantify the events, the

following workflow was used: (a) creation of a binary mesh (mesh size=5 cm) of pixels affected or not by rockfalls (differences  $>0.03$  m); (b) vectorization in polygons of the perimeter of each grouped pixels corresponding to single events; (c) computation of the area of each polygon corresponding to single rockfalls; and (d) filtering of those groups of pixels with an area below a certain threshold that may have been due to methodological errors (area  $<0.01$  m<sup>2</sup> in our case study). This process was performed with different common tools of ArcGIS 10.

We then classified the extracted rockfall events into two different groups: (a) small-scale events that could be considered precursory rockfalls (area  $<0.5$  m<sup>2</sup>) and (b) larger scale events (area  $>0.5$  m<sup>2</sup>). Indeed, the small-scale events appeared to be linked with certain areas of the rock slope affected by superficial slope deformation, which revealed the development of a progressive failure. Then, in order to analyze the evolution of small-scale events over time in each unstable area, we carried out a computation of the events occurring inside the deformed areas, including a given buffer of radius equal to 0.25 m. This procedure was performed in ArcGIS 10 using buffer and clip tools.

#### Short-term analysis

The short-term analysis of the December 2013 rockfall event was carried out by examining periodic photographic acquisitions and studying the external forces that could act as triggering factors before the occurrence of the studied rockfall event, as follows.

#### Photographic monitoring

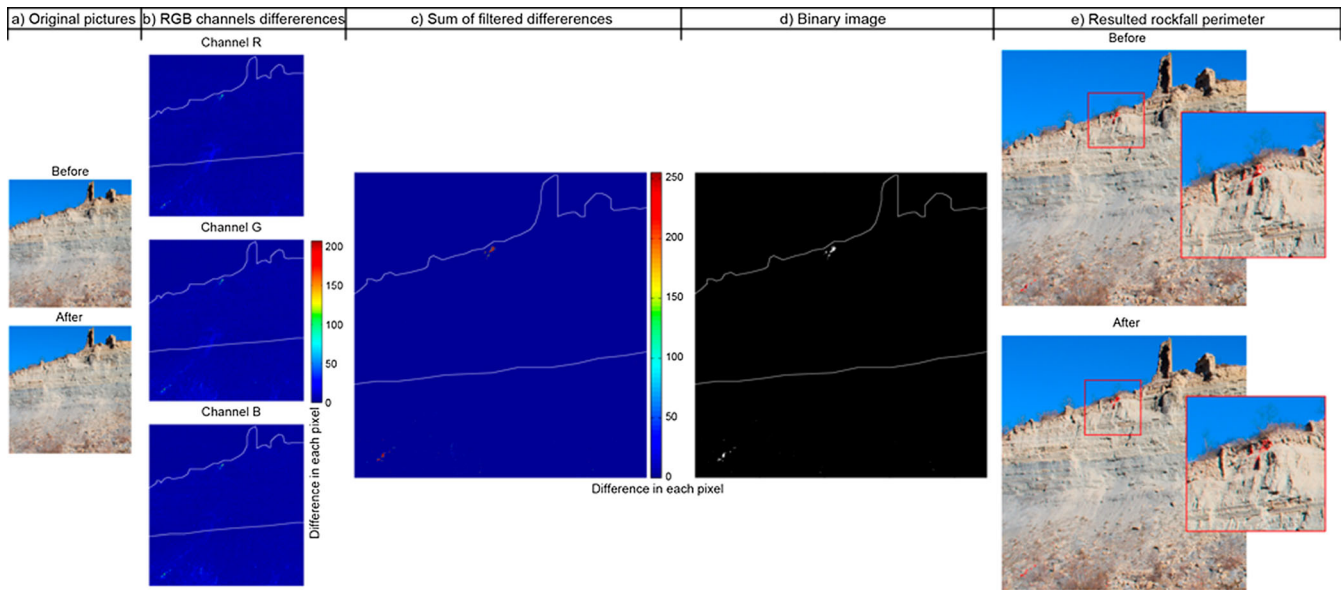
A permanent photographic station was installed in October 6, 2013 in front of the study area at the Puigcercós rock face. The station comprised a Canon EOS 600D camera and an external remote timer (Seculine Twin1 Internal Shutter Release) within a protective container. We configured the automatic image capture through a time-lapse interval of one picture every 4 h, the starting time being 10:30 GMT. The camera recorded six pictures per day on a 16 GB compact flash memory card, and the optical data were backed up every 1 or 2 months.

There was a gap in the photographic data for 12 days (from November 15 to 27, 2013) due to a complication during the installation and verification phase, which was subsequently corrected. In order to carry out the detection of the rockfalls occurring in the study area using the photographic datasets, we built a supervised change detection MATLAB script. This script, which used the three channels in each pair of pictures (red, green, and blue (RGB)) as matrices with values between 0 and 255, included the following steps (Fig. 2): (a) computation of the differences of each channel (RGB) between each pair of pictures (Fig. 2b); (b) first noise filtering: we filtered out the low values of difference in each channel corresponding to noise by means of a user-defined threshold; (c) summation of the filtered differences over the three channels in order to obtain a unique image (Fig. 2c); (d) second noise

**Table 1** Parameters involved in the inverse velocity analysis

	N. pixels	Data range	Mean $R^2$ of linear regression
Area 6	24	From 29 September 2011 (day 1402) to 27 November 2013 (day 2192)	0.9156
Area 7	28	From 23 October 2012 (day 1792) to 27 November 2013 (day 2192)	0.9791
Area 9	20	From 11 December 2012 (day 1841) to 27 November 2013 (day 2192)	0.9069

## Recent Landslides



**Fig. 2** Photographic monitoring for rockfall detection. From a to e: different steps of the processing, including original pictures, RGB differences, addition of RGB differences, pass to a binary image, and resulted rockfall extraction

filtering: user-defined threshold above which the previous differences could be considered as “real changes”. With this second filter, we removed those changes detected just in one or two channels and kept the changes really occurred in the three channels (RGB), which were considered the real changes; (e) creation of a binary image consisting of pixels assigned to two different layers: changes or no changes detected using *im2bw* MATLAB function (Gonzalez et al. 2004) (Fig. 2d); (f) calculation of the dimensions of each group of pixels and definition of a dimensional threshold to filter per a minimum number of grouped pixels using *bwareaopen* MATLAB function (Gonzalez et al. 2004); (g) vectorization of the perimeter of each grouped pixels corresponding to single changes using *bwboundaries* MATLAB function (Gonzalez et al. 2004) and plotting of the results (Fig. 2e).

#### Triggering factors

In order to determine whether the December 2013 rockfall event was triggered by any external forces, the earthquake record and the weather conditions during the 3 weeks before the event were analyzed. The local earthquake record was obtained from the “Cartographic and Geological Institute of Catalonia” (ICGC) database, which is publicly accessible at [www.icgc.cat](http://www.icgc.cat). The weather conditions were obtained from the “Weather Service of Catalonia” and corresponded to the nearest automatic weather station to the Puigcercós scarp, located in the village of Tremp, 4.5 km north of the scarp. The analyzed data corresponded to the mean temperature (°C) and mean accumulated rainfall (mm) every 30 min.

## Results

### Long-term analysis

This part of the study was based on the continuous monitoring carried out using a Terrestrial LiDAR instrument at the Puigcercós scarp. During this monitoring, we were able to detect the changes occurring on the rock face, including two kinds of precursory

indicators of the studied event, pre-failure deformation, and precursory rockfalls.

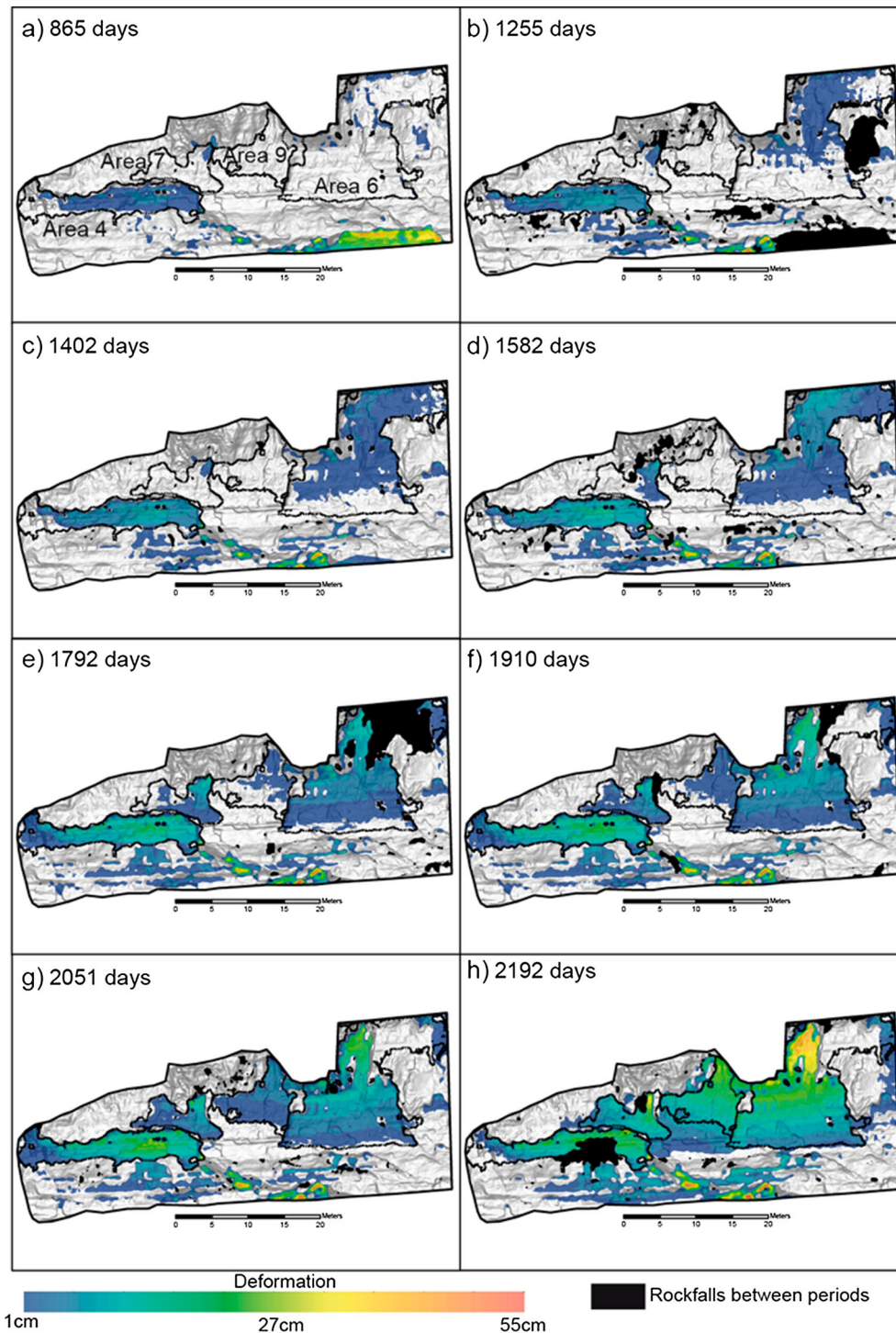
#### Pre-failure deformation

The detection of centimeter-scale pre-failure displacements allowed the spatio-temporal prediction of future rockfalls that will occur on the Puigcercós rock face. Four main deformed areas were detected in the study area (areas 4, 6, 7, and 9; following the nomenclature used in Royán et al. (2014)) (Fig. 3). The first areas detected were areas 4 and 7 at 489 days, followed by area 6 at 865 days and area 9 at 1,705 days. Minor events occurred inside these areas during the monitoring period and before the failure of the main rockfall between December 2 and 3, 2013. The most important failures were part of area 6 at 1,640 days, part of area 7 at 1,841 and 2,192 days, and part of area 4 at 2,143 days.

The deformation in these areas was selected in a window of data (see “Methodology section”) in order to perform an analysis of their evolution over time (Fig. 4). This revealed an exponential pattern in the evolution of displacement of all areas and an accelerated pattern before the final rupture in areas 6, 7, and 9, corresponding to evidence of the tertiary creep (Fig. 4b–d). The maximum value of displacement detected was 37 cm in area 6, 21 cm in area 4, 28 cm in area 7, and 23 cm in area 9. The normalization of displacement and time values of the tertiary creep of areas 6, 7, and 9 shows the almost identical behavior of these areas when this final stage has started (Fig. 4f).

Based on the accelerated pattern detected in three areas (areas 6, 7, and 9), we carried out an inverse velocity analysis (Fukuzono 1985) in order to estimate the date of failure (Fig. 5). The analysis performed allowed us to predict an interval of days during which the failure was expected to occur (Fig. 5). The predicted time of failure was from 2,166 to 2,250 days for area 6, from 2,327 to 2,432 days for area 7, and from 2,134 to 2,205 days for area 9. This analysis was not performed for area 4 because of the absence of the tertiary creep. As the main rockfall occurred between 2,197





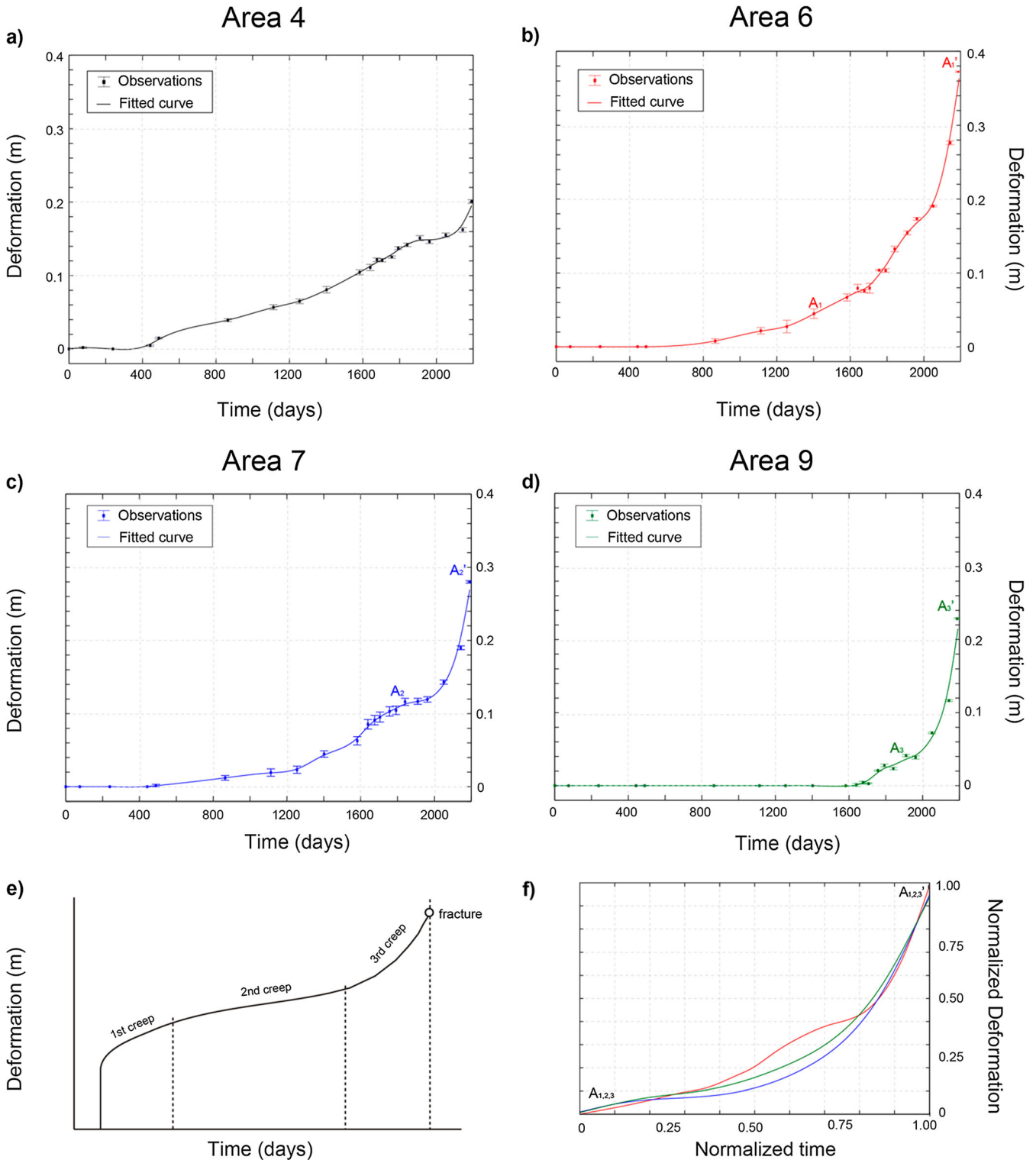
**Fig. 3** Deformation evolution in Puigcerçós pilot study area. From **a** to **h**: eight different periods showing the evolution at different areas (areas 4, 6, 7, and 9, see text). The color code (from *blue* to *red*) reflects the different deformation values (from 1 to 55 cm). The detected rockfalls occurred within each period are showed in *black*

and 2,198 days from the start of monitoring, the temporal prediction was correct for areas 6 and 9 but not for areas 4 and 7.

#### Precursory rockfalls

During more than 2,000 days of monitoring, a large number of rockfalls were detected. Figure 6 shows all rockfalls detected in the study area colored by the period of occurrence (areas from 0.01 to

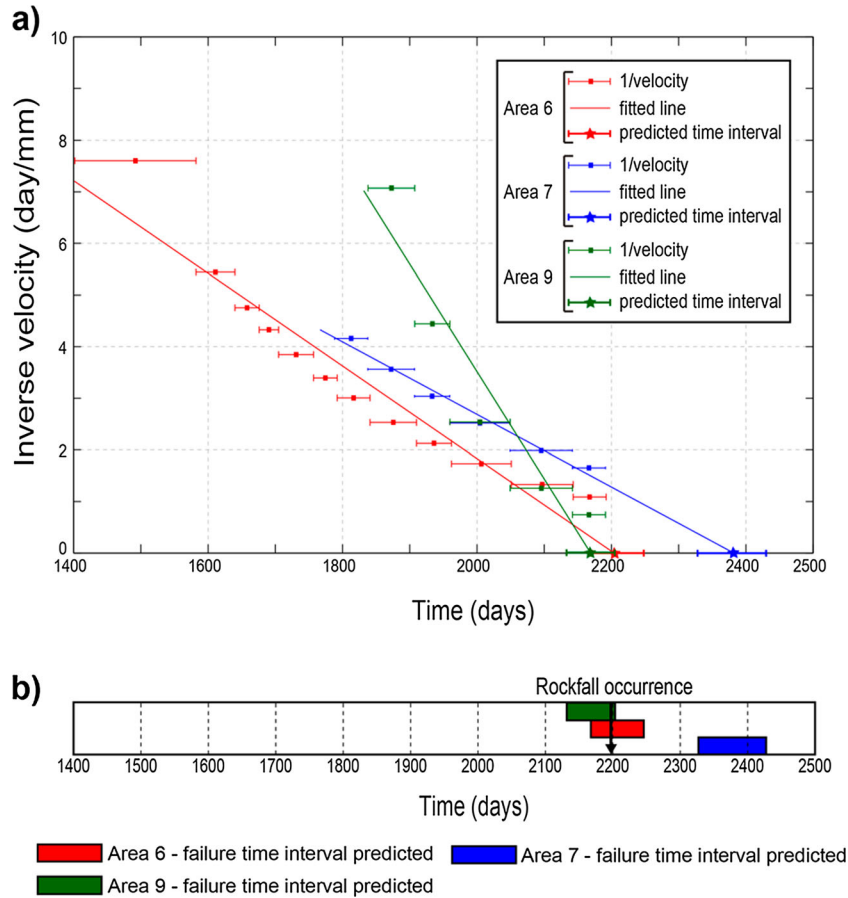
56.43 m<sup>2</sup>). The existence of progressive failure leads to the detection of rockfall events inside the unstable areas where a major event will occur. So, among all these detected rockfalls, we consider the small-scale rockfalls (<0.5 m<sup>2</sup>) as precursory indicators associated with the four deformed areas (unstable areas) and, therefore, with the area affected by the major event of December 3 (Fig. 7a). These precursory rockfalls were detected inside



**Fig. 4** Temporal evolution of the deformation at the selected areas (fitting curves correspond to spline fits): **a** area 4, **b** area 6, **c** area 7, **d** area 9. **e** Schematic diagram of the creep theory (modified from Singh 1966 and Emery 1979). **f** Normalized time vs. deformation plot for the areas 6, 7, and 9 under the third creep stage

unstable areas and along the tensile cracks that delimit these areas. Their evolution over time for each unstable area is represented in Fig. 7b–e, which shows a continuous increase in the number of precursory rockfalls for all areas analyzed. The highest cumulative

number of rockfalls was detected in areas 4 (110 events) and 6 (113 events). While the evolution was mostly linear in areas 4, 7, and 9 (Fig. 7b, d, e), an important acceleration was observed in the four periods before the rupture in area 6 (Fig. 7c).



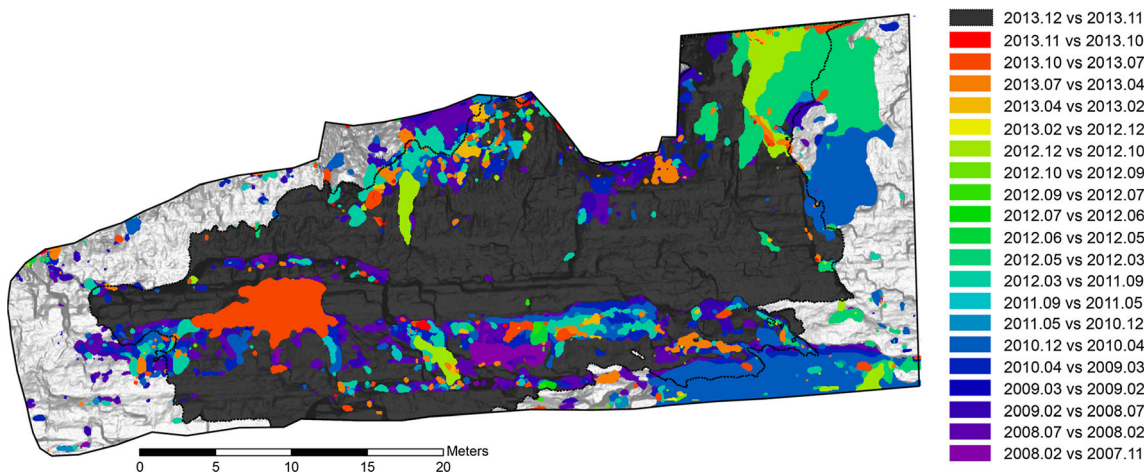
**Fig. 5** a Inverse velocity analysis for areas 6, 7, and 9 for the period of time corresponding to the third failure stage (see Fig. 4f and Table 1). b Interval of days where a failure is predicted for areas 6, 7, and 9. The day of final failure occurrence, detected through a photographic monitoring, is indicated with a black arrow

**Short-term analysis**

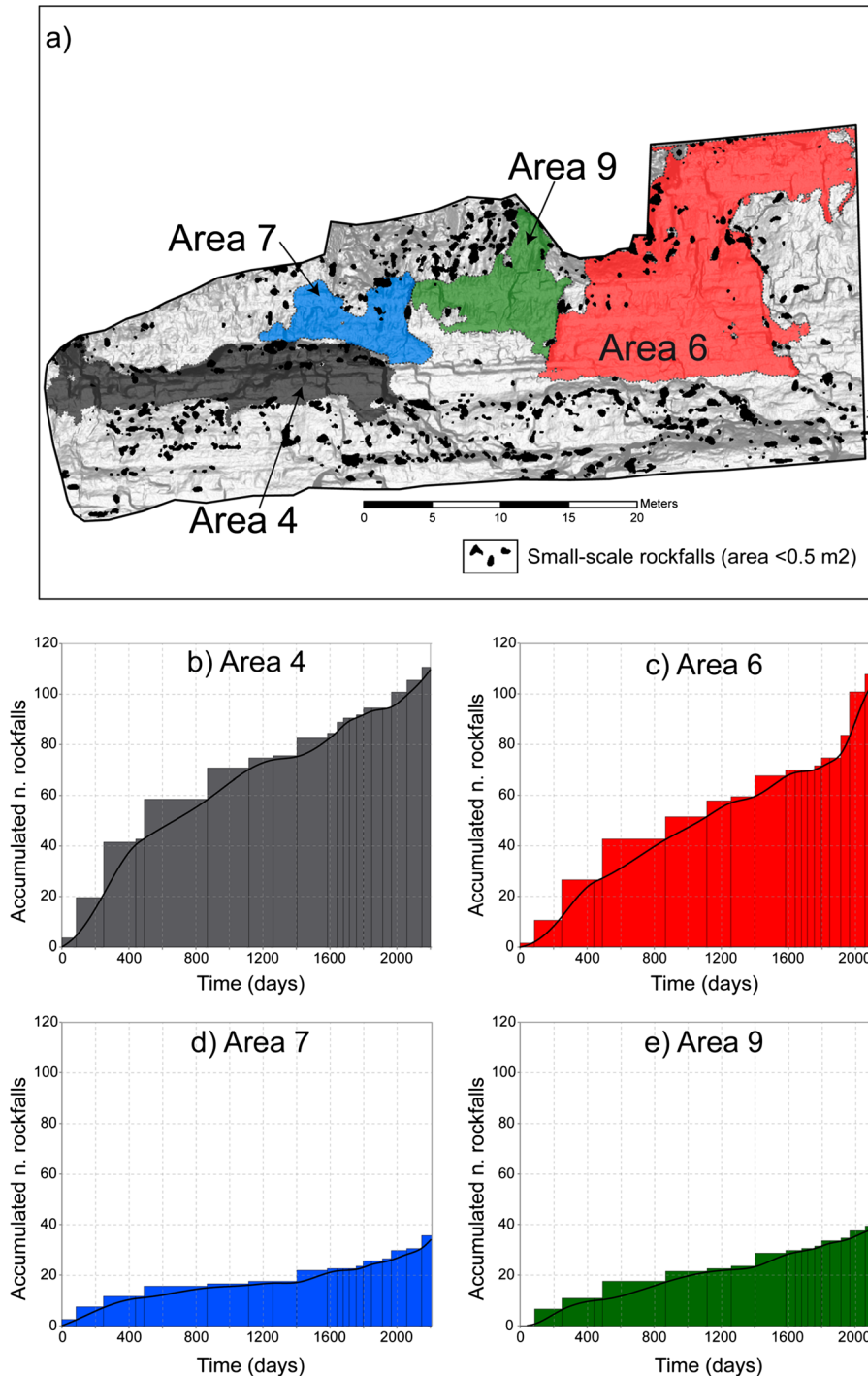
This second part of the analysis was based on permanent monitoring using a photographic camera at the Puigcercós rock face and on the analysis of the possible triggering factors of the studied event.

**Photographic monitoring**

The photographic monitoring allowed the daily detection of rockfalls occurring on the Puigcercós scarp (see example of detection in Fig. 2), data that was lacking when using Terrestrial LiDAR. The results allowed the detection of 11 minor events (Table 2) and also



**Fig. 6** Rockfalls occurred in the study area during the monitoring period. Each rockfall is color-coded according to its period of occurrence



**Fig. 7** a Small-scale rockfalls ( $<0.5 \text{ m}^2$ ) occurred in the study area and perimeter of deformed areas. From b to e: accumulated number of small-scale rockfalls (precursory rockfalls) over time for each deformed area (fitting curves correspond to spline fits)

the main event between 16:15 h (GMT) December 2 and 08:15 h (GMT) December 3, 2013.

The detailed analysis of minor events detected highlighted the superposition of events detected using LiDAR data. Two overlapping events were detected in the scan acquired on November 2013. Also, before the detection of the main event in the scan of December 2013, two minor rockfalls were detected by means of photographic monitoring.

#### Triggering factor analysis

Two possible triggering factors, earthquakes and weather conditions, were analyzed. There were two local earthquakes in the time interval of occurrence of the rockfall but neither was considered as a triggering factor because of their low magnitude (1.8 and 0.9) and high distance from the epicenter (188 and 190 km, respectively) located in the Mediterranean Sea.



**Table 2** Inventory of the rockfalls detected by the photographic monitoring several weeks before the 2013 failure

Rockfall number	Date of occurrence	Estimated area (m <sup>2</sup> )
1	15 October 2013	0.02
2	25 October 2013	0.06
3	01 November 2013	0.11
4	02 November 2013	0.9
5	09 November 2013	0.05
6	10 November 2013	0.6
7	13 November 2013	0.06
8	15–27 November 2013	0.48
9	15–27 November 2013	1.5
10	28 November 2013	0.9
11	30 November 2013	0.05

Our photographic monitoring system failed to properly register the slope from 15 to 27 November 2013

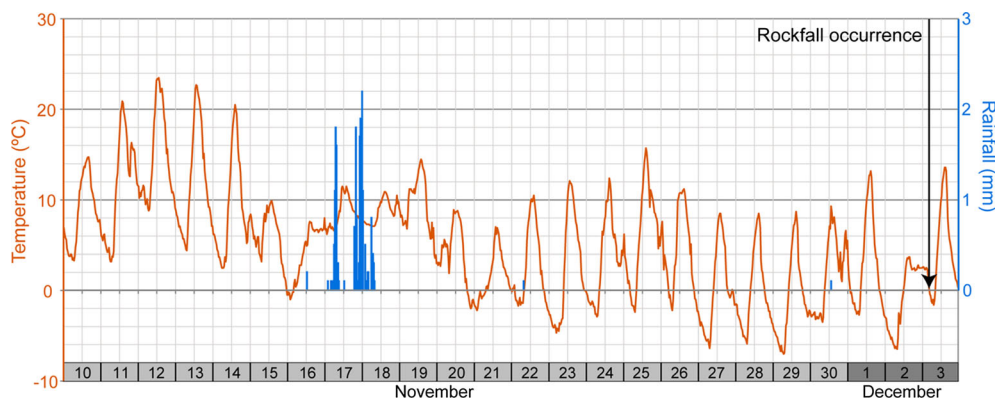
Regarding weather conditions, Fig. 8 presents the temperature and rainfall data for the 3 weeks before the event (from 10 November 2013). There were 22 mm of accumulated rainfall between 16 and 18 November 2013 (17 and 15 days before the event). Moreover, from 20 November to 3 December, there were 13 consecutive nights with temperatures below zero, reaching a minimum of  $-6.9$  °C on 29 November 2013. The difference between the maximum and minimum temperature was high, reaching 18.1 °C of difference on 25 November 2013.

### Discussion

The spatial and temporal prediction of the largest rockfall detected on the Puigcercós rock face after more than 6 years of monitoring was achieved. This demonstrated the capability of Terrestrial LiDAR monitoring for forecasting, both spatially and temporally, rockfalls in extensive areas. Pre-failure deformation was detected in four different areas inside the future rupture zone. These areas were characterized by a toppling rupture mechanism, and in three of them (6, 7, and 9), an accelerated pattern indicating the imminent rupture was detected. Thus, an inverse velocity analysis

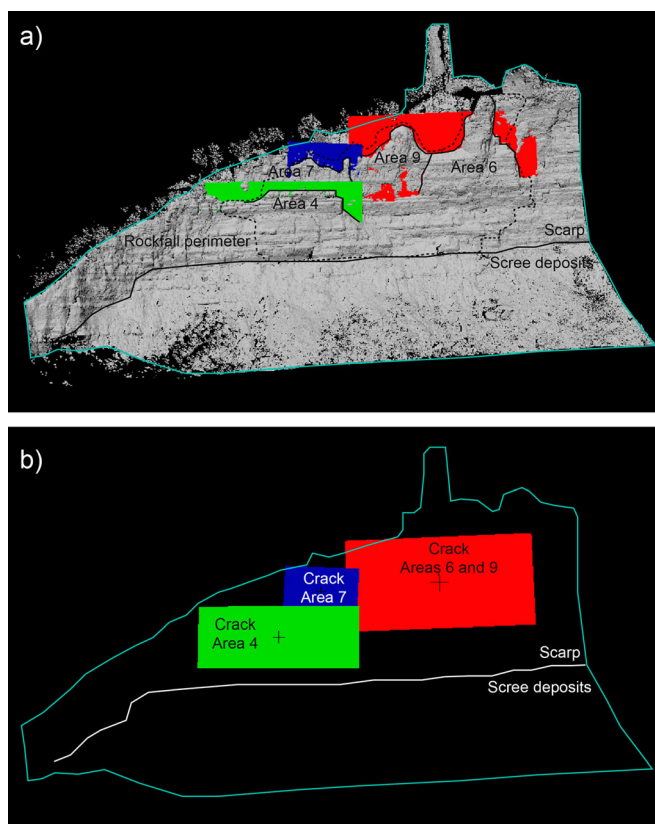
(Fukuzono 1985) was applied in order to estimate the time of failure. According to Fukuzono (1985) and other authors, such as Zvelebil and Moser (2001) and Crosta and Agliardi (2003), who applied this method before, to obtain the best fit, this analysis was carried out with the part of deformation characterized by an accelerated pattern, i.e., with the tertiary creep phase. This phase differed depending on the area and was not performed for area 4 (Table 1 and Figs. 4 and 5). To obtain the best results in this inverse velocity analysis, the correct selection of the tertiary creep phase in the different areas is a major issue. Thus, the same behavior of the selected tertiary creep phase for areas 6, 7, and 9 observed in the normalized diagram of Fig. 4f demonstrated the optimal selection. By means of selecting a window of deformation and applying a series of steps to take advantage of the great spatial density of data, an interval of days during which the rockfall was expected to occur was obtained. Due to the low temporal resolution of the LiDAR data (an average of 105 days between data acquisitions), the exact date of the failure could not be predicted. The number of days of each predicted interval (84 days for area 6, 105 days for area 7, and 71 days for area 9) was consistent with the gap between LiDAR data acquisitions (average of 105 days). For a better temporal prediction, an increase in the frequency of Terrestrial LiDAR monitoring is necessary. Because the Fukuzono's method is applied in the tertiary creep phase, increasing the monitoring to a daily frequency when this critical phase is detected would be enough.

The failure mechanisms on the Puigcercós rock face are characterized by toppling progressive failures due to the propagation of tensile cracks. In this context, a clear link between pre-failure deformation and precursory rockfalls was observed. Strain accumulations induced the propagation and opening of cracks, and thereby, the pre-failure deformation increased, triggering at the same time the occurrence of precursory rockfalls. This explains the concentration of these events within deformed areas and along the tensile cracks. These connections were more evident in area 6, where in both precursory indicators it was possible to detect tertiary creep through acceleration before the final failure. Our findings of precursory rockfall phenomenon are in accordance with the statements given in Rosser et al. (2007), in which the increase in the frequency of small-scale rockfalls inside an area, later affected by a larger event, was interpreted as evidence of tertiary creep.



**Fig. 8** Recorded temperature and rainfall several days before the final failure, from 10 November to 3 December 2014. The date of the rockfall occurrence is indicated with a black arrow





**Fig. 9** a LiDAR image of the Puigcercós scarp. Best fit plane of the points belonging to tensile cracks that conditioned the 3 December 2013 rockfall are generated. The perimeter of the rockfall (dashed line) and the delimitation of the different deformed areas defined in text are indicated. b Plane reconstruction of the extracted tensile cracks

Analysis of the deformation showed the imminent failure of areas 6 (between days 2,166 and 2,250) and 9 (between days 2,134 and 2,205) but not the failure of areas 4 and 7 (between days 2,317 and 2,432). A detailed analysis of the cracks that delimited the different areas was applied. This analysis was based on the reconstruction of cracks as main planes (Fig. 9) and allowed the location of their relative position. The results show how these sub-vertical planes overlapped and were mostly parallel. After analyzing the relative positions and the results of the temporal prediction, we proposed a unique event characterized by a “domino effect”, i.e., the trigger of the failure of areas 4 and 7 was the failure of areas 6 and 9, delimited by the same crack.

No clear external triggering factor was detected for this event. Therefore, the evolution over time of the precursory indicators suggests that just stability reasons seem to be the most probable cause of the final failure. The continuous increase in deformation of areas 6 and 9 created a critical situation in terms of stability, and these areas eventually fell without any external trigger. This approach is supported by the hypothesis exposed in Rosser et al. (2007) in which when the instability is in the tertiary creep phase, the environmental forces have little or no discernible influence in the evolution of the instability and therefore in the final failure.

The permanent photographic monitoring carried out from October 2013 demonstrated its capability in solving the superposition effect in the rockfalls detected by Terrestrial LiDAR,

confirming that the rockfall of December 3 was a single event. Such permanent monitoring will allow more accurate temporal detection of the events and also improve the magnitude-frequency estimations of rockfall occurring at the Puigcercós rock face.

### Conclusions

The spatio-temporal prediction of the largest rockfall event recorded in the Puigcercós pilot study area (volume=1,012 m<sup>3</sup>) was achieved in this work. The pre-failure deformation detected during 2,217 days of monitoring allowed the spatial prediction of the four unstable areas. Moreover, their evolution over time allowed the detection of tertiary creep in three of the areas and estimation of the interval for the most probable day(s) of failure. Tertiary creep was also identified through an accelerated pattern in the accumulated number of precursory rockfalls in area 6, showing the forecasting potential of the use of both precursory indicators.

On the other hand, photographic monitoring and geometric analysis of the different unstable areas allowed the identification of a single event characterized by a domino effect that occurred between December 2 and 3, 2013. Finally, the fact that no external triggering factor was detected before the failure together with the above-mentioned precursory indicators of progressive failure and a domino effect led us to conclude that gradual degradation of the safety factor was the main cause of the final failure.

### Acknowledgments

The present study was partially supported by the NUTESA (CGL2010-18609, MICINN, and FEDER Funds), RISKMAT group (2009SGR/520 and 2014SGR/1243), and Swiss National Foundation (SNF 144040—*Characterizing and analyzing 3D temporal slope evolution*) projects. The first author was funded by the Spanish Ministry of Education, Culture and Sports through a pre-doctoral grant (FPU12/05823). We also acknowledge the technical support of D. Garcia-Sellés in the fieldwork campaigns, as well as J. Blanchard, X. Rodriguez, F. Sanchez, and S. Fontquerni for their support in several data acquisitions. Finally, we are very grateful to the editor (Alexander Strom) and the two anonymous reviewers for their critical revision of the manuscript.

### References

- Abellán A, Jaboyedoff M, Oppikofer T, Vilaplana JM (2009) Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:365–372
- Abellán A, Vilaplana JM, Calvet J, Blanchard J (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanning monitoring. *Geomorphology* 119:162–171
- Abellán A, Oppikofer T, Jaboyedoff M, Rosser NJ, Lim M, Lato MJ (2014) Terrestrial laser scanning of rock slopes instabilities. *Earth Surf Proc Landform* 39:80–97
- Amitrano D, Grasso JR, Senfaute G (2005) Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophys Res Lett* 32, L08314
- Atzeni C, Barla M, Pieraccini M (2014) Antolini F (2014) Early warning monitoring of natural and engineered slopes with Ground-Based Synthetic-Aperture Radar. *Rock Mech Rock Eng*. doi:10.1007/s00603-014-0554-4
- Blanchard J, Calvet J, Abellán A, García D, Khazaradze G, Vilaplana JM (2008) Estudio de la escarpa del deslizamiento de Puigcercós mediante láser escáner terrestre. *Conca de Tremp, Catalunya*. *Geotemas* 10:1389–1392
- Bottelin P, Lévy C, Baillet L, Jongmans D, Guéguen P (2013) Modal and thermal analysis of Les Arches unstable rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophys J Int* 194:849–858

- Burjánek J, Moore JR, Yugsi Molina FX, Fäh D (2012) Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophys J Int* 188(2):559–569
- Carrea D, Abellán A, Derron M-H, Jaboyedoff M (2014) Automatic rockfalls volume estimation based on terrestrial laser scanning data, International Association Engineering Geology Conference, Sept 15–19, 2014 Torino (Italy)
- Casagli N, Catani F, Del Ventisette C, Luzi G (2010) Monitoring, prediction, and early warning using ground-based radar interferometry. *Landslides* 7(3):291–301
- Chen Y, Medioni G (1992) Object modelling by registration of multiple range images. *Image Vis Comput* 10:145–155
- Corominas J, Alonso E (1984) Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología ycausas. Inestabilidad de laderas en el Pirineo. Ponencias y Comunicaciones. ETSI CCUPCC.1-C.53
- Crosta GB, Agliardi F (2003) Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Can Geotech J* 40:176–191
- Cuevas JL (1992) Estratigrafía del “Garumniense” de la Conca de Tremp. *Prepirineo de Lérida. Acta Geol Hisp* 27:95–108
- Dewez T, Gebrayel D, Lhomme D, Robin Y (2009) Quantifying morphological changes of sandy coasts by photogrammetry and cliff coasts by laser grammetry. *La Houille Blanc* 1:32–37
- Eberhardt E, Stead D, Coggan JS (2004) Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide. *Int J Rock Mech Min Sci* 41:69–87
- Emery JJ (1979) Simulation of slope creep. In: Voight B (ed) *Rock slides & avalanches. Developments in Geotechnical Engineering*, 14b, Elsevier, Amsterdam, pp 669–691
- Fukuzono T (1985) A new method for predicting the failure time of a slope. In: *Proc. IVth International Conference and Field Workshop on Landslides*, 1985, Tokyo
- Gonzalez RC, Woods RE, Eddins SL (2004) *Digital image processing using MATLAB*. Pearson Prentice Hall, New Jersey
- Jaboyedoff M, Oppikofer T, Abellán A, Derron MH, Loye A, Metzger R, Pedrazzini A (2012) Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Nat Hazards* 61(1):5–28
- Lim M, Petley DN, Rosser NJ, Allison RJ, Long AJ, Pybus D (2006) Combined digital photogrammetry and time-of-flight laser scanning for monitoring cliff evolution. *Photogrammetric Rec* 20(1):109–129
- Michoud C, Carrea D, Costa S, Derron MH, Jaboyedoff M, Delacourt C, Maquaire O, Letortu P, Davidson R (2014) Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy. *Landslides*. doi:10.1007/s10346-014-0542-5
- Oppikofer T, Jaboyedoff M, Keusen HR (2008) Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nat Geosci* 1:531–535
- Pedrazzini A, Oppikofer T, Jaboyedoff M, Guelli Pons M, Chantry R, Stampfli E (2010) Assessment of rockslide and rockfall problems in an active quarry: case study of the Arvel quarry (western Switzerland). In: *European rock mechanics symposium (EUROCK 2010)*, Lausanne, Switzerland. CRC Press, Leiden, pp 593–596
- Pujalte V, Schmitz B (2005) Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp (“Garumniense”, Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales). *Geogaceta* 38:79–82
- Ravel L, Allignol F, Deligne P, Gruber S, Ravello M (2010) Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7:493–501
- Rodriguez X, Abellán A, Calvet J, Vilaplana JM (2009) Estudio de la influencia de lalitología en el fenómeno de caída de bloques mediante láser escáner terrestre. Puigcerçós, Pallars Jussà. In: Alonso E, Corominas J, Hürlimann M (eds) *Proceedings of VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Barcelona, Spain
- Rose ND, Hungr O (2007) Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method. *Int J Rock Mech Min Sci* 44:308–320
- Rosser NJ, Petley DN (2008) Monitoring and modeling of slope movement on rock cliffs prior to failure. In: Chen Z, Zhang J, Li Z, Wu F, Ho K (eds) *Landslides and engineered slopes. From the past to the future. Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes*, Xi'an, China
- Rosser NJ, Petley DN, Lim M, Dunning SA, Allison RJ (2005) Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Q J Eng Geol Hydrogeol* 38:363–375
- Rosser NJ, Lim N, Petley DN, Dunning S, Allison RJ (2007) Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *J Geophys Res* 112, F04014
- Royán MJ, Abellán A, Jaboyedoff M, Vilaplana JM, Calvet J (2014) Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LIDAR. *Landslides* 11:697–709
- Saito M (1969) Forecasting time of slope failure by tertiary creep. *Proc 7th Int Conference Soil Mech Found Eng* 2:677–683
- Sartori M, Baillifard F, Jaboyedoff M, Rouiller JD (2003) Kinematics of the 1991 Randa rockfall (Valais, Switzerland). *Nat Hazard Earth Syst Sci* 3:423–433
- Senfaute G, Duperret A, Lawrence JA (2009) Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Nat Hazard Earth Syst Sci* 9:1625–1641
- Singh A (1966) Creep phenomena in soils. Ph.D. thesis. University of California, Berkeley, California
- Tarchi D, Casagli N, Fanti R, Leva D, Luzi G, Pasuto A, Pieraccini M, Silvano S (2003) Landslide monitoring by using ground based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. *Eng Geol* 68:15–30
- Vidal LM (1881) Nota acerca de los hundimientos ocurridos en la Cuenca de Tremp (Lérida) en Enero de 1881. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España VIII*:113–129
- Voight B (1989) A relation to describe rate-dependent material failure. *Science* 243:200–203
- Zvelebil J, Moser M (2001) Monitoring based time-prediction of rock falls: three case histories. *Phys Chem Earth (B)* 26:159–167

**M. J. Royán** (✉) · **A. Abellán** · **J. M. Vilaplana**

RISKKNAT Group, GEOMODELS, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franqués, s/n, 08028, Barcelona, Spain  
e-mail: m.royan@ub.edu

**A. Abellán**

Risk analysis group, Institut des sciences de la Terre (ISTE), Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Géopolis, 1015, Lausanne, Switzerland